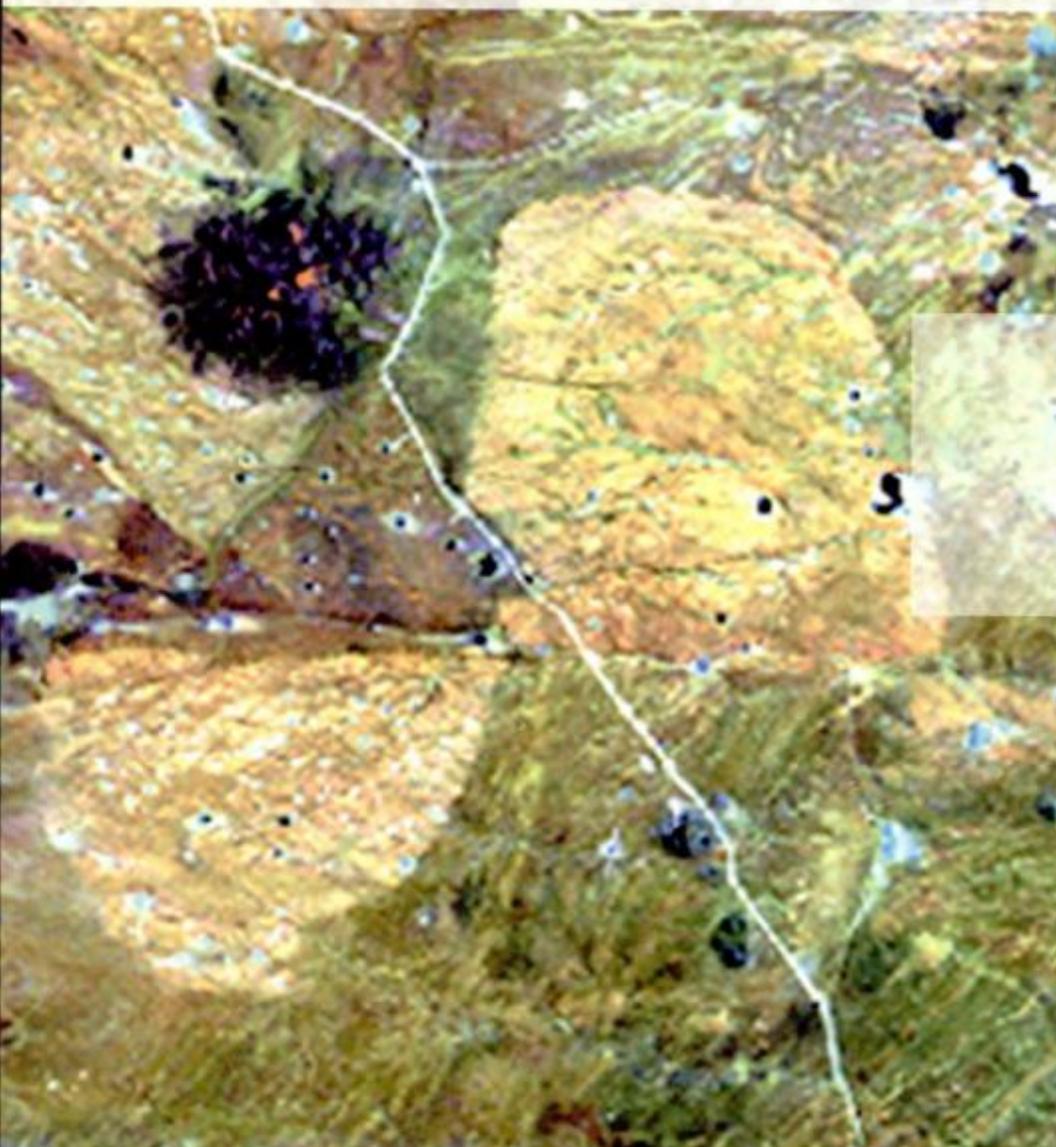


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 56 N° 2 2001



56 2

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

129-256
Junio 2001

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 56, Number 2, June 2001

CONTENTS

ARTICLES

- Neopalaeozoic brittle-ductile shear zones in the north-east of Patagonia
R. E. Giacosa 131-140
- Structure of the early Palaeozoic metamorphites in Arroyo Salado, North Patagonian Massif, Río Negro
R. E. Giacosa and J. M. Paredes 141-149
- Morphodynamics and sedimentary budget of Pinamar beaches (1995-1999), Buenos Aires Province
F. I. Isla, G. R. Bértola, M. O. Farenga and L. C. Cortizo 150-160
- The Florentina Intrusive from the Río Chubut Medio Volcanic-Pyroclastic Complex (Paleocene-Middle Eocene): an example of Etmolith or Funnel
E. Aragón, Y. E. Aguilera, P. D. González, L. Gómez Peral, C. E. Cavarozzi and A. Ribot 161-172
- Sedimentology and Palaeontology of Los Colorados Formation, Upper Triassic (La Rioja and San Juan provinces, Argentina)
A. T. Caselli, C. A. Marsicano and A. B. Arcucci 173-188
- A model for fluvial and lacustrine sedimentation on the passive margin of a half-graben: the Triassic of the western Precordillera of San Juan, Argentine Republic
L. A. Spalletti 189-210
- Mineralogy and metamorphism of volcanic rocks from Aluminé, Neuquén
S. L. Lagorio, G. I. Massaferro, M. E. Vattuone, T. F. Montenegro and C. O. Latorre 211-220
- Neogene volcanism of the cordillera de las Yaretas, Frontal Cordillera (34°S) Mendoza
D. J. Pérez 221-239

COMMUNICATIONS

- Pectolite associated with laumontite and prehnite in amygdules of metabasalts, Cerro Chapelco Chico, Neuquén
M. E. Vattuone, C. O. Latorre and P. Leal 240-243
- The early Jurassic of cerro Cucho (Patagonian range of Chubut): stratigraphy and fossils
G. I. Massaferro 244-248

SHORT NOTE

- Intrusion of red granite of the Tastil batholith into Eopaleozoic sandstones in the Angosto de la Quesera area, Eastern Cordillera, Salta
F. D. Hongn, J. M. Tubía, A. Aranguren, R. Mon and R. Battaglia 249-252

MEMORIAL

- Mario Martín Mazzoni (1942-1999)
S. D. Matheos 253-254

ERRATA

254

ON THE COVER

Satellite view of Calvo Granite, southeast of La Esperanza, cut by the right-lateral Loma Blanca strike-slip fault, Río Negro Province. Cover photograph of Hoja Los Menucos, IGRM-SEGEMAR. Approximate scale: 1:125,000.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 121106) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

Subscriptions. Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 100 or US\$ 90 in Argentina (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 56, NÚMERO 2, JUNIO 2001

CONTENIDO

ARTÍCULOS

- Zonas de cizalla frágil-dúctil neopaleozoicas en el nordeste de la Patagonia
R. E. Giacosa 131-140
- Estructura de las metamorfitas del Paleozoico temprano en el arroyo Salado, Macizo Nordpatagónico, Río Negro
R. E. Giacosa y J. M. Paredes 141-149
- Morfodinámica y balance sedimentario de playas del partido de Pinamar (1995-1999), provincia de Buenos Aires
F. I. Isla, G. R. Bértola, M. O. Farenga y L. C. Cortizo 150-160
- El Intrusivo Florentina del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio (Paleoceno-Eoceno medio): un ejemplo de etmolito o embudo
E. Aragón, Y. E. Aguilera, P. D. González, L. Gómez Peral, C. E. Cavarozzi y A. Ribot 161-172
- Sedimentología y paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico superior (provincias de La Rioja y San Juan, Argentina)
A. T. Caselli, C. A. Marsicano y A. B. Arcucci 173-188
- Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina
L. A. Spalletti 189-210
- Mineralogía y metamorfismo de volcanitas de Aluminé, Neuquén
S. L. Lagorio, G. I. Massafervo, M. E. Vattuone, T. F. Montenegro y C. O. Latorre 211-220
- El volcanismo neógeno de la cordillera de las Yaretas, Cordillera Frontal (34°S), Mendoza
D. J. Pérez 221-239

COMUNICACIONES

- Pectolita en asociación con laumontita y prehnita, en amígdalas de metabasaltos, Cerro Chapelcú Chico, Neuquén
M. E. Vattuone, C. O. Latorre y P. Leal 240-243
- El Jurásico temprano del cerro Cucho (Cordillera Patagónica del Chubut): estratigrafía y fósiles
G. I. Massafervo 244-248

NOTA BREVE

- Intrusión del granito rojo del batolito de Tastil en areniscas copaleozoicas en el angosto de la Quesera, Cordillera Oriental, Salta
F. D. Hongn, J. M. Tubía, A. Aranguren, R. Mon y R. Battaglia 249-252

NECROLÓGICA

- Mario Martín Mazzoni (1942-1999)
S. D. Matheos 253-254

ERRATA

This One



8C58-7EC-UD6R

254

TAPA

Imagen satelital del Granito Calvo al sureste de La Esperanza, seccionado por la falla transcurrente dextral de Loma Blanca, provincia de Río Negro. Foto de tapa de la Hoja Los Menucos del IGRM-SEGEMAR. Escala aproximada: 1:125.000.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 121106) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.

Suscripciones. El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$ 100 o US\$ 90 dentro de Argentina (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.



REVISTA

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la American Association of Petroleum Geologists y de la Geological Society of America

COMISIÓN DIRECTIVA

(1999-2001)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Directora

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires
N. Pezzutti, Servicio Geológico Minero Argentino
S. Geuna, Servicio Geológico Minero Argentino, Universidad de Buenos Aires

Editores Asociados

R. Allmendinger, Cornell University, EE.UU.
R. Andreis, Buenos Aires
S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires
B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy
I. Dalziel, University of Texas at Austin, EE.UU.
S. Damborenea, Museo de Ciencias Naturales, La Plata
F. Hervé, Universidad de Chile, Santiago de Chile
M. Hünicken, CRILAR-CONICET, Anillaco
E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata
H. Miller, Universität München, Alemania
R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán
E. Mutti, Universidad de Parma, Italia
R. Pankhurst, British Antarctic Survey
J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia
V.A. Ramos, Universidad de Buenos Aires
C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata
M. Thomson, British Antarctic Survey

La Revista de la Asociación Geológica Argentina es citada en: Bibliography and Index of Geology, Georef Thesaurus and Guide to Indexing, Geo Abstracts, Mineralogical Abstracts y Zoological Record.

Presidenta: Lic. Norma E. Pezzutti.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.

Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

Vocales titulares: Lic. Mariela Etcheverría, Dra. Silvana Geuna, Dr. Alberto C. Riccardi, Dra. Luisa M. Villar.

Vocales suplentes: Dra. Graciela Mas, Dra. Paulina Nabel, Lic. Luis Stinco, Dr. Eduardo Zappettini.

ÓRGANO DE FISCALIZACIÓN

Titulares: Dr. P.N. Stipanovic, Dr. H. Rimoldi.

Suplente: Dr. Augusto P. Calmels.

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.
Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia, SEGEMAR.
Córdoba: Dr. Raúl Lira, Universidad Nacional de Córdoba.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.
La Plata: Dra. Ana María Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
Mar del Plata: Dr. Germán Bértola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.
Mendoza: Dra. Matilde Beresi, CRICYT.
Neuquén: Lic. Néilda Casali, Universidad Nacional del Comahue.
Puerto Madryn: Dra. Viviana Alric, CENPAT.
Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad Nacional de Río Cuarto.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Carlos de Bariloche: Lic. Gustavo Villarosa, Universidad Nacional del Comahue.
San Juan: Dra. Lucía Ruzycski de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.
San Luis: Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.
Santa Rosa: Dra. Ana María Parras, Universidad Nacional de La Pampa.
Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.
Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC.

Delegados en Buenos Aires

Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. C. Ninci.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Dr. Alberto Caselli y Lic. Mariana Gagliardo.
INGEIS: Dra. Claudia Armella.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. P. Nabel y Dr. J.P. Spikermann.
Subsecretaría de Minería: Dr. D. Rubiolo y Lic. Mariela Etcheverría.
Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Roberto Violante.
REPSOL-YPF S.A.: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Paraná, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.
Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.
Chile: Dr. E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Copyright © 2001. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy license by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 \$00.00+\$00.50.

Zonas de cizalla frágil-dúctil neopaleozoicas en el nordeste de la Patagonia

Raúl E. GIACOSA

Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR) y Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, C.C. 38 B, Km 8 (9003) Comodoro Rivadavia, Chubut. E-mail: raulgiacosa@infovia.com.ar

RESUMEN. En algunos sectores de la región oriental del Macizo Nordpatagónico, tuvo lugar durante el Neopaleozoico una intensa deformación compresional. Como consecuencia de ella, al sur de la sierra de Pailemán se formaron tres grandes zonas de cizalla, que se reconocen como fajas de cataclasitas y milonitas graníticas de diferentes dimensiones y que muestran microestructuras indicativas de deformación frágil-dúctil. Las zonas de cizalla se denominan Zona de Cizalla El Jagüelito (ZCEJ), Zona de Cizalla Peñas Blancas Norte (ZCPBN) y Zona de Cizalla Peñas Blancas Sur (ZCPBS). Este trabajo presenta los datos sobre su geometría, fábricas, comportamiento mineral y cinemático, así como una descripción de las rocas de falla asociadas. Su análisis permite concluir que la ZCEJ es una zona transpresional dextral, mientras que la ZCPBN y ZCPBS representan un sistema conjugado compresional, sin componentes transpresivas. Basado en el estudio del comportamiento mineral durante la deformación, se concluye que las fajas miloníticas se corresponden con niveles corticales similares a la zona de transición frágil-dúctil. Se infieren temperaturas del orden de los 300°C para la formación de las microfábricas en las rocas asociadas a la ZCEJ y temperaturas algo mayores en el intervalo de los 300°-400°C para las milonitas de las ZCPBN y ZCPBS. La orientación y cinemática de las zonas y las relaciones regionales, sugieren que se formaron durante un evento de compresión general de rumbo NE-SO, con posterioridad al emplazamiento regional de granitoides paleozoicos (270-253 Ma) y con anterioridad al volcanismo jurásico, que en la región comenzó alrededor de los 188 Ma. Durante la extensión continental del Jurásico, las zonas de cizalla y sectores de su entorno fueron reactivadas extensionalmente y reutilizadas como conductos de emisiones volcánicas, para el emplazamiento de intrusiones subvolcánicas y diques y fueron sitios de depositación de sistemas de mineralización hidrotermal. En términos de edad, posición estructural y situación geográfica, las zonas de cizalla pueden compararse regionalmente con zonas de cizalla en el Bloque de Chadileuvú y con el principal episodio de deformación principal en la faja plegada y corrida de Ventana.

Palabras clave: Tectónica, Zonas de cizalla, Neopaleozoico, Macizo Nordpatagónico, Río Negro

ABSTRACT. *Neopalaeozoic brittle-ductile shear zones in the north-east of Patagonia.* In the eastern sector of the North Patagonian Massif, prior to the Middle Mesozoic continental extensional deformation, an intense Neopalaeozoic compressional event took place. South of Sierra Pailemán, three brittle-ductile shear zones formed and are manifested by belts of granitic mylonites and cataclasites of different thickness, with microstructures indicative of ductile-brittle deformation. This paper presents data on the geometry, fabric, mineral behaviour and kinematics, together with the description of the associated faulted rocks in the shear zones. It is concluded that the El Jagüelito Shear Zone (EJSZ) is a right lateral transpressional shear zone, whereas the North Peñas Blancas Shear Zone (NPBSZ) and the South Peñas Blancas Shear Zones (SPBSZ) are conjugate compressional shear zones. From the microfabrics and mineral behaviour during deformation, it is concluded that the belts belong to the brittle-ductile crustal transition zone, and they were deformed under non-coaxial progressive conditions. Microstructural analysis indicates low temperature (near 300° C) for solid-state fabric formation in the EJSZ, and low to moderate temperature (300° to 400° C) in the NPBSZ and SPBSZ. Probably they were formed during a general NE-SW compressional deformation event that occurred after the 270-253 Ma late Palaeozoic granitoid intrusions and before the 188 Ma early Jurassic silicic volcanism. During Jurassic times, the shear zones were reactivated and served as conduits for volcanic eruptions, rhyolitic dyke emplacement, and hydrothermal mineralisation. In terms of age, structural position and geographical situation, the shear zones may be compared with the NW ductile shear zone in the Chadileuvú Block and with the episode of deformation of the Ventana Thrust and Fold Belt.

Key words: Tectonics, Shear zones, Neopalaeozoic, North Patagonian Massif, Río Negro

Introducción

Las zonas de cizalla (*shear zones*) constituyen zonas de la corteza terrestre con alta deformación, desde condiciones frágiles hasta dúctiles y cuyas dimensiones ocupan un amplio rango de escalas, que van desde tamaños crustales hasta microscópicos. Su investigación ha registrado un importante incremento en los últimos 20 años, en especial en todo lo refe-

rido a su geometría y cinemática, la microfábrica de sus rocas de falla y estructuras menores asociadas y su modelización en profundidad. Los indicadores cinemáticos, en especial los de pequeñas dimensiones, permiten determinar el sentido de desplazamiento en las zonas de cizalla, por lo que son una herramienta de suma utilidad para zonas con rocas no estratificadas y de escaso relieve, como en el Macizo Nordpatagónico.

En el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, al este de los 66°O (Fig. 1a), en especial en la región comprendida entre la localidad de Sierra Grande y la sierra Pailemán, hay extensas áreas con afloramientos de rocas pre-jurásicas. Entre el Carbonífero y el Jurásico son dominantes los eventos plutónicos y las zonas de cizalla brindan información sobre los procesos tectónicos previos a la extensión continental mesozoica.

Este trabajo presenta los resultados del estudio estructural en las zonas de cizalla que afloran al sur de la sierra Pailemán, desarrolladas principalmente sobre el plutón granítico-granodiorítico Peñas Blancas (Giacosa 1997).

Los datos obtenidos permiten interpretar y discutir aspectos referidos al tipo de deformación, un análisis de la posible orientación de los esfuerzos principales, cuestiones referidas a la edad de la deformación y su relación con otros eventos geológicos locales y regionales.

La metodología utilizada incluyó: a) análisis de imágenes satelitales; b) ubicación y mapeo sobre ampliaciones de fotogramas aéreos en escala 1:20.000; c) determinación de los principales parámetros estructurales de campo tales como foliación milonítica y lineación de estiramiento y su posterior tratamiento gráfico (Stereonet); d) obtención de muestras orientadas de milonitas y cataclasitas; e) estudio -principalmente de indicadores cinemáticos- de secciones pulidas de muestras macroscópicas y f) análisis petrográfico de las microfábricas y mecanismos de deformación.

Las descripciones e interpretaciones están basadas en una numerosa literatura, entre las que resaltan los siguientes trabajos: Sibson (1977, 1983), Lister y Price (1978), White (1979), Cobbold y Quinquis (1980), Ramsay (1980), White *et al.* (1980), Schmid (1982), Lister y Snoke (1984), Simpson (1985), Ramsay y Huber (1987), Handy (1989), Passchier *et al.* (1990), Hanmer y Passchier (1991) y Pryer (1993).

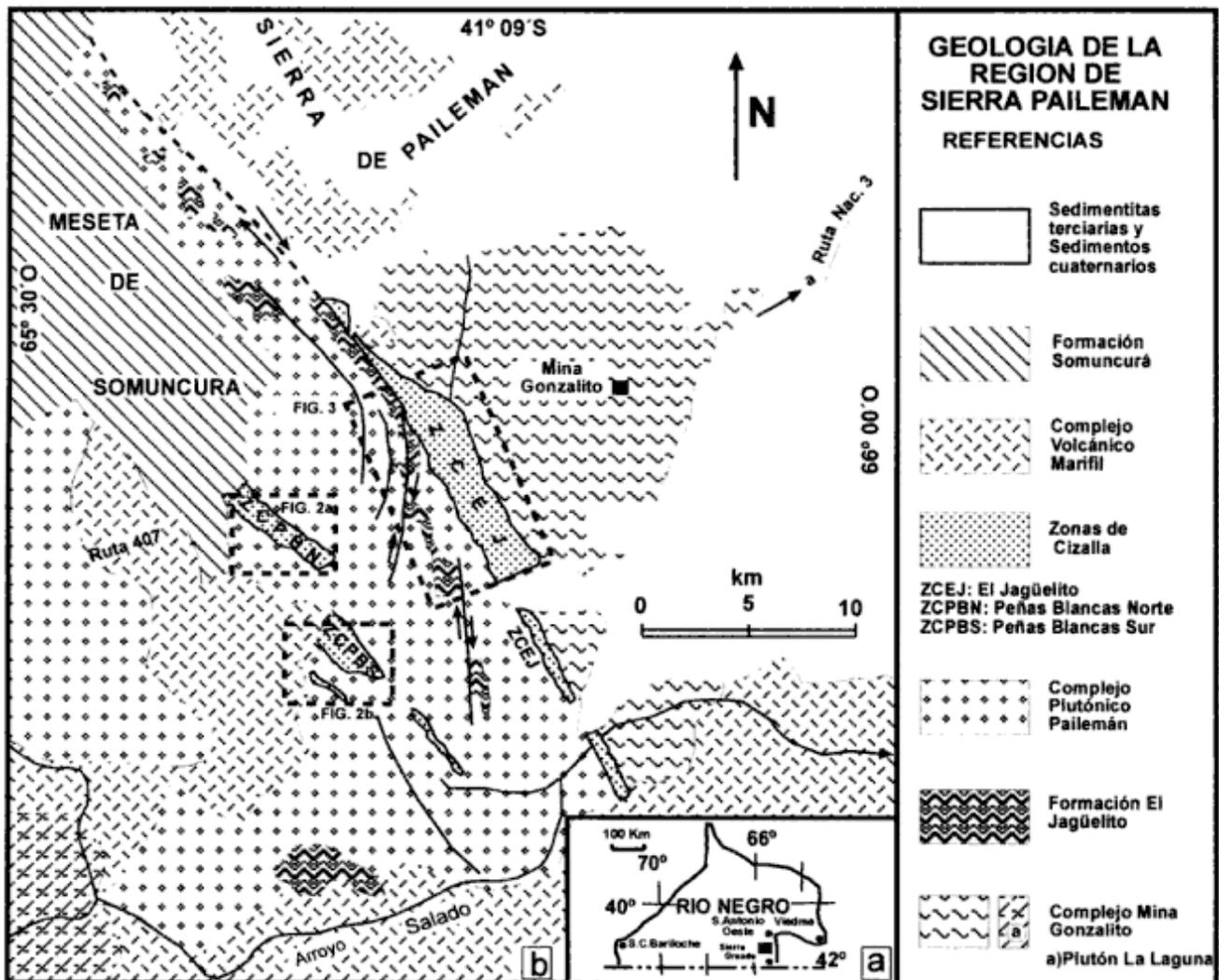


Figura 1: a, Ubicación relativa del área de estudio en la provincia de Río Negro. b, Mapa geológico simplificado de la región de sierra Pailemán con la ubicación de las zonas de cizalla y un recuadro con la situación relativa de las figuras 2a, 2b y 3.

Antecedentes

La primer mención bibliográfica que tiene alguna vinculación con las zonas de cizalla del sector oriental del Macizo Nordpatagónico se debe a Rosenman (1972). Este autor cartografió seis pequeños afloramientos de granitos miloníticos, los que pertenecen a lo que actualmente conocemos como Granito Milonítico La Laguna (Giacosa 1997) y a una parte de la Zona de Cizalla Peñas Blancas (ZCPB).

La denominada Zona de Cizalla El Jagüelito (ZCEJ) fue reconocida por Ramos (1975) como «falla El Jagüelito». Posteriormente Ramos y Cortés (1984), retoman el análisis de esta falla en su interpretación tectónica de la provincia de Río Negro. Giacosa (1993, 1994a, 1997) describe brevemente a las ZCEJ y ZCPB, como elementos tectónicos característicos del Ciclo Eruptivo Gondwánico. Giacosa (1994b) estudia en detalle las tres zonas con una primera aproximación a su significado tectónico; finalmente en Busteros *et al.* (1998) las zonas de cizalla son tratadas en el contexto de la geología regional de la Hoja Sierra Grande.

Geología regional

Las zonas de cizalla están ubicadas en un área limitada al norte y sur por la sierra Pailemán y el arroyo Salado respectivamente, al este por la mina Gonzalito y al oeste por la localidad de Los Berros (Fig. 1b). Las rocas más antiguas afectadas pertenecen a un complejo metamórfico con dos unidades litoestratigráficas: el Complejo Mina Gonzalito con rocas de grado medio y plutonitas asociadas y las de bajo a muy bajo de la Formación El Jagüelito. Las edades del Complejo Mina Gonzalito corresponden al Precámbrico tardío (850 ± 50 Ma, Rb/Sr; Linares *et al.* 1990) y al Cámbrico tardío (526 ± 15 Ma, U/Pb; Varela *et al.* 1998). Respecto a la Formación El Jagüelito, los fósiles citados por Braitsch (1965), aún sin describir, avalarían una edad pre-silúrica (Mancenido y Damborenea 1984).

Posteriormente se emplazan rocas del Ciclo Eruptivo Gondwánico (*sensu* Llambías *et al.* 1984). En primer término lo hace el Complejo Plutónico Pailemán integrado por varios *stocks* de granitos y granodioritas cuyas edades son principalmente pérmicas; la mayor parte de la deformación de las zonas de cizalla se desarrolla sobre estas rocas. Estas plutonitas son cubiertas e intruidas por riolitas y algunas andesitas del Complejo Volcánico Marifil del Jurásico temprano a medio. La geología de la zona se completa con sedimentos marinos del Cretácico tardío-Terciario temprano, basaltos olivínicos paleógenos de la meseta de Somuncurá, gravas arenosas pleistocenas y depósitos inconsolidados modernos. Para más

detalles sobre la geología regional de la región de sierra Pailemán pueden consultarse entre otros, los trabajos de Rosenman (1972), Ramos (1975), Giacosa (1994a, 1997) y Busteros *et al.* (1998).

Las zonas de cizalla

En el sector de estudio existen tres grandes fajas con rocas miloníticas: la del área de La Laguna, la de Peñas Blancas y la de El Jagüelito. Los granitos miloníticos de La Laguna ubicados en el sector suroeste en las nacientes del arroyo Salado (Fig. 1b), integran un extenso afloramiento de rocas altamente deformadas, donde se destacan milonitas graníticas porfiroblásticas, granitos miloníticos de grano mediano a fino y diques de granitos miloníticos. Este plutón es intruido por una granodiorita de 253 ± 9 Ma y fue incluido con reservas en las fases iniciales del Complejo Plutónico Pailemán (Giacosa 1994a; Busteros *et al.* 1998). Sin embargo el tipo de deformación que posee es diferente a la de las zonas de cizalla aquí tratadas, y no sería una zona de cizalla, sino que podría representar una intrusión sintectónica asociada a la evolución del Complejo Mina Gonzalito. Entre sus características distintivas con respecto a las zonas de cizalla de Peñas Blancas y El Jagüelito se señalan: a) una estructura sin lineación, típica de tectonitas «S»; b) distribución homogénea de la deformación con acortamiento dominante en dirección general NO-SE; c) fábricas y microfábricas de una profundidad equivalente al límite frágil-dúctil a dúctil y compatibles con condiciones de anfibolitas epidóticas (Giacosa 1999). La zona con milonitas de Peñas Blancas está asociada a dos zonas de cizalla subparalelas entre sí que trataremos como Zona de Cizalla Peñas Blancas Norte (ZCPBN) y Zona de Cizalla Peñas Blancas Sur (ZCPBS), ambas desarrolladas sobre los granitoides del Plutón Peñas Blancas. Una tercera zona, denominada Zona de Cizalla El Jagüelito (ZCEJ) posee milonitas del Plutón Peñas Blancas y de esquistos biotíticos y granitos moscovíticos del Complejo Mina Gonzalito.

Zona de Cizalla Peñas Blancas Norte

Está ubicada al oeste de la estancia Peñas Blancas y al norte de la ruta 407 (Fig. 1b), en un sector de suaves lomadas formadas sobre diques riolíticos, donde las milonitas afloran esporádicamente entre las lomadas (Fig. 2a). La zona tiene un rumbo general $N45^{\circ}O$ y los efectos de la deformación se presentan en un área de 6 km de largo por 2,5 km de ancho; esta última incluye unos 800 m correspondientes al ancho de todos los diques riolíticos no deformados.

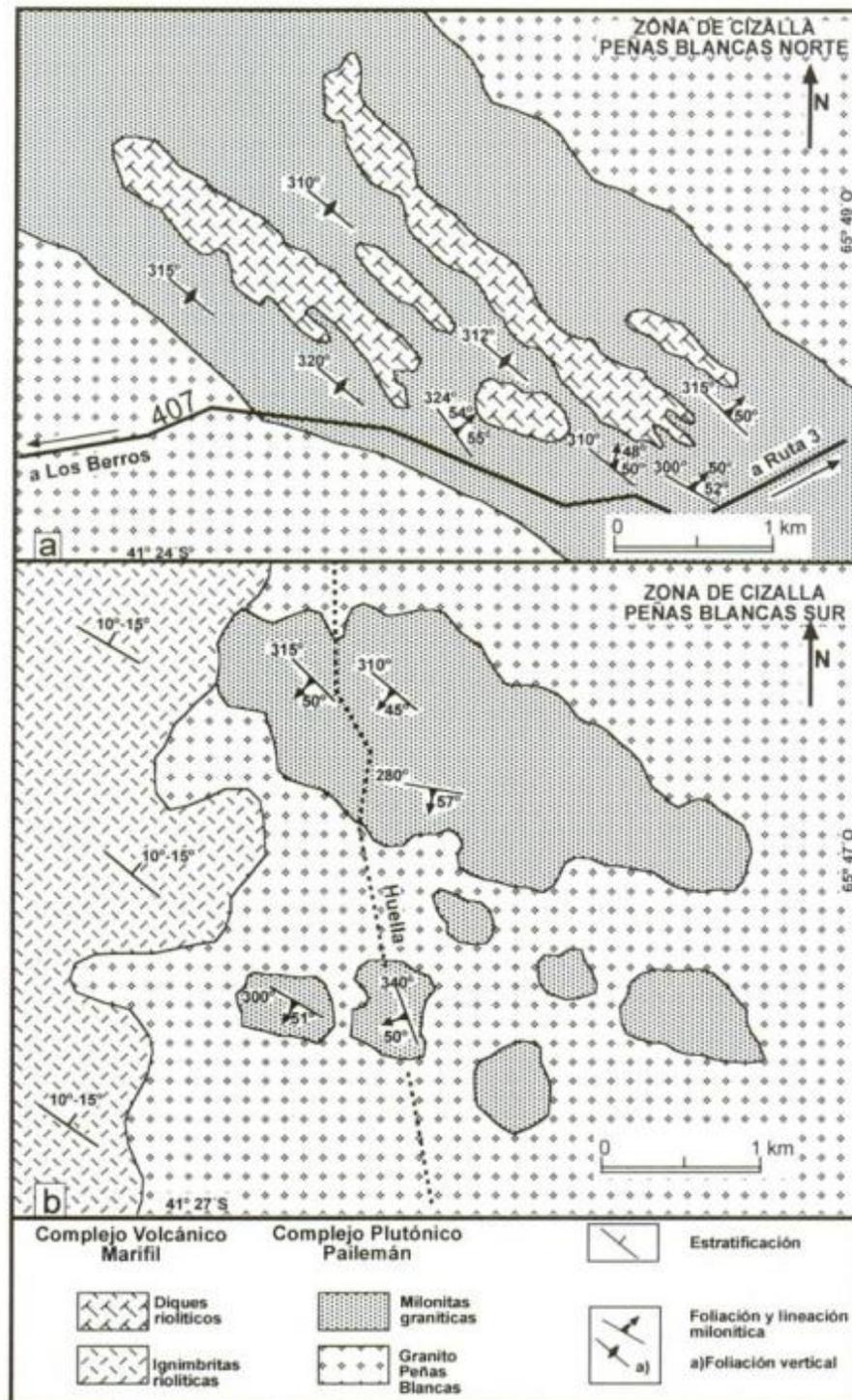


Figura 2: a, Mapa de la Zona de Cizalla Peñas Blancas Norte. Nótese la concordancia entre el rumbo de la foliación milonítica y los diques riolíticos jurásicos, así como la ausencia de deformación en éstos. b, Mapa de la Zona de Cizalla Peñas Blancas Sur. Nótese la distribución en fajas de la deformación y como las milonitas graníticas son cubiertas por los mantos de ignimbritas jurásicas de 188 millones de años.

Hacia el noroeste la zona está cubierta por sedimentitas terciarias y principalmente por los basaltos terciarios de la meseta de Somuncura (Fig. 1b).

Las rocas de falla son milonitas graníticas derivadas de granitos biotítico moscovíticos de grano grueso, diques graníticos, aplíticos, pegmatitas y venas

de cuarzo, pertenecientes al Plutón Peñas Blancas. La foliación milonítica está bien marcada y tiene rumbo NO (290° a 320°), en tanto que la inclinación es subvertical en la parte suroeste con otro sector que inclina 50° a 60° al NE (Figs. 2a y 4a). Macroscópicamente la foliación está formada por

ribbons rosados en una matriz oscura de cuarzo y filosilicatos; en protolitos de grano muy grueso se forman «gneises de ojos» con «ojos» de feldespatos rojizos. La lineación milonítica está muy desarrollada en los ejemplares de grano grueso y corresponde a lineación de estiramiento que buza 48° a 55° al NE (Fig. 4a). Entre los macroindicadores cinemáticos más frecuentes se encuentran pliegues intrafoliales con diseño «Z» o «S».

Al microscopio la roca presenta cuarzo, microclino, plagioclasa, moscovita, clorita y epidoto y una textura milonítica bandeada con bandas continuas a veces plegadas. La deformación del microclino ocurre mayormente por sistemas de microfallas sintéticas y antitéticas con respecto a la foliación milonítica; son frecuentes las texturas de perfitas en llama y la plagioclasa presenta «codos» y microfracturas. Los microindicadores cinemáticos son muy abundantes y entre los más comunes están los porfiroclastos σ y δ , pliegues intrafoliales y foliación Sa/Sb (foliación insensitiva de Hanmer y Passchier 1991).

Zona de Cizalla Peñas Blancas Sur

Ubicada al sur de la ruta 407, esta zona es atravesada completamente en sentido N-S por una huella que conduce al puesto García (Fig. 1b y 2b). Está integrada por tres fajas paralelas de rumbo general N45°O, que en total alcanzan 3 km de ancho y una longitud máxima de más de 10 km, aunque en la zona mapeada se incluyen sólo 4 kilómetros. Los afloramientos resaltan en el paisaje por su mayor dureza y las rocas de falla son milonitas graníticas de un protolito de granitos biotítico-moscovíticos de grano grueso y diques graníticos, pertenecientes al Plutón Peñas Blancas. A igual que la ZCPBN es una zona de deformación muy heterogénea, aunque a diferencia de aquélla, las fajas de rocas graníticas sin deformar o con menor deformación son más notorias.

En su extremo noroeste las fajas están cubiertas por ignimbritas y tobas riolíticas con intercalaciones de areniscas del Complejo Volcánico Marifil, que inclinan entre 10° y 15° al NE (Fig. 1b y 2b).

La foliación milonítica, bien marcada, tiene rumbo NO (acimut entre 280° y 350°) e inclina 40° a 50° al SO (Fig. 4b). Macroscópicamente la foliación milonítica depende del protolito y de la intensidad de la deformación. Frecuentemente se presenta una foliación grosera acentuada por folias oscuras de micas y en sectores con mayor deformación, bandas *ribbon* rosadas de composición cuarzofeldespática y bandas oscuras de cuarzo y filosilicatos. Al microscopio se observa que la foliación está integrada por cristales de cuarzo de pequeño diámetro formando una textura de fluxión con marcada orientación ópti-

ca; bandas discontinuas y delgadas de micas acentúan la foliación.

La lineación milonítica es lineación mineral y lineación de estiramiento y en todos los casos tiene un *rake* de 90° con el rumbo de la foliación, es decir, inclina entre 40° y 50° en direcciones que están entre los 210° y 260° (Fig. 4b). En escala macroscópica la lineación se observa sobre la superficie irregular del plano de foliación como lineación de estiramiento de cuarzo y surcos similares a estrías.

Esta zona no presenta indicadores cinemáticos macroscópicos posibles de ser interpretados con claridad; sin embargo sobre el plano de foliación existen irregularidades que podrían corresponder a escalones, en cuyo caso correspondería a una zona de cizalla compresional con desplazamiento de inclinación (corrimiento).

La mineralogía de las milonitas es cuarzo, microclino, plagioclasa, moscovita, biotita y clorita. Los dos primeros son los minerales más abundantes; la plagioclasa varía entre <5% y 15%, la clorita es un producto de metamorfismo retrógrado a partir de la biotita. La deformación dominante en el microclino es frágil y se manifiesta como microfracturas, microgrietas y microfallas en los porfiroclastos. Algunas microgrietas predatan a la recristalización del cuarzo, mientras que otras microfallas son posteriores; finalmente hay microfracturas extensionales con evidencias de movimiento lateral, cuyas paredes están tapizadas de cuarzo. El microclino suele presentar textura de perfitas en llama (*flame perthite*) mientras que están ausentes estructuras de mayor grado de metamorfismo dinámico tales como subgranos y estructuras manto-núcleo (*core and mantle*).

Zona de Cizalla El Jagüelito

Esta zona es parte de un lineamiento de unos 50 km de longitud localizado entre el arroyo Salado y la meseta de Somuncurá que se observa de manera muy nítida en las imágenes satelitales. En la parte central se hace muy visible ya que pone en contacto esquistos y gneises foliados del Complejo Mina Gonzalito, con granitos no foliados del Complejo Plutónico Pailemán y sus colgajos de filitas de la Formación El Jagüelito en el bloque oeste (Fig. 1a).

Cabe acotar que el lineamiento no corresponde a una traza o línea de falla, sino que se trata de rasgos lineales en la porción de milonitas desarrollada sobre el Granito Peñas Blancas, la que muestra marcados tonos oscuros. En concreto la zona de deformación está integrada por: a) una zona de milonitas de tonos oscuros de 24 km de longitud y un ancho máximo de 2 km, ubicada entre la mina Guillermito y el arroyo Salado, y b) un sistema de fallas secundarias dispuesto como «ramas» (*horsetail splay*) con

respecto a la zona de cizalla principal.

Al norte de la mina Guillermito la zona de deformación está cubierta por depósitos modernos y en cuanto a su continuidad pueden señalarse al menos dos alternativas: a) se prolongaría aproximadamente por donde se encuentra señalada en el mapa geológico regional (Fig. 1b) para ser cubierta al norte por los sedimentos y basaltos terciarios en la zona del Rincón de Pailemán, o b) habría estado localizada algo más al noreste en el lugar actualmente ocupado por un intrusivo riolítico jurásico de grandes dimensiones.

En el extremo sur, en inmediaciones del arroyo Salado la deformación afecta esquistos metamórficos que hacia el este se interdigitan con bancos de calizas cristalinas («Calizas del Arroyo Salado»). Se observa foliación milonítica mimética con la esquistosidad metamórfica y lineación subhorizontal buzante

14° a 22° al N y NE. La deformación afecta al granito del Plutón Peñas Blancas, a los esquistos metamórficos del Complejo Mina Gonzalito y en menor medida al granito del Plutón Tapera.

Varios intrusivos posdatan a la deformación; en cercanías del puesto El Jagüelito, pórfidos riolíticos jurásicos de gran tamaño se emplazaron en la misma zona de deformación; al oeste de la tapera Dragón un dique de granito de grano fino y rumbo N15°-20°E, intruye discordantemente a la foliación milonítica del Granito Peñas Blancas, mientras que diques traquiandesíticos del Mesozoico de rumbo ONO tienen la misma relación discordante con la foliación (Fig. 3). Por último, venas y vetas de relleno de fracturas extensionales presentan clastos de mi-

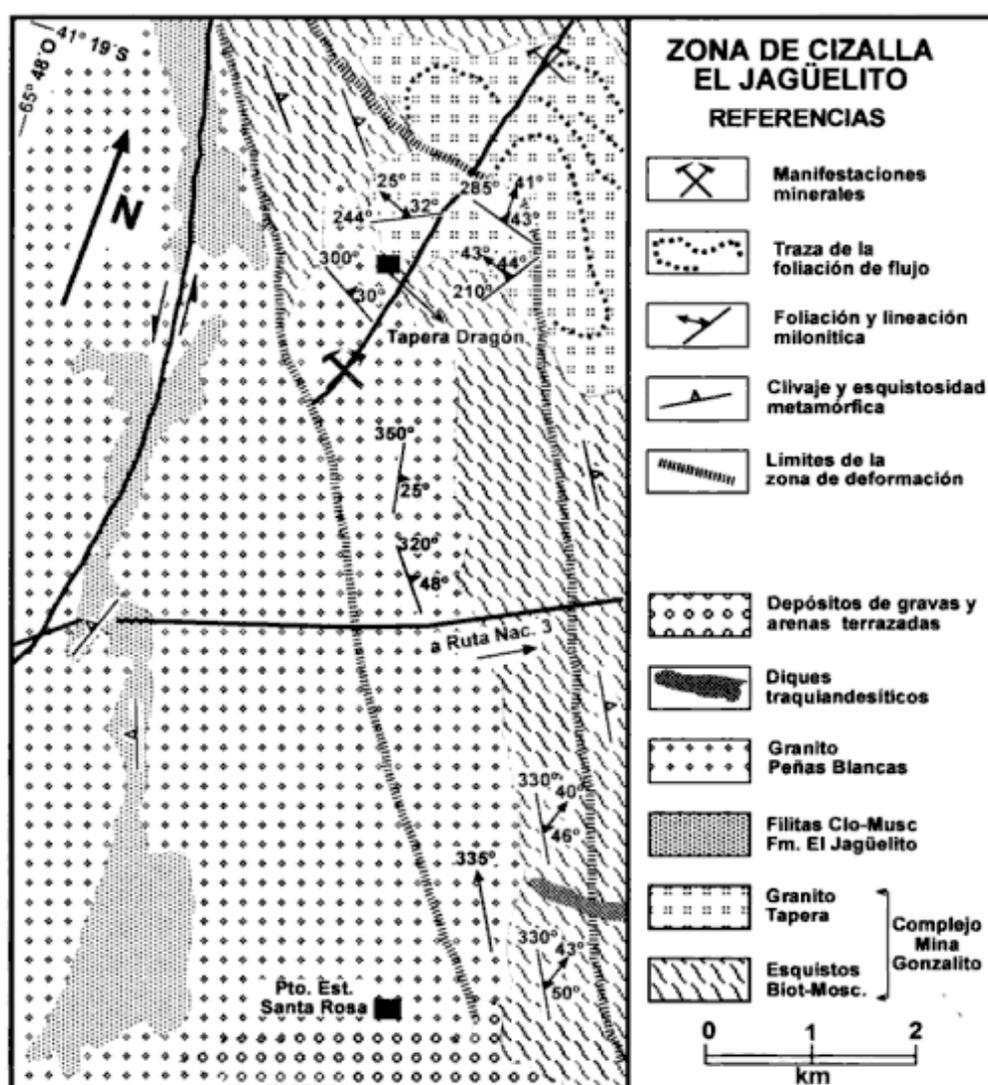


Figura 3: Mapa de la Zona de Cizalla El Jagüelito. La zona de mayor deformación involucra a esquistos metamórficos, al Granito Tapera y al Granito Peñas Blancas, mientras que el sistema secundario de cizalla desplaza a las rocas graníticas y sus colgajos de filitas. Obsérvese la heterogeneidad de rumbos y buzamientos en la foliación y lineación milonítica en las diferentes litologías, especialmente en el Granito Tapera, cuya foliación de flujo controla la posición de la foliación milonítica. En el esquinero inferior derecho se advierte la intrusión en la zona de deformación de diques traquiandesíticos relacionados a la etapa temprana del volcanismo mesozoico.

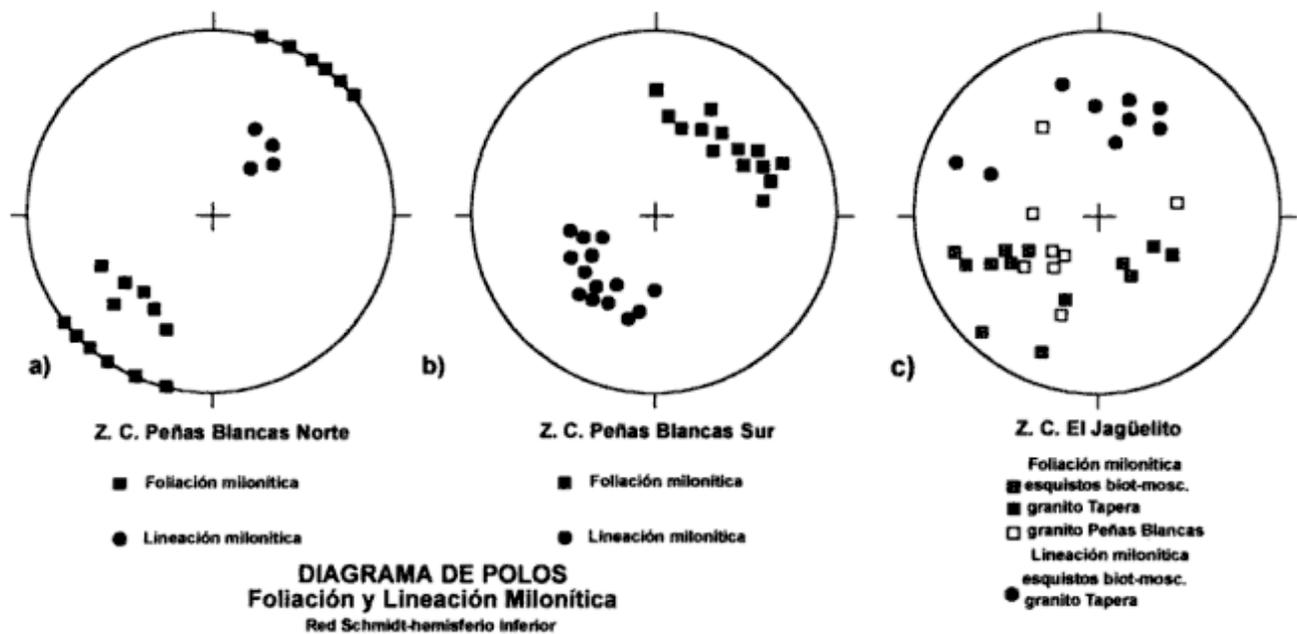


Figura 4: Datos de foliación y lineación milonítica proyectados en el hemisferio inferior de la red equiareal de Schmidt. a, Zona de Cizalla Peñas Blancas Norte; b, Zona de Cizalla Peñas Blancas Sur y c, Zona de Cizalla El Jagüelito.

lonitas cementadas por cuarzo hidrotermal, en cercanías de la tapera de la estancia Santa Rosa.

Las fallas secundarias ubicadas al poniente de la zona de cizalla, afectan al Granito Peñas Blancas y sus «colgajos» de filitas; su desplazamiento, visible en las filitas oscuras, indica un movimiento dextral en las fallas de rumbo N-S a N10°E y sinistral en una falla de rumbo N70°E, por lo que revisten el carácter de sintéticas y antitéticas con respecto a la falla principal (Fig. 1b). Otra falla de 10 km de longitud y rumbo N 5°-10°E atraviesa la zona de milonitas y sobre su traza hay varias minas de fluorita y plomo (Fig. 3).

La foliación en el Granito Peñas Blancas es poco visible, su traza tiene un rumbo general 300° a 340° e inclina 30° a 45° al NE (Fig. 4c) y no tiene lineación milonítica. De acuerdo al tipo de deformación presente en el granito la foliación es cataclástica, ya que las rocas de fallas corresponden a la serie de las cataclasitas. En los esquistos la foliación milonítica son superficies de deslizamiento (*slip*) sobreimpuestas al plano de foliación metamórfica y poseen un orientación 325° a 345° e inclinación 35° a 65° al NE (Figs. 3 y 4c). La lineación milonítica es lineación mineral de moscovita y delgados surcos a modo de estrías (posiblemente la impronta de una lineación de estiramiento) y buza entre 33° y 55° en dirección NE (acimut 20° a 40°; Fig. 4c).

En el Granito Tapera la sobreimposición se produce sobre los planos de foliación magmática, por lo que resulta una superficie poco penetrativa, de rum-

bos 210° y 285° e inclinación variable entre 28° y 40° al norte; la lineación inclina 20° a 40° al NNO u ONO y es común la formación de «gneises de ojos». También sobreimpuesta a la deformación de la zona de cizalla, hay deformaciones frágiles tales como *jogs* dilatacionales y venillas extensionales, ambas rellenas con cuarzo y un intenso diaclasado que oblitera la foliación cataclástica.

En la zona de deformación las rocas de falla son milonitas graníticas, las que pasan lateralmente a protocataclasitas y microbrechas a medida que nos alejamos de la misma. Las microbrechas (*sensu* Higgins 1971) o brechas *s.s.* de Sibson (1977) son rocas de coloración rosada atravesadas por venillas blancas o rojizas con óxidos de hierro. Están constituidas por clastos de granitos rosados y venillas de cuarzo bandeado, así como venas más anchas de material triturado y alterado a arcillas y microfragmentos de cuarzo y microclino. Rocas con moderada foliación cataclástica corresponden a protocataclasitas (Sibson 1977) o protomilonitas (Higgins 1971). La foliación se debe a microfracturas paralelas y bandas con xenoclastos de cuarzo y microclino; los óxidos de hierro en las microfracturas acentúan más esta estructura. Los feldespatos tienen microfracturas con rotación, especialmente a través de los planos de clivaje mineral, en donde se verifica alteración arcillosa y depositación de óxidos de hierro. El cuarzo está subdividido en pequeños cristales agrupados como bandas en forma de huso.

Hacia el sur afloran rocas oscuras semejantes a fili-

tas cuarzosas; son milonitas derivadas de esquistos metamórficos de grano fino y marcada foliación (en este caso foliación milonítica). Ésta viene dada principalmente por bandas de biotita que rodean neoblastos de cuarzo recristalizado y feldespatos (plagioclasas) con deformación frágil. Dos indicadores cinemáticos caracterizan a la roca: a) fábrica S-C tipo I (Berthé *et al.* 1979, donde S consiste en orientaciones preferentes de forma -y cristalográficas- de cuarzo, y C son bandas muy delgadas de biotita recristalizada, y b) bandas de cizalla extensional asimétricas de Hanmer y Passchier (1991) o clivaje de crenulación extensional asimétrico de Platt y Vissers (1980) o bandas C' (Berthé *et al.* 1979) orientadas a 25° de las bandas C y constituidas esencialmente por biotita primaria y clorita producto de metamorfismo retrógrado.

Discusión

Los tipos de roca de falla en las zonas de cizalla se corresponden con rocas de la serie de las milonitas (*sensu* Sibson 1977). Las rocas de las ZCPBN y ZCPBS son mayoritariamente milonitas con ultramilonitas en algunos sectores de alta deformación. En la ZCEJ hay protomilonitas y filonitas, estas últimas derivadas de esquistos metamórficos con foliación metamórfica preexistente y en menor medida cataclásitas.

En términos de la deformación que presentan, las zonas de cizalla de esta región son comparables con aquéllas de la zona de transición frágil-dúctil de la corteza y sus características pueden asimilarse casi enteramente con el modelo de falla transcrustal propuesto por Sibson (1977, 1990), uno de cuyos rasgos salientes es la coexistencia entre deformaciones frágiles en los feldespatos con deformaciones dúctiles en el cuarzo y en las micas.

Entre los feldespatos y en especial en el microclino, dominan microfracturas, microgrietas, rotación de porfiroclastos y texturas de pertita en llama; la plagioclasa tiene exclusivamente deformaciones en el maclado, mientras que en el cuarzo son dominantes las deformaciones por *dislocation creep* en bandas *ribbons*, con desarrollo de foliaciones insensitivas. Estas deformaciones son compatibles con un metamorfismo dinámico ubicado en la parte media a baja de la facies de esquistos verdes (Simpson 1985), equivalente a una temperatura de 300° a 400°C. A modo de comparación se corresponden con las zonas estructurales 2 y 3 en la zona del frente orogénico de Grenville estudiado por Pryer (1993). Para las milonitas graníticas de la ZCEJ se estima una temperatura más baja, cercana o por debajo de los 300°C, debido a que los procesos dominantes fueron cataclásticos y no alcanzaron a producir *ribbons*

de cuarzo y en consecuencia la roca carece de una foliación marcada; en las filonitas donde la deformación dominante es *slip* sobre planos preexistentes, los *ribbons* de cuarzo tienen más desarrollo. Aquí es conveniente hacer una aclaración ya que se ha considerado que las filonitas y protomilonitas se formaron en un mismo evento deformativo; sin embargo debe señalarse que se observaron diques traquiandesíticos intruyendo a las filonitas pero no a las milonitas graníticas. Si las filonitas correspondieran a un evento deformativo previo, la ZCEJ sería una reactivación de una zona de cizalla previa.

Las zonas sobre el Plutón Peñas Blancas tuvieron desplazamiento neto de inclinación o casi totalmente de inclinación (*rake* de la lineación >80°). La ZCPBN es un corrimiento con vergencia al SO, y la ZCPBS tiene algunas características que tentativamente sugieren un sistema similar, aunque con vergencia al NE. Suponiendo un comportamiento andersoniano podría tratarse de un sistema de corrimientos conjugados, producido por un mismo campo de esfuerzos, y cuyo esfuerzo principal máximo se ubicaría en un plano cuya traza tendría un rumbo aproximado N45°E.

Con respecto a la cinemática de los movimientos, la ZCEJ es una zona de cizalla con movimiento lateral derecho; sin embargo la lineación en los esquistos metamórficos indica que el movimiento tuvo una componente de inclinación compresiva. Teniendo en cuenta que en el bloque oriental están las rocas más antiguas del Complejo Mina Gonzalito, puede definirse como una zona de cizalla transpresiva derecha.

Asumiendo un comportamiento andersoniano para esta zona transpresiva, el esfuerzo máximo principal estaría en un plano cuya traza tendría un rumbo aproximado N-S a N10°E. Con este cuadro, la zona de fracturación de rumbo N 5°E, ubicada a lo largo de 10 km entre las minas San Octavio y M14, correspondería a una zona extensional. Si se tiene en cuenta que la proyección hacia el sur de las dos zonas de cizalla sobre el Granito Peñas Blancas se interrumpen a la altura de la ZCEJ, por relaciones de corte puede interpretarse a ésta última como más joven.

Las mineralizaciones hidrotermales del entorno a la ZCEJ, posdatan a la milonitización y están asociadas a típicas deformaciones frágiles (brechamiento, *jogs* dilatacionales, fracturas extensionales) acompañadas de silicificación y mineralizaciones metalíferas y no-metalíferas. Sin embargo aún faltan datos referidos a la forma de las vetas y al crecimiento de los minerales, entre otros, para poder formular un cuadro estructural más preciso. En especial debido a que las mineralizaciones posdatan a las zonas de cizalla y acompañan al volcanismo jurásico, lo que supone un cambio de marco tectónico de compresivo a uno distensivo.

Con respecto a la edad de la deformación caben

las siguientes consideraciones: en primer término las relaciones geológicas señaladas anteriormente entre las zonas de cizalla y los diques e ignimbritas del Complejo Volcánico Marifil, unidad que en la zona posee una edad radimétrica de 188 ± 1 Ma (isocrona Rb/Sr; Pankhurst y Rapela 1995), permiten, dependiendo de la escala de tiempo geológico utilizada, acotar con seguridad una edad mínima para la deformación anterior al límite lias-dogger.

En segundo término, la falta de datos radimétricos sobre el Plutón Peñas Blancas impide conocer con certeza su edad y por ende fechar la deformación. Una datación K/Ar de 197 ± 8 Ma consignada por Busteros *et al.* (1998) es insuficiente para asignar este cuerpo al Liásico. Teniendo en cuenta el contexto geológico regional basado en edades radimétricas de otros *stocks* cercanos, el autor prefiere ubicar tentativamente al Plutón Peñas Blancas entre los 270-253 Ma, intervalo de edad de otros tres plutones de la región de sierra Pailemán. De acuerdo a estos datos se propone que la deformación habría ocurrido entre los 270-253 Ma y los 188 Ma, es decir luego del Pérmico temprano o de la parte alta del Pérmico tardío y con anterioridad al límite lias-dogger.

La ubicación geográfica y espacial, así como la edad sugerida para las zonas de cizalla, permiten desde el punto de vista regional, realizar una comparación y señalar similitudes con dos regiones ubicadas al norte: el Bloque de Chadileuvú en la provincia de La Pampa y las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Unos 300 km al norte en el denominado Bloque de Chadileuvú, Tickyj *et al.* (1997) describen una zona de cizalla dúctil de rumbo NO y dirección de transporte hacia el NE, con edades basadas en datos radimétricos en elaboración sobre moscovitas, de entre 265 y 260 Ma, es decir en el Pérmico tardío. En las Sierras Australes, unos 400 km al nordeste, la edad de la fase principal del metamorfismo que acompañó la evolución de la sierra como una faja fallada y plegada de rumbo NO-SE y vergencia al NE, ha sido interpretada como del Pérmico tardío - Triásico temprano y la edad de la deformación en el Pérmico tardío (Von Gosen y Buggisch 1989).

La formación de la Faja Plegada y Fallada de Ventana y la zona de cizalla del Bloque de Chadileuvú, así como las zonas de cizalla descritas en el presente trabajo, sugieren, por su orientación y carácter compresivo, un importante acortamiento en dirección SO-NE en el Pérmico tardío.

Conclusiones

El análisis microtectónico de la zona de milonitas de Peñas Blancas, considerada anteriormente como una única zona de deformación, corresponde a dos

zonas de deformación paralelas de tipo compresivo, posiblemente conjugadas entre sí que denominamos ZCPBS y ZCPBN y que en conjunto suponen un acortamiento de la corteza en sentido NE-SO. La Zona de Cizalla El Jagüelito que en base al diseño del sistema secundario de cizalla (*horsetail splay*) fue interpretada como una zona de desplazamiento lateral derecho, posee lineación de estiramiento que indica una componente de inclinación y es por lo tanto una zona de transpresión con desplazamiento lateral derecho.

De acuerdo a las relaciones geológicas observadas, las deformaciones ocurrieron con anterioridad al límite Lías-Dogger y posiblemente durante o con posterioridad al Pérmico temprano. Esto sugiere un período de compresión general en dirección NE-SO, previo a la extensión generalizada del Jurásico temprano asociada al *rifting* del Gondwana.

Tanto las zonas de cizalla propiamente dichas como los sectores cercanos a las mismas, fueron reactivadas extensionalmente durante el Mesozoico y reutilizadas como conductos de emisiones volcánicas, intrusiones subvolcánicas y sitios de depositación de sistemas hidrotermales.

Agradecimientos

Se agradece el aporte económico de la Universidad Nacional de la Patagonia para el desarrollo de las tareas de campo y al Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR) ya que algunas observaciones fueron realizadas durante el levantamiento de la Hoja Sierra Grande.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Berthé, D., Choukrone, P. and Jegouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granites: the example of the south-Armorian shear zone. *Journal of Structural Geology*, 1: 31-42.
- Braitsch, O., 1965. Das paläozoikum von Sierra Grande (prov. de Río Negro, Argentina) und die altkaledonische faltung im ostlichen Andesvordland. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 698-714.
- Busteros, A., Giacosa, R., Lema, H. y Zubia, M., 1998. Descripción geológica de la Hoja Sierra Grande (4166-IV), escala 1:250.000, provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Boletín 241, 75 p.
- Cobbold, P. and Quinquis, H., 1980. Development of sheath folds in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2: 119-126.
- Giacosa, R., 1993. El ciclo eruptivo gondwánico en el área de sierra Pailemán, Macizo Nordpatagónico, Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, 4: 113-119. Buenos Aires.
- Giacosa, R., 1994a. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Tesis doctoral Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Patagonia.

- 200 p. (Inédito). Comodoro Rivadavia.
- Giacosa, R., 1994b. Evolución tectónica pre-Cretácica del margen Atlántico del Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 7/8: 687-700, Stuttgart.
- Giacosa, R., 1997. Geología y petrología de las rocas precretácicas de la región de sierra Pailemán, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (1): 65-80. Buenos Aires.
- Giacosa, R., 1999. Tectónica del basamento metamórfico y milonitas gondwánicas en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Informe final Pl. 212, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de La Patagonia, 50 p., Comodoro Rivadavia (Inédito).
- Handy, M., 1989. Deformation regimes and the rheological evolution of fault zones in the lithosphere - the effects of pressure, temperature, grain size and time. *Tectonophysics*, 16: 119-152. Amsterdam.
- Hanmer, S. and Passchier, C., 1991. Shear sense indicators : a review. *Geological Survey Canada. Paper 90: 1-71*. Ottawa.
- Higgins, M.W., 1971. Cataclastic rocks. U.S. Geological Survey, Professional Paper 687.
- Linares, E., Ostera, H. y Párica, C., 1990. Edades radimétricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y Valcheta, Peña de Río Negro. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 2: 251-254, San Juan.
- Lister, G. and Price, G., 1978. Fabric development in a quartz-feldspar mylonite. *Tectonophysics*, 49: 37-78. Amsterdam.
- Lister, G. and Snoke, A., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6 : 617-638.
- Llambías, E., Caminos, R. y Rapela, C. 1984. Las plutonitas y vulcanitas del Ciclo Eruptivo Gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*, 1 (4): 85- 117, Buenos Aires.
- Manceñido, M. y Damborenea, S., 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*, 2 (5): 413-465. Buenos Aires.
- Pankhurst, R. and Rapela, C., 1995. Production of Jurassic rhyolites by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-26.
- Passchier, C., Myers, J. and Kröner, A., 1990. Field geology of high-grade gneiss terrains. Springer.
- Platt, J. and Vissers, R., 1980. Extensional structures in anisotropic rocks. *Journal of Structural Geology*, 2: 397-410.
- Pryer, L.L., 1993. Microstructures in feldspars from a major crustal thrust zone : the Grenville Front, Ontario, Canada. *Journal of Structural Geology*, 15: 21-36.
- Ramos, V. 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 274-285. Buenos Aires.
- Ramos, V. y Cortes, J.M., 1984. Estructura e interpretación Tectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*, 1 (12): 317-346, Buenos Aires.
- Ramsay, J., 1980. Shear zones geometry: a review. *Journal of Structural Geology*, 2 :83-101.
- Ramsay, J. and Huber, M., 1987. The techniques of modern structural geology, 2 : folds and fractures. Academic Press, Londres.
- Rosenman, H. 1972. Geología de la región de arroyo Los Berros (parte oriental de la Meseta de Somuncurá), Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (1): 117-137. Buenos Aires.
- Schmid, S.M., 1982. Microfabric studies as indicators of deformation mechanisms and flow laws operative in mountain building. In: Hsu, K.J. (Ed.): *Mountain Building Processes*, 95-110, Londres.
- Sibson, R., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London*, 133: 191-213. Londres.
- Sibson, R., 1983. Continental fault structure and the shallow earthquake source. *Journal of the Geological Society of London*, 140: 741-769. Londres.
- Sibson, R., 1990. Conditions for fault-valve behaviour. In: Knipe, R. and Rutter, E. (Eds.): *Deformations mechanisms, Rheology and Tectonics*. Geological Society. Special Publication, 54: 15-28.
- Simpson, C., 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology*, 7 :503-511.
- Ticky, H., Dimieri, L., Llambías, E. y Sato, A., 1997. Cerro Los Viejos (38° 28' S - 64° 26' O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 311-321. Buenos Aires.
- Varela, R., Basei, M., Sato, A., Siga, O., Cingolani, C. y Sato, K., 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de mina Gonzalito y arroyo Salado, Macizo Nordpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 71-76. Buenos Aires.
- Von Gosen, W. and Buggisch, W., 1989. Tectonic evolution of the Sierras Australes Fold and Thrust Belt (Buenos Aires Province, Argentina)- An outline. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1 (5/6): 947-958*. Stuttgart.
- White, S., 1979. Grain and sub-grain size variations across a mylonite zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70:193-202.
- White, S., Burrows, S., Carreras, J., Shaw, J. and Humphreys, F., 1980. On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2: 175-187.

Recibido: 5 de marzo, 1999

Aceptado: 18 de abril, 2001

Estructura de las metamorfitas del Paleozoico temprano en el arroyo Salado. Macizo Nordpatagónico, Río Negro

Raúl E. GIACOSA^{1,2} y José M. PAREDES²

¹ Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR), C.C. 38 B, Km 8 (9003) Comodoro Rivadavia, Chubut

² Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia. Ciudad Universitaria, Km 4, (9000) Comodoro Rivadavia, Chubut. E-mail: raulgiacosa@infovia.com.ar

RESUMEN. La Formación El Jagüelito está integrada por un grupo de rocas metasedimentarias y metavolcánicas de bajo grado metamórfico de edad paleozoica temprana, que junto con su homóloga Formación Nahuel Niyeu, constituyen el basamento supracrustal del sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Su estructura se caracteriza por la superposición de eventos que obliteran y reorientan las primeras estructuras relacionadas a la formación del clivaje sinmetamórfico. Las estructuras y microestructuras presentes en el área del arroyo Salado, representan el primer evento deformacional (D₁) ocurrido con anterioridad al límite tremadociano-arenigiano. Las estructuras características son pliegues volcados (P₁) de rumbo NNE y plano axial inclinando al NO y clivaje de plano axial sinmetamórfico (S₁), acompañadas por estructuras menores de tipo dúctil y dúctil-frágil, tales como micropiegues, fracturas extensionales y de cizalla, sistemas conjugados de zonas de cizalla frágil, venas de cuarzo escalonadas, lineación boudinada y estrías por flexo-deslizamiento entre capas. Las relaciones entre macro y microestructuras sugieren un origen común relacionado a un evento compresional dúctil-frágil de dirección 310°-130° en condiciones metamórficas de muy bajo grado, que ocurrió con anterioridad a la intrusión de los granitoides ordovícicos. Con posterioridad y durante la Fase Oclóyica acaecida en el Ordovícico tardío o Silúrico temprano, la Formación El Jagüelito y los granitoides ordovícicos fueron expuestos a niveles de erosión.

Palabras clave: Tectónica, Eopaleozoico, Metamorfitas, Macizo Nordpatagónico, Río Negro

ABSTRACT. Structure of the early Palaeozoic metamorphites in Arroyo Salado, North Patagonian Massif, Río Negro. The El Jagüelito Formation is a low-to very low-grade metasedimentary and metavolcanic supracrustal association of possible early Palaeozoic age that crops out in the east of the North Patagonian Massif. In the eastern sector of the Massif, structures and microstructures of the metasedimentary sequence in the Arroyo Salado area, represent the first deformational event (D₁), prior to the Tremadoc-Arenig boundary. The characteristic structures are NNE-trending and overturned folds (P₁) with NW-dipping axial planes, and with synmetamorphic axial-plane cleavage (S₁); there are also minor ductile-brittle structures like microfolds, extensional and shear fractures, conjugate arrays of semi-brittle zones with en-echelon quartz tension gashes, faults, and slickenside and boudinage lineations. Relationships between large and small-scale structures, suggest a common origin related to a marked 310°-130° compressional direction, under ductile-brittle conditions and very low-grade metamorphism, prior to the intrusion of the Ordovician granitoids. During late Ordovician or early Silurian times (Oclóyic Phase), the metamorphites and granitoids were uplifted to erosional levels.

Key words: Tectonics, Early Palaeozoic, Metamorphites, North Patagonian Massif, Río Negro

Introducción

La Formación El Jagüelito («Ectinitas El Jagüelito», Ramos 1975; Formación El Jagüelito, Giacosa 1987) es el nombre formacional aplicado a las metamorfitas de bajo grado sin inyección leucocrática del sector oriental del Macizo Nordpatagónico. Esta designación abarca a las rocas ubicadas al este de los 66° O, ya que hacia el poniente rocas similares son asignadas a la Formación Nahuel Niyeu (Caminos 1983). Los principales afloramientos de la Formación El Jagüelito se encuentran sobre la ruta nacional 23 en cercanías de la localidad de Aguada Cecilio, al sur de la sierra Pailemán, en varios sectores sobre el arroyo Salado al este de la ruta na-

cional 3, en los alrededores de la localidad de Sierra Grande y en aislados asomos en el nordeste del Chubut (Fig. 1a).

En este trabajo se describe y analiza la geometría de las estructuras asociadas al evento metamórfico que originó las metamorfitas de la Formación El Jagüelito, así como las características litológicas más salientes de esta unidad en el área del arroyo Salado. Estos resultados son analizados y discutidos en el contexto regional de la historia paleozoica de la región.

El área de estudio se encuentra ubicada a 12 km al norte de la localidad de Sierra Grande sobre el lecho y principalmente sobre ambos márgenes del arroyo Salado, unos 3 km al este de la ruta nacional 3 (Fig. 1a).

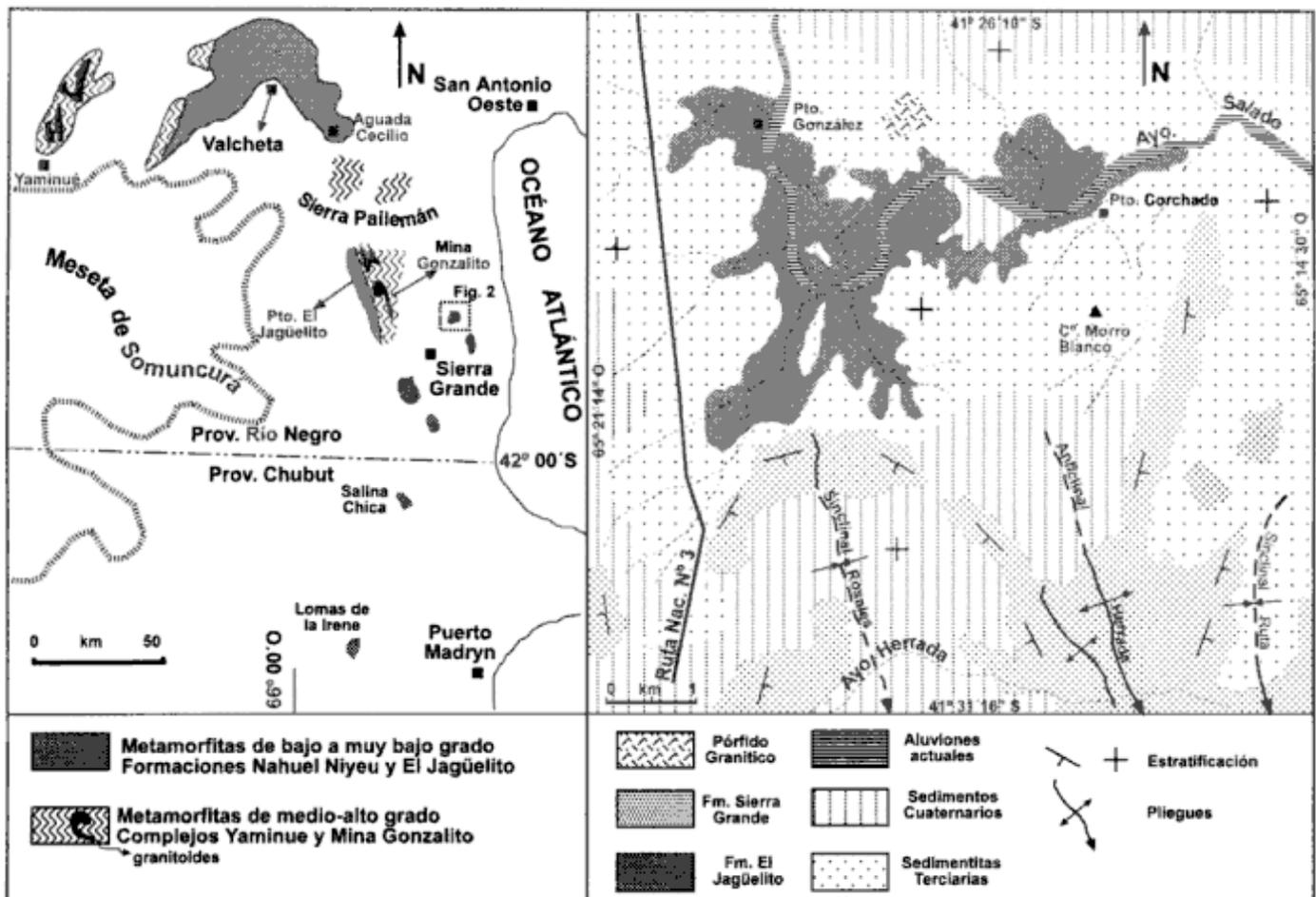


Figura 1: a, Mapa con la ubicación de los afloramientos de metamorfitas y plutonitas del basamento pre-silúrico del sector oriental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut) y ubicación de localidades citadas en el texto. En recuadro se indica el área de cobertura de la figura 1b. b, Mapa geológico de los alrededores del arroyo Salado al este de la ruta nacional 3.

Metodología

En primer término se realizó una fotointerpretación con control de campo (Fig. 1b). El trabajo de campo consistió en el levantamiento de un mapa estructural a partir de ampliaciones de fotogramas en escala 1:15.000, con especial énfasis en el mapeo, toma de datos y observación de las estructuras presentes sobre ambos márgenes del arroyo Salado (Fig. 2). Se tomaron muestras de las diferentes litologías representativas de la unidad para estudiar al microscopio. Finalmente, y aunque los resultados fueron negativos, cabe destacar que se otorgó una parte del tiempo del trabajo de campo, a la búsqueda de los invertebrados fósiles citados por Braitsch (1965).

Geología regional

La geología de la región del Macizo Nordpatagónico al este de los 67° O, se caracteriza por un basa-

mento metamórfico e ígneo de grado medio con sectores de alto grado asignado al Complejo Yaminué (Camino 1983) y al Complejo Mina Gonzalito (Ramos 1975; Giacosa 1987). La edad de éstos es considerada tradicionalmente como precámbrica tardía (850 ± 50 Ma, Linares *et al.* 1990); edades más jóvenes fueron reportadas recientemente por Varela *et al.* (1998) en base a dataciones Rb/Sr (557 ± 62 Ma) y U/Pb (526 ± 15 Ma), lo que sugiere una evolución en el Precámbrico superior tardío - Cámbrico. Otro constituyente esencial del basamento, son las metamorfitas de bajo a muy bajo grado de posible edad paleozoica temprana (Cámbrico) de la Formación Nahuel Niyeu (Camino 1983) y de la Formación El Jagüelito (Ramos 1975; Giacosa 1987). La evolución del basamento ígneo-metamórfico de esta región culmina con la intrusión durante el Ordovícico de las plutonitas del Complejo Plutónico Punta Sierra (Busteros *et al.* 1998).

Otro elemento distintivo en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico son las sedimentitas marinas portadoras de mantos de hierro del Silúrico

(Wenlockiano) – Devónico inferior de la Formación Sierra Grande (Zanettini 1981), cuyos términos basales se apoyan en discordancia erosiva sobre las plutonitas ordovícicas. El extenso magmatismo neopaleozoico está representado por los *stocks* del Complejo Plutónico Navarrete y por las «Volcanitas Treneta» (Caminos 1983) y en el sector más oriental por los granitos y granodioritas del Complejo Plutónico Pailemán (Giacosa 1997; Busteros *et al.* 1998).

Estas rocas son cubiertas por un extenso *plateau* de rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico y del Jurásico, correspondientes a las Formaciones Los Menucos (Miranda 1966) y Sierra Colorada (Stipanovic *et al.* 1968) y al Complejo Volcánico Marifil (Malvicini y Llambías 1974; Cortés 1981).

En la parte final del Mesozoico y durante el Terciario se depositaron sedimentitas continentales y marinas de naturaleza clástica y carbonática. En el Terciario, principalmente en el Oligoceno tuvo lugar la efusión de grandes volúmenes de basaltos que originaron el *plateau* de Somún Curá, posteriormente intruidos por complejos básicos alcalinos. Mayores precisiones sobre la geología de la región pueden consultarse en Busteros *et al.* (1998) y Caminos (1998).

La Formación El Jagüelito

El nombre de «Ectinitas El Jagüelito» fue propuesto por Ramos (1975) para incluir esquistos cuarcíticos y pizarras sin evidencias de inyección ígnea o migmatización, cuyos afloramientos están situados al sur del puesto El Jagüelito, en un área ubicada al oeste de la mina Gonzalito. Posteriormente y basado en un mayor detalle litológico, Giacosa (1987) realizó una categorización a nivel de formación.

Para no introducir nuevos nombres en la nomenclatura estratigráfica, la denominación del epígrafe ha conservado vigencia a los efectos de designar las rocas metamórficas de bajo grado de la región de sierra Grande y sierra Pailemán (Busteros *et al.* 1998). Sin embargo conviene aclarar que los afloramientos del área tipo, son delgados *roof pendants* en el Plutón Peñas Blancas, luego afectados por un sistema de fallas, por lo que resultan poco apropiados para definir la litología y estructura de una unidad. Por lo tanto y para futuras investigaciones, se sugiere que los afloramientos sobre el arroyo Salado al este de la ruta 3 –motivo del presente trabajo– son los más adecuados para estudiar la litología y la sedimentología, así como la estructura de la primera fase deformacional de la unidad (D_1). Por otro lado, los alrededores de Aguada Cecilio (Fig. 1a) son el lugar donde mejor están representadas la estructura relacionada a una segunda fase deformacional (D_2) y las características de las rocas eruptivas asociadas a las metasedimentitas (Giacosa 1994).

Los afloramientos de Aguada Cecilio están constituidos por metamorfitas en facies de esquistos verdes (zona de la clorita) e integrados por metapelitas (filitas clorítico-moscovíticas), metasamitas (filitas cuarzosas), metabasitas y metandesitas (Giacosa 1994). La estructura consiste en grandes pliegues asimétricos de rumbo O-NO, volcados al SO que pliegan al clivaje penetrativo de plano axial (S_1), y dan origen a un clivaje de crenulación (S_2) no penetrativo en toda el área (Giacosa 1994).

Al oeste de mina Gonzalito en inmediaciones del puesto El Jagüelito (Fig. 1a), sitio donde fue nominada la unidad, dominan filitas cuarzosas y meta-grauvacas con escasas intercalaciones de metabasitas; el grado metamórfico es equivalente a la facies de esquistos verdes, aunque aquí se verifica la coexistencia de clorita y biotita. La microestructura revela la presencia de micropliegues con clivaje de plano axial (S_1) con clorita y biotita crecidas sincinemáticamente sobre el plano, y de lineación de crenulación en muestra de mano, por lo que se infieren condiciones de deformación y grado metamórfico similares a las rocas de Aguada Cecilio.

Análisis geoquímicos y diagramas discriminantes de ambiente tectónico (Cagnoni *et al.* 1993; Giacosa 1997), sugieren precursores ígneos de naturaleza ácida a intermedia y un margen continental activo, como área fuente de los sedimentos.

La Formación El Jagüelito está intruida por granitoides del Complejo Plutónico Punta Sierra y subyace en discordancia angular al miembro inferior -Miembro San Carlos- de la Formación Sierra Grande (Zanettini 1981). De acuerdo a este autor tal discordancia se verifica en el perfil de Loma Monochio, donde las metamorfitas constituyen el núcleo del anticlinal Monochio, y en el sinclinal Rosales, donde las cuarcitas conglomerádicas basales poseen clastos de filitas. Todas estas relaciones se verifican sobre las márgenes del arroyo Salado, aguas abajo del lugar del presente estudio (*cf.* Busteros *et al.* 1998).

La edad mínima de la Formación El Jagüelito puede establecerse con alguna precisión por su relación con las plutonitas del Complejo Plutónico Punta Sierra, cuyas rocas cuentan con varias dataciones radiométricas en el Ordovícico (Nuñez *et al.* 1975; Weber 1983; Hernández *et al.* 1989; Varela *et al.* 1997). Sobre el curso inferior del arroyo Salado, unos 10 km antes de su desembocadura en el océano, el Plutón Monochio intruye filitas de la unidad (Busteros *et al.* 1998). Este cuerpo fue datado recientemente como Ordovícico medio a partir de una isocrona Rb/Sr de 467 ± 16 Ma (Granodiorita Arroyo Salado; Varela *et al.* 1997); otro análisis de los mismos autores de 483 ± 22 Ma, en un cuerpo del mismo complejo, permitiría extender la edad mínima de la Formación El Jagüelito a tiempos anteriores al límite Arenigiano-Tremadociano.

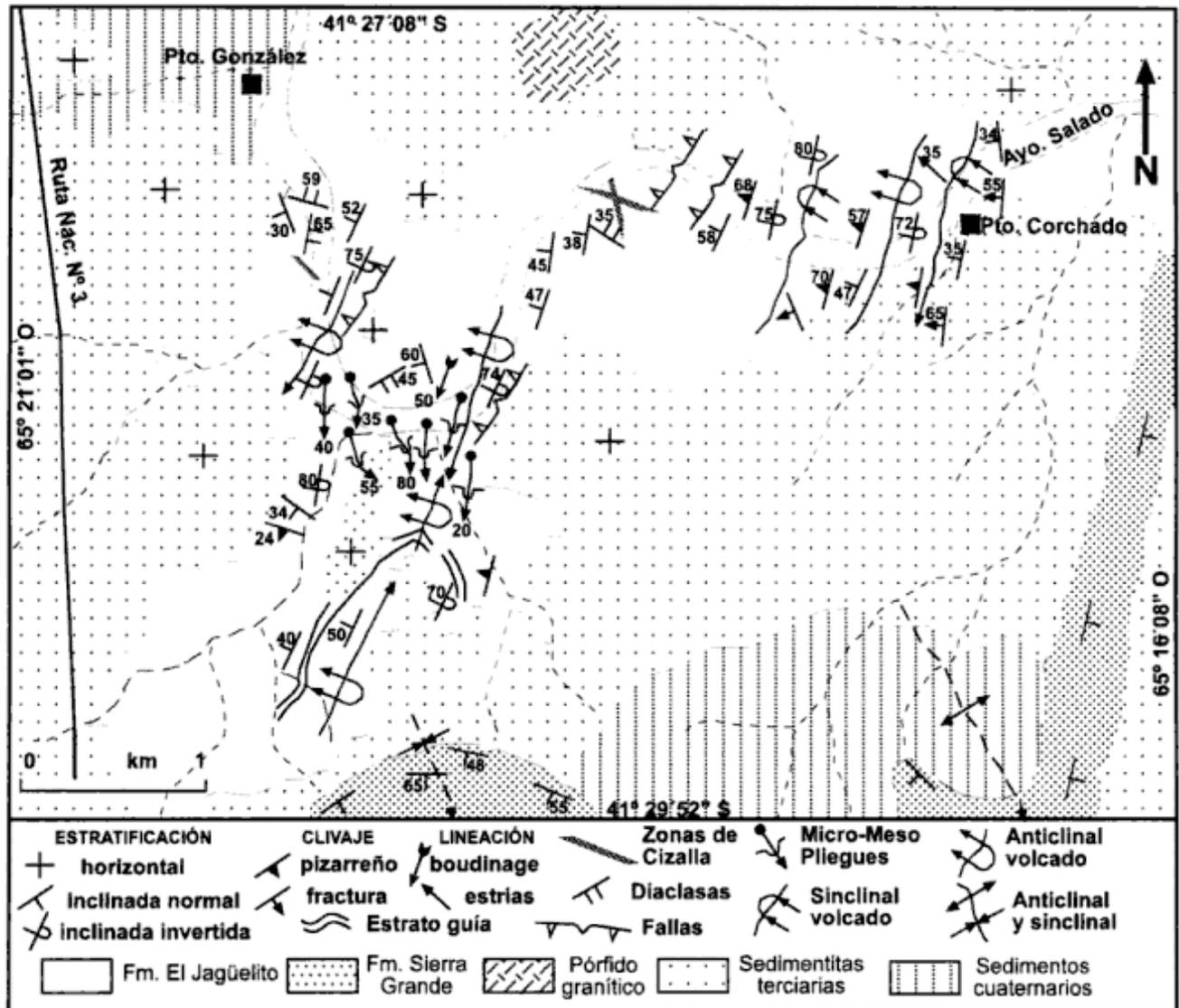


Figura 2: Mapa geológico y estructural de la Formación El Jagüelito en el arroyo Salado entre los puestos González y Corchado.

El hallazgo de braquiópodos linguloides en los afloramientos del arroyo Salado citados por Braitsch (1965), cuya presencia no fue confirmada por los autores, sugeriría descartar una edad precámbrica tardía para la unidad y, de acuerdo a las relaciones apuntadas anteriormente, la Formación El Jagüelito sería probablemente de edad cámbrica a ordovícica temprana (pre-arenigiana).

La Formación El Jagüelito en el arroyo Salado

Litología

En este sector, la Formación El Jagüelito tiene sus mejores afloramientos sobre el lecho del arroyo a lo

largo de unos 7 km, entre los puestos González y Corchado y sobre las márgenes de algunos tributarios provenientes del sur (Fig. 1b). Teniendo en cuenta que la mayoría de las estructuras buzan al sur, el mejor perfil de observación está sobre la margen sur del arroyo (Fig. 2).

Integran la unidad, un conjunto metasedimentario con metamorfismo de muy bajo grado con clorita y sericita, con predominio de tres tipos litológicos interestratificados: metacuarcitas, metagrauvas y pizarras. La estratificación más común es de tipo plano-paralela donde los estratos tienen espesores variables, con alternancias de pizarras y metagrauvas de 10 a 20 cm de espesor cada una, o sectores con 1 m de potencia de pizarras con delgadas intercalaciones de metaareniscas de 4 a 10 cm de espesor, o, a la inversa, lugares donde los estratos más potentes son de metacuarcitas.

Las metacuarcitas son rocas de grano mediano, de color rosa a gris rosado en superficie meteorizada y gris claro en superficie fresca, con estratificación interna poco visible. Están compuestas por cuarzo y sericita, acompañadas de plagioclasa y feldespatos. La estratificación se encuentra disturbada por venas y venillas de cuarzo que rellenan fracturas extensionales, en general dispuestas normalmente a la estratificación. En éstas, el cuarzo se presenta en cristales de borde suturado y extinción ondulosa, dispuestos con su mayor dimensión normalmente a la vena.

Las metagrauvasas son rocas de grano fino, de color verde, gris verdoso hasta gris oscuro, con estratificación interna paralela bien marcada y muestran en su base frecuentes calcos de carga.

Las pizarras son rocas de colores grises o rojizos, ocasionalmente con superficies satinadas verdosas y con clivaje pizarreño, constituidas por la fracción limoarcillosa y con una incipiente recristalización de clorita.

Al microscopio, todas las rocas poseen texturas relictas sedimentarias, con escasa blastesis. Hay una baja recristalización de las arcillas con pasaje a pequeñas hojuelas de clorita en las pizarras; en el caso de las metacuarcitas hay recristalización de la sericita de grano fino alrededor de los clastos de cuarzo. En unos pocos casos, la sericita comienza a desarrollar algunas hojuelas, pero en ningún caso se entrelazan como para formar folias continuas. Los granos de cuarzo no muestran indicios de aplastamiento o bien texturas aplastadas típicas de disolución bajo presión, un fenómeno que debe haber ocurrido en estas rocas, debido a la gran cantidad de venas de cuarzo que rellenan las fracturas de extensión, muchas de las cuales están fuertemente plegadas (Fig. 4; Fe_1).

Las características petrográficas indican que, a pesar de la intensa deformación que poseen, las rocas tienen muy bajo grado metamórfico, aproximadamente en la parte baja de la facies de esquistos verdes (zona de la clorita).

Geología estructural

Las estructuras y microestructuras reconocidas en la Formación El Jagüelito en el área del arroyo Salado son estratificación, pliegues, micropliegues, *boudinage*, clivaje pizarreño, venas de cuarzo como relleno de fracturas, fallas y estrías por flexo-deslizamiento. Sus principales características y sus relaciones mutuas (Fig. 4), pueden resumirse de la siguiente manera:

Estratificación (S_0): la estratificación tiene un rumbo dominante NNE y NNO y está bien expuesta en todos los afloramientos. La inclinación es siempre al oeste con un valor de 60° y 80° en los flancos invertidos de los pliegues volcados y alrededor de 30° en los flancos normales (Figs. 2 y 3b).

Clivaje (S_1): el clivaje pizarreño es una estructura penetrativa para todas las metapelitas, alcanzando a penetrar escasos milímetros o centímetros en los contactos transicionales con las metareniscas. El clivaje de fractura es poco frecuente y está exclusivamente localizado en metareniscas de la zona de charnela de los pliegues. Ambos planos son clivajes de plano axial, abanicados en los flancos y paralelos en las charnelas; la inclinación es siempre al NO o SO (Figs. 2 y 3b).

Pliegues y micropliegues (P_1): los pliegues constituyen las estructuras de mayor tamaño en el área de estudio; el rumbo dominante del plegamiento es NNE y aunque la mayoría de los ejes de pliegues buzcan 20° a 40° en dirección 190° - 200° , en la parte sur hay anticlinales buzando al NNE (Figs. 2 y 3b). Los pliegues están siempre volcados y tienen variados diseños, desde apretados hasta isoclinales y de tipo *chevron*, resultando comunes los pliegues ptigmáticos en secuencias pizarrosas espesas con intercalaciones

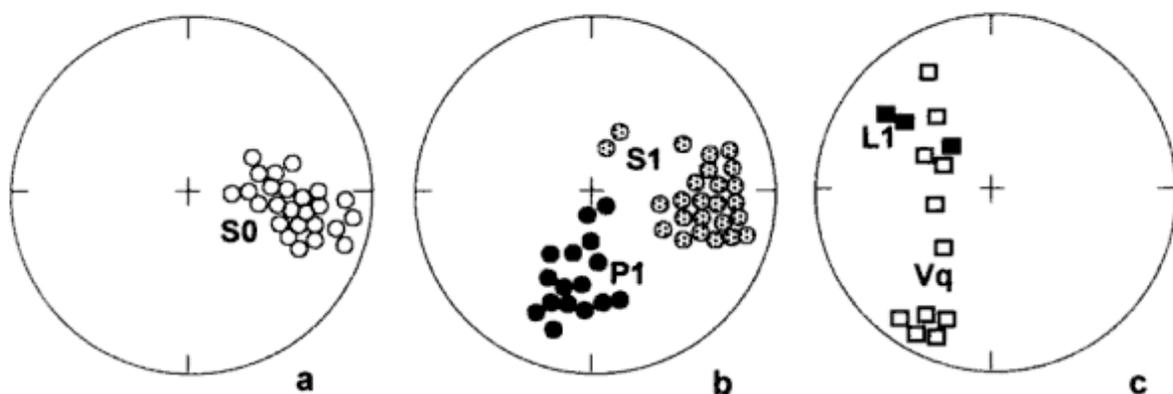


Figura 3: Diagramas de fábrica estructural, proyectados en el hemisferio inferior de la red de Schmidt. a, Polos de la estratificación en la Formación El Jagüelito (S_0); b, Polos de clivaje de plano axial (S_1) y ejes de micro-mesoplegues (P_1); c, Lineación de estrías sobre los flancos de los pliegues (L_1) y polos de venas de cuarzo (Vq).

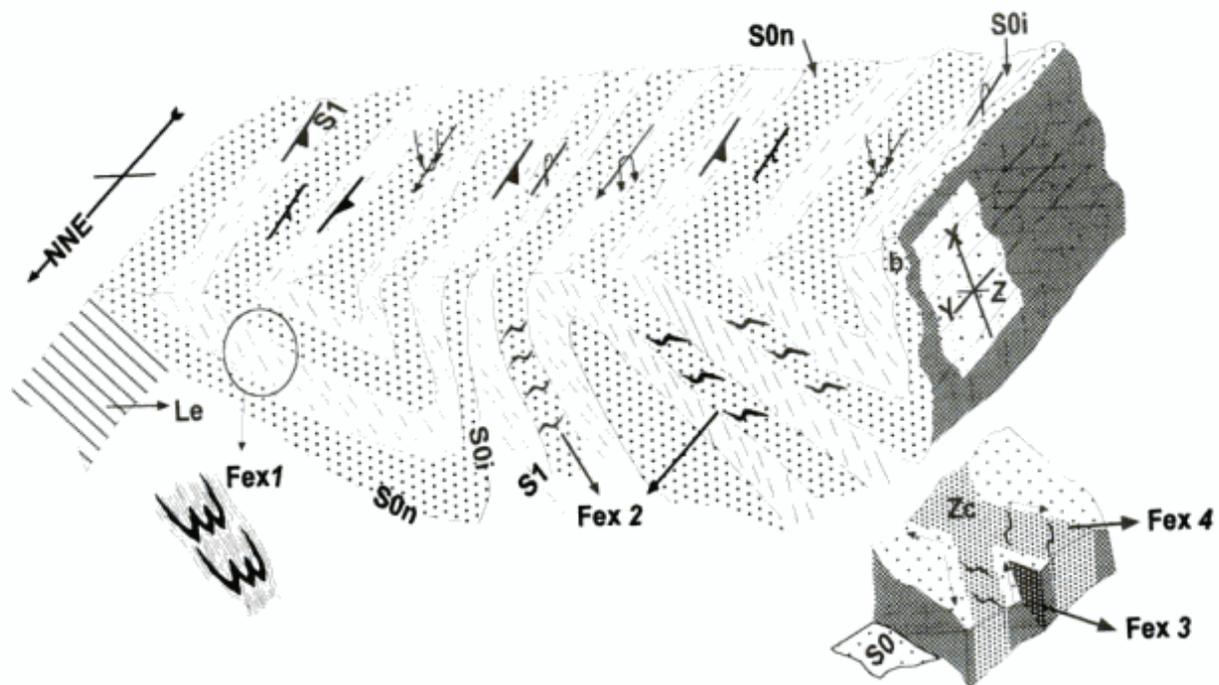


Figura 4: Esquema que muestra la geometría del plegamiento y la relación con las estructuras menores asociadas. Referencias: X, Y, Z: ejes mayor, intermedio y menor de estramiento; S_{0n} : estratificación inclinada normal; S_{0i} : estratificación inclinada invertida; S_1 : clivaje de plano axial; b: boudinage; Fex: fracturas extensionales con relleno de cuarzo, Fex_1 : venas plegadas con clivaje de plano axial; Fex_2 : venas en capas competentes y $Fex_{3,4}$: venas asociadas a una zona de cizalla en capas competentes; Zc : zona de cizalla dúctil-frágil.

delgadas de metareniscas. En el sector oriental abundan los micropliegues con asimetría de forma y diseños en «Z» o «S» dentro de los flancos de pliegues mayores; por otro lado si los espesores de las pizarras son importantes, muchos micropliegues en metareniscas son de geometría disarmónica y por lo tanto la relación de paralelismo entre los ejes de pliegues mayores y menores no se conserva.

Boudinage: está circunscrito a estratos competentes de metagrauvacas y su máxima elongación es paralela a los ejes del plegamiento (Fig. 4); el angostamiento en la zona de cuello es incipiente hasta avanzada, de manera que hay una variación entre *pinch and swell* y *boudinage*.

Fracturas extensionales (Fex): las fracturas de génesis extensional son muy abundantes en toda la zona de estudio y guardan estrecha relación con la formación de los pliegues. Existen cuatro tipos principales, todas ellas rellenas de cuarzo (Fig. 4):

a) (Fex_1) Fracturas desarrolladas durante los estadios iniciales de la deformación y rellenas de cuarzo, se localizan en capas arenosas y fueron microplegadas durante la formación del clivaje de plano axial.

b) (Fex_2) Fracturas ubicadas sobre los flancos de

los pliegues de los estratos de mayor competencia, especialmente en las metacuarcitas donde alcanzan grandes dimensiones. Genéticamente se relacionan al cizallamiento capa a capa durante el deslizamiento flexural, por lo que suelen encontrarse rotadas de su posición original. Algunas de gran tamaño alcanzan 2 cm de grosor y hasta 1 m de longitud en el sentido del rumbo de los estratos.

c) Asociadas a sistemas conjugados de cizallas frágil-dúctil en capas de metacuarcitas sobre los flancos de pliegues, se desarrollan dos tipos de fracturas: (Fex_3) fracturas extensionales cuya posición bisecta el ángulo agudo de la zona de cizalla y, sobre la misma zona de cizalla, un conjunto de fracturas de diseño sigmoidal con disposición en *echelon* (Fex_4).

Estrías: en sectores donde el mecanismo de plegamiento dominante fue el flexo-deslizamiento, hay estrías en los estratos más competentes, en especial sobre los flancos normales (Fig. 4). Las estrías buzcan 30° - 35° en dirección 310° (Fig. 3c).

Fallas: las fallas observadas son escasas; por otro lado las condiciones de los afloramientos no permitieron constatar fallas de importancia, relacionadas a los pliegues. Caben mencionar fallas contraccionales

de pequeño tamaño ubicadas en la charnela –arco interno– de algunos pliegues y otras más abundantes, de rumbo NNE y de alto ángulo de inclinación (55° a 70°) hacia el ONO. Se disponen paralelamente a la estratificación de las metacuarcitas, con estriaciones que indican una componente del desplazamiento de inclinación importante. Forman una zona de brecha y harina de falla de color blanco y amarillo y son posteriores a la formación del clivaje S_1 .

Deformación: mecanismos, condiciones y fases

Las relaciones geométricas que la mayoría de las estructuras guardan entre sí, más el agregado de la elipse de deformación con los ejes XY, están esquematizados en la figura 4. Los pliegues constituyen la estructura de mayor importancia y a su formación se asocian la gran mayoría de las estructuras descritas previamente. Algunas de ellas son estructuras dúctiles, otras netamente frágiles y otras representan condiciones frágiles-dúctiles.

El arreglo geométrico sigmoidal de las venas de cuarzo como relleno de fracturas extensionales, dentro de los flancos de capas más competentes del pliegue (F_{ex2} ; Fig. 4), asociado a la presencia del clivaje pizarroso penetrativo a nivel de las capas pelíticas y psamopelíticas con engrosamiento en las charnelas, indica que el flujo flexural fue el mecanismo de plegamiento dominante (Ramsay y Huber 1987). Otros arreglos litológicos, tales como varias capas de espesor uniforme de metacuarcitas, favorecieron mecanismos de plegamiento por flujo flexural, con desarrollo de estriaciones dispuestas perpendicularmente a los ejes de los pliegues.

La posición de las estructuras menores en la estructura mayor y sus relaciones mutuas, pueden ser explicadas en conjunto, como acaecidas durante una primera fase de deformación (D_1), asociada al evento metamórfico de muy bajo grado.

Las fallas de rumbo NNE descritas anteriormente, deforman el clivaje de plano axial y constituyen un evento tardío asociado a las etapas finales de D_1 , o bien corresponden a otra fase de deformación. En éstas, la presencia de brechas y harina de falla sugiere condiciones frágiles, mucho más superficiales que las condiciones dúctiles-frágiles representadas por los pliegues y las estructuras asociadas.

Varios elementos estructurales, tales como las zonas de cizalla frágil-dúctil sobre los flancos de los pliegues, las estrías de deslizamiento entre los estratos y la orientación de los ejes de plegamiento, indican que la dirección del esfuerzo principal durante D_1 se ubicó en un plano de acimut aproximado 130° - 310° ; la asimetría de las estructuras muestra una clara vergencia del conjunto hacia el SE (hacia 130°).

Edad de la sedimentación, deformación, metamorfismo y exhumación

Como se señaló anteriormente, unos kilómetros aguas abajo por el mismo arroyo Salado, los granitoides ordovícicos tienen xenolitos de rocas de la Formación El Jagüelito. El examen microscópico revela que porfiroblastos de moscovita formados por metamorfismo térmico de contacto (M_2) crecieron discordantemente sobre S_1 . Por lo tanto, la fase de deformación D_1 y el metamorfismo de bajo grado, habrían ocurrido con seguridad antes del Ordovícico. La edad más antigua en los granitoides (483 ± 22 Ma; Varela *et al.* 1997) permite ubicarla con más precisión, antes del límite arenigiano-tremadociano. Si bien los invertebrados fósiles citados por Braitsch (1965), no fueron descriptos, avalarían, según una revisión de Manceñido y Damborenea (1984), una antigüedad paleozoica temprana pre-silúrica.

Con estos argumentos se propone que la edad de la sedimentación y su posterior metamorfismo y deformación (M_1 y D_1) tuvieron lugar durante el Cámbrico-Ordovícico temprano.

La exhumación de las rocas de la Formación El Jagüelito en esta región habría ocurrido entre el Ordovícico tardío (Caradociano) y el Silúrico temprano (Llandoveryano). Este intervalo está comprendido entre la edad de intrusión de los granitoides ordovícicos más jóvenes (463 ± 23 Ma, Hernández *et al.* 1989; 467 ± 16 Ma, Varela *et al.* 1998) y la edad de sedimentación de la Formación Sierra Grande, portadora de fósiles referidos al Wenlockiano (Müller 1965; Manceñido y Damborenea 1984; Spalletti *et al.* 1993).

Consideraciones regionales

El presente trabajo aporta por primera vez datos estructurales relacionados con la primera fase de deformación ocurrida en la Formación El Jagüelito, en especial los referidos a la orientación espacial de sus estructuras y una estimación de la orientación local del esfuerzo máximo principal relacionado a su formación. A nivel regional estas estructuras siempre están deformadas por una nueva fase de plegamiento con clivaje y lineación de crenulación, que reorienta totalmente las estructuras sedimentarias y las correspondientes a la fase D_1 . La influencia de una fase de deformación posterior de importancia regional, comienza a observarse al oeste del área de estudio, en los alrededores del puesto El Jagüelito y es muy marcada en Aguada Cecilio y Valcheta.

En la zona de Valcheta, Chernicoff y Caminos (1996) estudiaron la estructura de la Formación Nahuel Niyeu (Caminos 1983) y reconocieron tres fases de deformación a las que denominaron D_1 , D_2 y

D₃. Asignan a la fase D₁ la formación del clivaje penetrativo asociado al metamorfismo regional, aunque sin determinar la orientación de las estructuras, debido a la superposición de otras fases. Durante la fase D₂ se formaron las estructuras mayores, caracterizadas por plegamiento asimétrico volcado al SO y clivaje de crenulación asociado y que, en continuidad hacia el este, puede ser reconocida como estructura principal en la Formación El Jagüelito en Aguada Cecilio (Giacosa 1994), lo que determina la morfología elongada en sentido NO-SE de los afloramientos. Una última fase D₃, no reconocida al este de los 66° O, se caracteriza por megapliegues de rumbo meridional y vergencia al oeste.

Unos 20 km al este del área de estudio, las metamorfitas del núcleo del anticlinal Monochio, estructura desarrollada en rocas de la Formación Sierra Grande, tienen clivaje de crenulación. Esto sugiere que la deformación de la Formación Sierra Grande, ocurrida luego del Devónico temprano también podría haber dado lugar a la formación (¿local?) de clivaje de crenulación.

Por el momento y hasta obtener datos más precisos, los autores piensan que el clivaje de crenulación S₂, dado su carácter de estructura dúctil y por el alcance regional que posee, forma parte de la evolución estructural de las metamorfitas antes de su exhumación a fines del Ordovícico o Silúrico temprano.

Conclusiones

En las metamorfitas de bajo grado del sector oriental del Macizo Nordpatagónico, ubicadas en el arroyo Salado se reconocieron las características geométricas de la deformación asociada a la formación del clivaje penetrativo sinmetamórfico de plano axial (S₁).

La fase de deformación (D₁) originó estructuras dúctiles entre las que se destacan pliegues volcados (P₁) de rumbo NNE y vergencia al SE (hacia 130°) con clivaje de plano axial (S₁).

Asociadas a los pliegues P₁ se encuentran estructuras menores de carácter dúctil-frágil, cuyo arreglo geométrico y su relación geométrica con la estructura mayor, indican que su formación ocurrió durante el desarrollo de los pliegues.

En conjunto, la orientación espacial de los pliegues volcados y de las estructuras menores asociadas, sugiere que la traza del esfuerzo principal máximo en esta región, se ubicó en un plano con una dirección 130°-310°.

Se concluye que la edad de la sedimentación y posterior metamorfismo y deformación (M₁ y D₁) tuvieron lugar durante el Cámbrico y hasta el Ordovícico temprano (pre-480 Ma).

Agradecimientos

Se agradece el aporte económico de la Universidad de la Patagonia para el desarrollo de las tareas de campo y al Instituto de Geología y Recursos Minerales (SEGEMAR) ya que algunas observaciones fueron realizadas durante el levantamiento de la Hoja Sierra Grande.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Braitsch, O., 1965. Das paläozoikum von Sierra Grande (prov. de Río Negro, Argentina) und die altkaledonische faltung im ostlichen Andesvordland. *Geologische Rundschau*, 54 (2): 698-714.
- Busters, A., Giacosa, R., Lema, H. y Zubia, M., 1998. Descripción geológica de la Hoja Sierra Grande (4166-IV), provincia de Río Negro. *Boletín 241*, Instituto de Geología y Recursos Minerales. 75 p. Buenos Aires.
- Cagnoni, M., Linares, E., Ostera, H., Parica, C. y Remesal, M., 1993. Caracterización geoquímica de los metasedimentos de la Formación Nahuel Niyeu: implicancias sobre su proveniencia y marco tectónico. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración Hidrocarburos*, 1: 281-288. Buenos Aires.
- Caminos, R., 1983. Descripción geológica de la Hoja 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. *Servicio Geológico Nacional* 41 p. (Inédito). Buenos Aires.
- Caminos, R., 1998. Descripción geológica de la Hoja Valcheta (4166-I), provincia de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Minerales. 80 p. (Inédito). Buenos Aires.
- Chernicoff, C. y Caminos, R. 1996. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico oriental, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (3): 201-212. Buenos Aires.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo nordeste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 217-235. Buenos Aires.
- Giacosa, R., 1987. Caracterización de un sector del basamento metamórfico-migmatítico en el extremo suroriental del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro, Argentina. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 3: 51-54. Tucumán.
- Giacosa, R., 1994. Evolución tectónica pre-Cretácica del margen Atlántico del Macizo Nordpatagónico, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I* (7-8): 687-700.
- Giacosa, R., 1997. Geología y petrología de las rocas pre-Cretácicas de la región de sierra Pailemán, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (1): 65-80. Buenos Aires.
- Hernández, L., Shimazu, M and Kagami, H., 1989. Rb/Sr whole rock isochron ages of granitoid rocks from the eastern part of the Northpatagonian Massif, Argentina. *Annual Meeting of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, Niigata, Japón.
- Linares, E., Ostera, H. y Parica, C., 1990. Edades radiométricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y Valcheta, Pcia. de Río Negro. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 2: 251-254. San Juan.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1974. Geología y génesis del depósito de manganeso Arroyo Verde, provincia del Chubut. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 2: 185-202. Buenos Aires.
- Manceñido, M. y Damborenea, S., 1984. Megafauna de invertebrados paleozoicos y mesozoicos. En: Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro*, 2 (5): 413-

465. Buenos Aires.
- Miranda, J., 1966. Reconocimiento geológico de la zona situada entre meseta de Pentería, Sierra Colorada, Los Menucos, Maquinchao y Chasicó, provincia de Río Negro. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 32 p. (Inédito). Buenos Aires.
- Müller, H., 1965. Zur altersfrage der Eisenerzlagstätte Sierra Grande, Río Negro, in Nordpatagonien aufgrund neuer fossillunde. Geologische Rundschau, 54 (2): 715-732.
- Núñez, E., de Bachmann, E., Ravazzoli, I., Britos, A., Franchi, M., Lizuafín, A. y Sepúlveda, E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del Macizo Somuncurá, provincia de Río Negro, República Argentina. Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 4:247-266. Buenos Aires.
- Ramos, V., 1975. Geología del sector oriental del Macizo Nordpatagónico entre Aguada Capitán y la Mina Gonzalito, Provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30 (3): 274-285. Buenos Aires.
- Ramsay, J. and Huber, M., 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. Vol. 2: Folds and Fractures. Academic Press, 700 p. Londres.
- Spalletti, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1993. Ambiente y procesos generadores de las sedimentitas portadoras de hierro en la plataforma Silúrico-Eo-devónica de la Patagonia, República Argentina. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), 10 (97): 305-318.
- Stipanovic, P., Rodríguez, F., Baulies, O. y Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (2):160-179. Buenos Aires.
- Varela, R., Cingolani, C., Sato, A., Dalla Salda, L., Brito Neves, B., Basei, M., Siga Jr, O. and Tixeira, W., 1997. Proterozoic and paleozoic evolution of Atlantic area of North-Patagonian Massif, Argentina. South-American Symposium on Isotope: 326-329. Brasil.
- Varela, R., Basei, M., Sato, A., Siga, O., Cingolani, C. y Sato, K., 1998. Edades isotópicas Rb/Sr y U/Pb en rocas de mina Gonzalito y arroyo Salado, Macizo Nordpatagónico Atlántico, Río Negro, Argentina. Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 71-76. Buenos Aires.
- Weber, E., 1983. Descripción geológica de la Hoja 40j, Cerro El Fuerte, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín 196. Buenos Aires.
- Zanettini, J.C., 1981. La Formación Sierra Grande, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (2):160-179. Buenos Aires.

Recibido: 5 de marzo, 1999

Aceptado: 18 de abril, 2001

Morfodinámica y balance sedimentario de playas del partido de Pinamar (1995-1999), provincia de Buenos Aires

F. I. ISLA^{1,2}, G. R. BÉRTOLA^{1,2}, M. O. FARENGA² y L. C. CORTIZO³

¹ CONICET, Centro de Geología de Costas y del Cuaternario (CGCC), casilla de correo 722, 7600 Mar del Plata

² Universidad Nacional de Mar del Plata, CGCC

³ Comisión de Investigaciones Científicas, CGCC

E-mail: fisla@mdp.edu.ar; gbertola@mdp.edu.ar; farenga@mdp.edu.ar; lcortiz@mdp.edu.ar

RESUMEN. Con el objeto de cuantificar los procesos de erosión-acumulación a lo largo del litoral de la provincia de Buenos Aires, se relevaron durante cuatro años (1995 a 1999) tres playas del Municipio de Pinamar: Balneario Cozumel (Cariló), Balneario Viejo Lobo y Balneario Golf Club. Se realizaron noventa perfiles de la playa desde el espaldón hasta la zona de oleaje. Por sus características peculiares algunas playas se relevaron 12 veces en 4 años. Muestras de arena se colectaron de la playa distal, berma y zona de oleaje. Los análisis topográficos arrojaron pendientes promedio de 4 %, aunque en la playa mesolitoral superior llegaron hasta un 8 %. Las pendientes abruptas son más comunes en las playas del norte y sur del municipio. Los bermas se encuentran más cercanos al mar en las playas del sur (Cariló), por lo que no se dan mayores efectos erosivos en las construcciones balnearias. La arena es fina a mediana. En los cuatro años transcurridos, se registró un balance erosivo de 6.000 m³. Balneario Cozumel tuvo la mayor erosión (-6.500 m³) y fue donde se registraron los mayores movimientos de arena (se movieron 18.000 m³ en sólo dos años). El Balneario Viejo Lobo tuvo un balance neto acumulativo (3.900 m³) y el Balneario Golf Club erosivo (-3.800 m³), aunque esta última es una playa relativamente estable. La variabilidad estacional de estas playas es semejante a los balances de otras playas para el mismo período (Villa Gesell). Los efectos erosivos de las tormentas acaecidas en junio de 1993 y junio de 1994 afectaron con mayor intensidad determinadas zonas. La erosión no sólo afecta a las playas y médanos costeros, también lo hace sobre la playa sumergida: en junio de 1994 hubo una notable mortandad de moluscos infaunales causada por la combinación de dos tormentas en menos de 72 horas.

Palabras clave: *Morfodinámica, Playas, Sedimentos, Pinamar*

ABSTRACT. *Morphodynamics and sedimentary budget of Pinamar beaches (1995-1999), Buenos Aires Province.* In order to quantify the processes of erosion-accumulation along an erosive part of the coast line of Buenos Aires Province, three beaches from Pinamar: Cozumel (Cariló), Viejo Lobo and Balneario del Golf Club, were monitored during four years (1995-1999). Ninety beach profiles were surveyed from the backshore to the surf zone. Some beaches were surveyed 12 times in four years. Sand samples were also collected from the backshore, berms, foreshore and surf zone. Average beach slopes were estimated at 4%, although steeper slopes of 8% were estimated on the foreshore. Steeper slopes were more common on beaches at the north and south of the county. Berms are closer to the sea in beaches to the south (Cariló), with less erosive effects at the beach resort facilities. Sand was fine to medium. In the four years, an erosive budget of 6,000 m³ was determined. Cariló had higher erosion (-6,500 m³), where the sand movements were significantly higher (18,000 m³ were put into motion in only two years). An accumulative budget of 3,900 m³ was recorded at Viejo Lobo beach. At Balneario del Golf Club there was erosion (-3,800 m³), although it has a relatively stable beach. The seasonal variability of these beaches was of the same order of magnitude as that observed at other beaches in the same period (Villa Gesell). The greatest erosive effects of the storms of June 1993 and June 1994 were registered in the same places each time. Erosion not only affects beaches and foredunes, but also the inner shelf: on June 1994 there was a mass mortality of infaunal mollusks from the inner shelf caused by the superimposed combination of episodic processes in less than 72 hours.

Key words: *Morphodynamics, Beaches, Sediments, Pinamar*

Introducción

Aproximadamente en 1930 se inició la construcción de balnearios turísticos (Mar de Ajó, Pinamar, Villa Gesell) en la provincia de Buenos Aires, sobre un campo de médanos transversales a los vientos del SSO, y en una costa con orientación NE-SO (que cambia a N-S al norte de Punta Médanos, 36°52' S). Las dunas y las playas son una entidad dinámica. La alteración de una de ellas produce modificaciones en la otra. Este tipo de interacciones generaron

una serie de proyectos de investigación en el Centro de Geología de Costas y Cuaternario para distinguir los procesos naturales de aquéllos provocados por las distintas actividades humanas que están afectando la evolución de las playas.

Las playas del Municipio de Pinamar constituyen un sector de esta barrera medanosa con mayores cambios morfológicos a pesar de haberse formado geológicamente en épocas muy recientes (Isla 1997). En 1950 comenzó a darse un auge turístico, por lo que problemas como la fijación de médanos, forestación,

extracción de arena, modificación de perfiles de equilibrio, circulación de vehículos sobre la playa y médanos, construcción de balnearios y de estructuras muy cercanas a la costa, empiezan a afectar las tendencias naturales, problemática que se ve reflejada en modificaciones de la morfología de las playas.

Este trabajo es un aporte al estudio de la dinámica natural e inducida de la costa de Pinamar llevado a cabo durante cuatro años (1995 a 1999) en tres playas de ese municipio urbano, y como consecuencia de tormentas registradas en junio de 1993 y 1994 que causaran daños en las construcciones balnearias y mortandades de moluscos de la plataforma. Las playas menos alteradas del sur (Cariló) fueron comparadas con playas impactadas por la actividad turística en el centro y norte de la ciudad (Viejo Lobo y Golf Club). De esta comparación de playas con distinta actividad se trató de distinguir los efectos naturales (tormentas, ciclos verano-invierno) de los antrópicos (movimientos de arena inducidos por los balnearios). Estos trabajos de base son fundamentales para proponer alternativas de manejo de balnearios o para prever alteraciones de la dinámica litoral como serían los puertos deportivos proyectados en el norte de Villa Gesell y norte de Pinamar.

Antecedentes

Los primeros trabajos realizados en la zona fueron principalmente sedimentológicos, donde se reconocieron variaciones texturales y mineralógicas a lo largo del perfil de playa, así como a lo largo de la costa (Teruggi 1959; Spalletti y Mazzoni 1979). Entre las variaciones texturales, se observó mayor diámetro de arenas y aumento de la selección hacia el mar. Algunas variaciones texturales localizadas han sido explicadas por efectos de canibalización de playas fósiles (Isla 1997). Regionalmente, se reconoce una disminución de la granulometría de sur a norte acompañada de una mejor selección. En cuanto a la mineralogía, los cambios regionales eran más importantes, sobre todo en lo referente a minerales pesados.

Con relación al proyecto de puerto de aguas profundas de Punta Médanos, Lanfredi *et al.* (1992) efectuaron estudios de alturas de ola, períodos y corrientes litorales dominantes hacia el norte, además de perfiles de playa (Peña y Lanfredi 1988). En base a observaciones visuales y datos de un olígrafo, se evaluó el transporte de sedimentos hacia el norte que puede variar entre 400.000 y 700.000 m³/año (Framiñan 1990). Por otro lado, Caviglia *et al.* (1992) estudiaron las corrientes a lo largo de la costa de Pinamar utilizando mediciones de olas realizadas desde la costa (de leva y rompientes), de corrientes (flotadores) y mediciones de vientos con anemómetro. Los datos arrojaron alturas de ola en-

tre 0,3 y 2,85 m (altura media de 1,08 m) y períodos entre 5 y 9 segundos; la dirección de aproximación de las olas fue de 40 a 140°N, y la velocidad de las corrientes de entre 0,3 a 0,5 m/seg.

Más recientemente, Isla (1997), Marcomini y López (1997) y Bértola *et al.* (1999) evaluaron las variaciones morfológicas de las playas vecinas de Villa Gesell. Mediante una metodología similar a la aquí empleada, observaron concordancia en cuanto a la presencia de alteraciones antrópicas (extracciones y movimientos de arena), con abruptos cambios naturales en el volumen y perfil de las playas, así como la manifiesta alteración de los perfiles por acción de las tormentas.

Características generales del área

El Municipio de Pinamar se ubica inmediatamente al sur de Punta Médanos (36°52' S y 56°40' O). La orientación de la costa es N39°. El original campo de médanos se comenzó a forestar en 1920 con varias especies arbóreas (principalmente de los géneros *Pinus*, *Acacia* y *Eucaliptus*) que se lotearon y ofrecieron al turismo en 1940. Entre las décadas del '50 al '60 comenzaron a ser intensamente visitadas, ocasionando necesidad de infraestructura y arena para construcción que se extrajo de la playa.

El clima es templado con una temperatura media de 14,6° C y una oscilación anual moderada (10-12° C). Las temperaturas mínimas normales son de -5° C y las máximas de 35° C. La precipitación media es de 895 mm distribuidos en 111 días con precipitaciones, de los cuales 33 días por año se registran tormentas eléctricas (concentradas entre diciembre y enero). Los vientos son del este durante primavera-verano (octubre a febrero) y del norte durante otoño-invierno (abril-agosto); en marzo y setiembre dominan los vientos del sur. La velocidad media es de 12 km/h superándose estos valores medios durante la primavera y verano (octubre a febrero).

En esta porción de la costa de Buenos Aires el régimen de mareas es de desigualdades diurnas, con una amplitud media de sicigias de 0,74 metros. Existen numerosas referencias a la zona en los años 70 como parte de los estudios de factibilidad del puerto de aguas profundas planeado en Punta Médanos. De acuerdo a observaciones visuales de Pinamar las olas poseen alturas promedio de 0,89 m, con máximas de 1,90 metros; el período promedio es de 8,7 seg (Lanfredi *et al.* 1992). Debido a la pendiente de la playa, las olas son del tipo de volteo (*plunging*). Pinamar posee playas de morfodinámica intermedia (en el sentido de Wright y Short 1984 y Masselink y Short 1993) con tendencia a disipativas donde las barras submareales son más estables durante el año. Las mediciones de corrientes litorales arrojan veloci-

dades medias entre 0,2 y 0,4 m/seg (Caviglia *et al.* 1992). Esta costa posee una deriva litoral hacia el norte de aproximadamente 600.000 m³/año (Framiñan 1990; Caviglia *et al.* 1992). Los valores promedio se incrementan significativamente durante los meses de invierno cuando las episódicas sudestadas causan importantes daños a los balnearios.

La evolución de la costa obedeció a la fluctuación holocena del nivel del mar (Isla 1998), y al emplazamiento de una barrera de médanos condicionado por la abundancia de arena, y a efectos de la deriva litoral (Violante y Parker 1993). En relación con la morfología submarina, entre Mar Chiquita y Punta Médanos se extiende un campo de dorsales de arena (*sand ridges*) conformados por arenas mayormente finas, con una orientación entre 20 y 45° con respecto a la costa, y conectados a ella por el norte (Parker *et al.* 1978, 1982). Poseen longitudes de 9 a 30 km, los surcos son de 2 a 2,5 km de anchura. Las longitudes de onda son inferiores a 4 km con alturas de 5 a 7 metros. Su dinámica registra en la zona de Punta Médanos movimientos del orden de 22 cm/km², con más erosión al sur que al norte, y migración hacia el norte y este. En cuanto a la génesis de los bancos se considera que se forman por flujos helicoidales; la arena provendría del excedente del transporte por deriva litoral, así como por aporte eólico arrastrada desde los médanos costeros (Parker *et al.* 1978).

Metodología

1. Ritmos de erosión costera

A través de fotografías aéreas verticales de 1957 y 1980, se calcularon los ritmos de retroceso de la costa (pie de médano). Los análisis procuraron delimitar las zonas con mayor erosión producto de procesos naturales o por una temprana alteración antrópica en la playa.

2. Efectos de tormentas

Tormentas recientes han afectado los distintos sectores de la costa de Pinamar (Fig. 1). A través de fotografías y reconocimientos de campo con posterioridad a estos eventos se procuró establecer estos cambios episódicos y las recuperaciones posteriores. Por otro lado, la Municipalidad de Pinamar ha evaluado ocasionalmente las consecuencias de las tormentas a través de la localización de los daños tanto en las construcciones balnearias como por los efectos en los rasgos morfológicos (Bravo Almonacid 1993; Isla 1994).

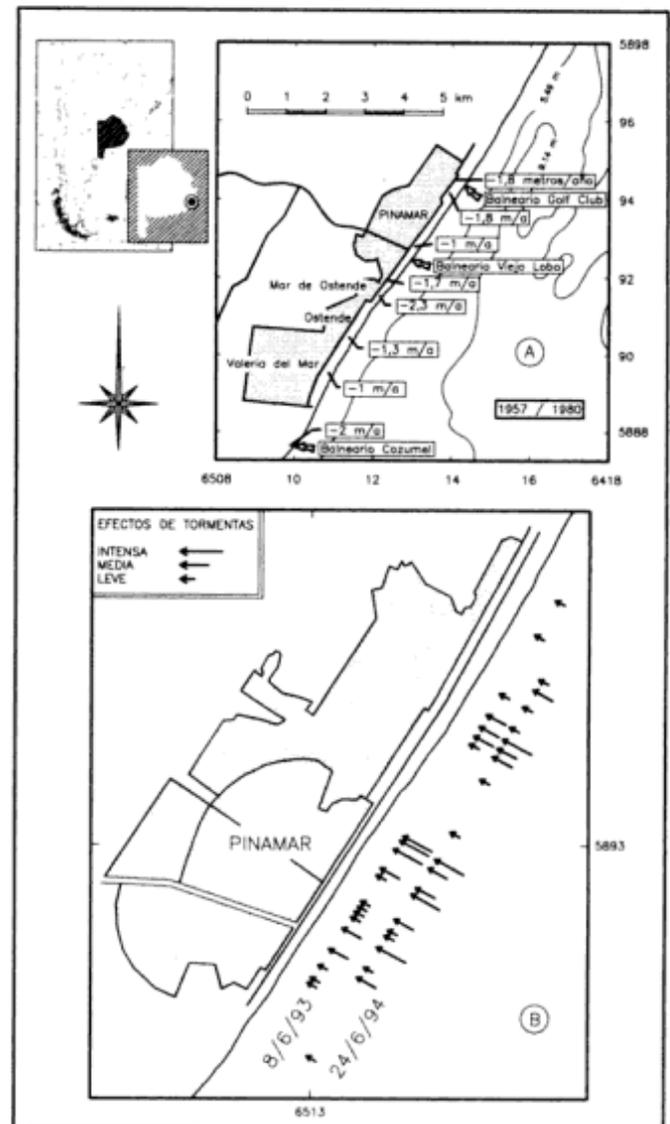


Figura 1: Mapa de ubicación. a, Ritmo de retroceso de la línea de costa (pie de médano) entre 1957 y 1980. b, Evaluación de los efectos de las tormentas de 8 de junio de 1993 y 24 de junio de 1994.

3. Perfiles de playa. Cálculo de volúmenes. Balance sedimentario

Los perfiles de playa posicionados con GPS fueron realizados con teodolito autorreductor (Wild) en tres balnearios, de sur a norte (Fig. 1):

- Balneario Cozumel (Cariló), 37°10'43"S, 56°53'85"O.
- Balneario Viejo Lobo (Pinamar), 37°07'01"S, 56°51'20"O.
- Balneario del Golf Club (Pinamar), 37°05'55"S, 56°50'03"O.

Los 12 días de relevamientos fueron: 25 de marzo de 1996, 22 de abril y 26 de agosto de 1997, 29 de mayo y 1 de octubre de 1998, y 10 marzo, 13 de julio y 15 de setiembre de 1999. La playa del Balneario Viejo Lobo sólo fue relevada entre 1995 y

1997. Al ejecutarse 3 perfiles en cada playa se totalizaron 90 perfiles.

Como los balnearios del Golf Club y Viejo Lobo sufren movimientos de arena ejecutados por los concesionarios, en general se evitaron los relevamientos a principios del verano (diciembre, enero). Como estos movimientos de arena alteran los balances sedimentarios y la morfología, los balances sedimentarios entre playas alteradas en primavera (Viejo Lobo, Golf Club) y las no alteradas (Cozumel) fueron analizados con el especial objetivo de reconocer la incidencia de estos efectos.

Los datos originales (corregidos en la escala horizontal por el teodolito autorreductor) de los perfiles relevados fueron transformados en volúmenes unitarios simplemente multiplicando por el distanciamiento entre perfiles (100 m) y la distancia entre puntos (5 m). Se tomó un nivel de referencia de 10 m para que todos los valores volumétricos subaéreos y sumergidos poseyeran valores positivos; posteriormente se recalcularon las cotas para consignar el nivel del mar en la figura 4. Los volúmenes se calcularon utilizando la fórmula:

$$V_{ij} = H_{ij} \times 5 \times D_j$$

donde V_{ij} es el volumen correspondiente al punto i del perfil j ; H_{ij} es la cota del punto i en perfil j ; y D_j es la distancia entre perfiles (100 m).

Posteriormente, se sumaron los volúmenes unitarios a lo largo de los perfiles:

$$V_j = \sum V_{ij}$$

Donde: n = número de puntos medidos en el perfil j , de manera que la longitud de la transecta (lt) es

$$lt = n \cdot 5$$

Los volúmenes erosionados o acumulados se obtuvieron a partir de los datos de relevamientos periódicos de las playas según la fórmula:

Saldo volumétrico (m^3) $V_t = \text{Vol. final} - \text{Vol. original}$

Entre diferentes perfiles temporales se utilizaron diferentes longitudes de perfil, por lo que el cálculo de volúmenes de perfiles de playas de distinta longitud resulta de:

$$\Delta V = \sum (100 \times H_{ijr} \times 5 - 100 \times H_{ijo} \times 5)$$

siendo: $lf = m \cdot 5$ y $lo = n \cdot 5$

Y donde H_{ijr} son las alturas respecto al plano de referencia del primer relevamiento y H_{ijo} son las alturas del relevamiento posterior.

En el caso de perfiles con diferente longitud, los volúmenes se recalculan para la longitud menor. De la superposición de los perfiles relevados, se determinaron los balances sedimentarios erosionados o acumulados.

4. Variaciones texturales

De cada perfil central, se colectaron muestras superficiales de sedimento de la playa distal (*backsho-*

re), berma de mareas, playa frontal (*foreshore*) y de las zonas submareales consignando el tipo de proceso actuante (zonas de lavado y *surf*). Posteriormente en laboratorio, los sedimentos fueron tamizados cada 0,5 unidades phi y comparados sus parámetros estadísticos (según Folk y Ward 1957). Los parámetros estadísticos fueron calculados de valores phi obtenidos de curvas acumulativas graficadas en papel probabilístico.

Resultados

1. Ritmos de erosión

De la comparación de las fotografías de 1957 y 1980 surgen ritmos de erosión de 1 a 2,3 m/año (Fig. 1). Los menores valores de erosión se reconocieron para la zona de Valeria del Mar (1 m/año), mientras que los mayores ritmos de erosión se registraron en Ostende (2,3 m/año).

2. Efecto de tormentas

Las tormentas provenientes del sur castigan con frecuencia las playas del centro de Pinamar (Schnack *et al.* 1998). La tormenta del 8 de junio de 1993 causó importantes destrozos en Mar del Plata. La marea meteorológica superó 1,7 m por encima del nivel medio y los vientos superaron los 90 km/h (Isla *et al.* 1994). Esta misma tormenta también provocó perjuicios en Pinamar (Fig. 2a). Los destrozos en las construcciones balnearias fueron evaluados por la Municipalidad en \$735.000 (Bravo Almonacid 1993). Los balnearios Morgan y El Faro desaparecieron a causa de aquella tormenta que afectó también la plataforma menos profunda.

Comparando las evaluaciones de daños ocasionados por este temporal del 8 de junio de 1993 con los causados por las tormentas del 24-26 de junio de 1994, se reconoce que los mayores destrozos se localizaron en el sector más céntrico de Pinamar (vecino al muelle de pesca; Isla 1994) (Fig. 1). De todos modos la erosión fue generalizada en cuanto a que tanto en Valeria del Mar como en Montecarlo (norte de Pinamar) hubo escarpas de dunas y la erosión de un camino costanero abandonado (Montecarlo). No sólo las concesiones balnearias (balnearios El Faro y Morgan en 1993, y El Chalao, Puerto Banús y Gruta Azul en 1994) no resultaron seguras, sino que los estacionamientos (Figs. 2a, 3 a y b) y cámaras sépticas tampoco escaparon a la acción de las olas de tormenta (Isla 1994). Las marejadas del 24 y 26 de junio de 1994 superaron los 2 m por

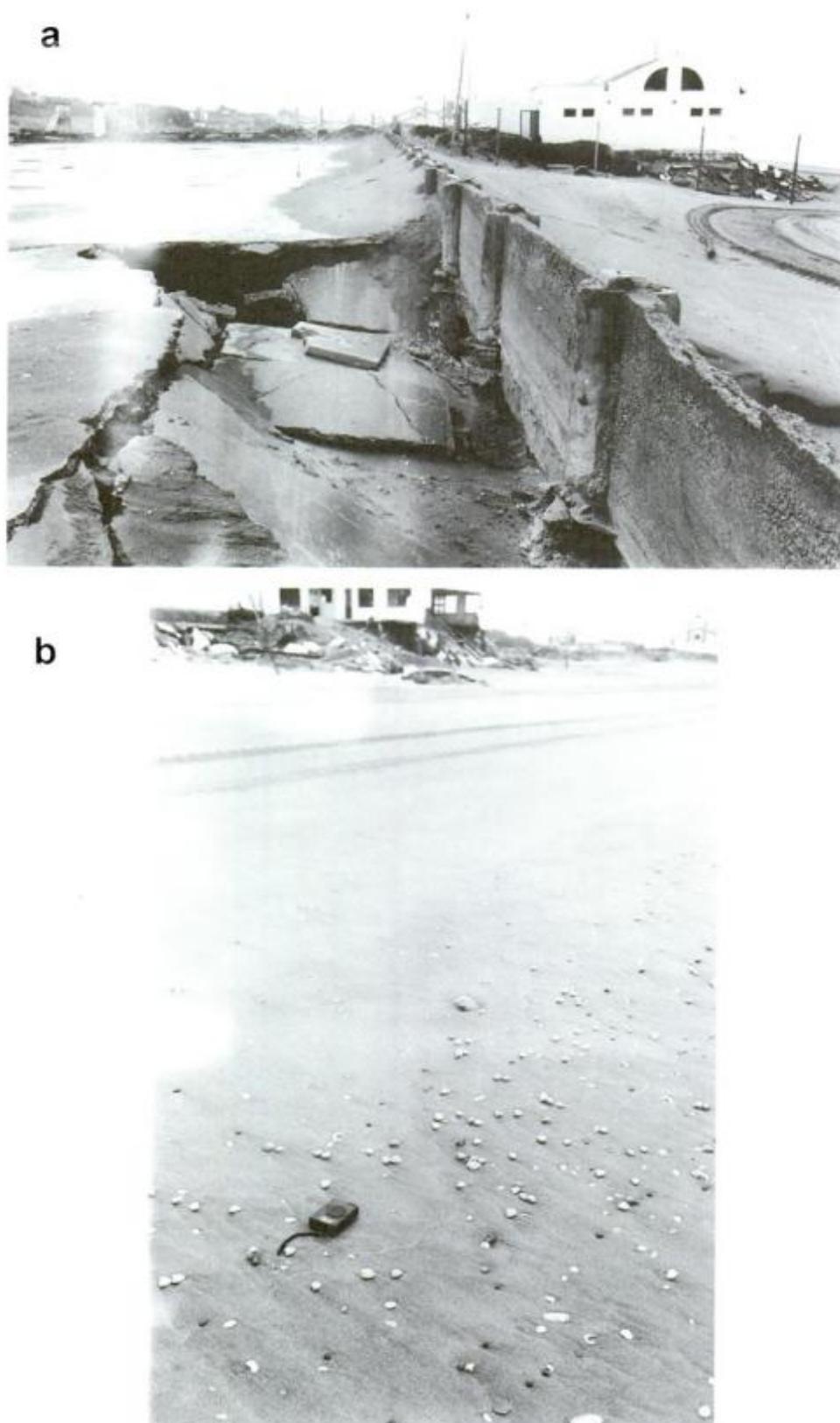


Figura 2: Los temporales del 24-26 de junio de 1994 afectaron las playas del centro de Pinamar. **a,** Estacionamientos de balnearios. **b,** En los sectores de la plataforma interna causaron la remoción de comunidades infaunales que fueron arrojadas hacia la playa (valvas de *Mesodesma* sp. y juveniles de *Amiantis purpurata*).

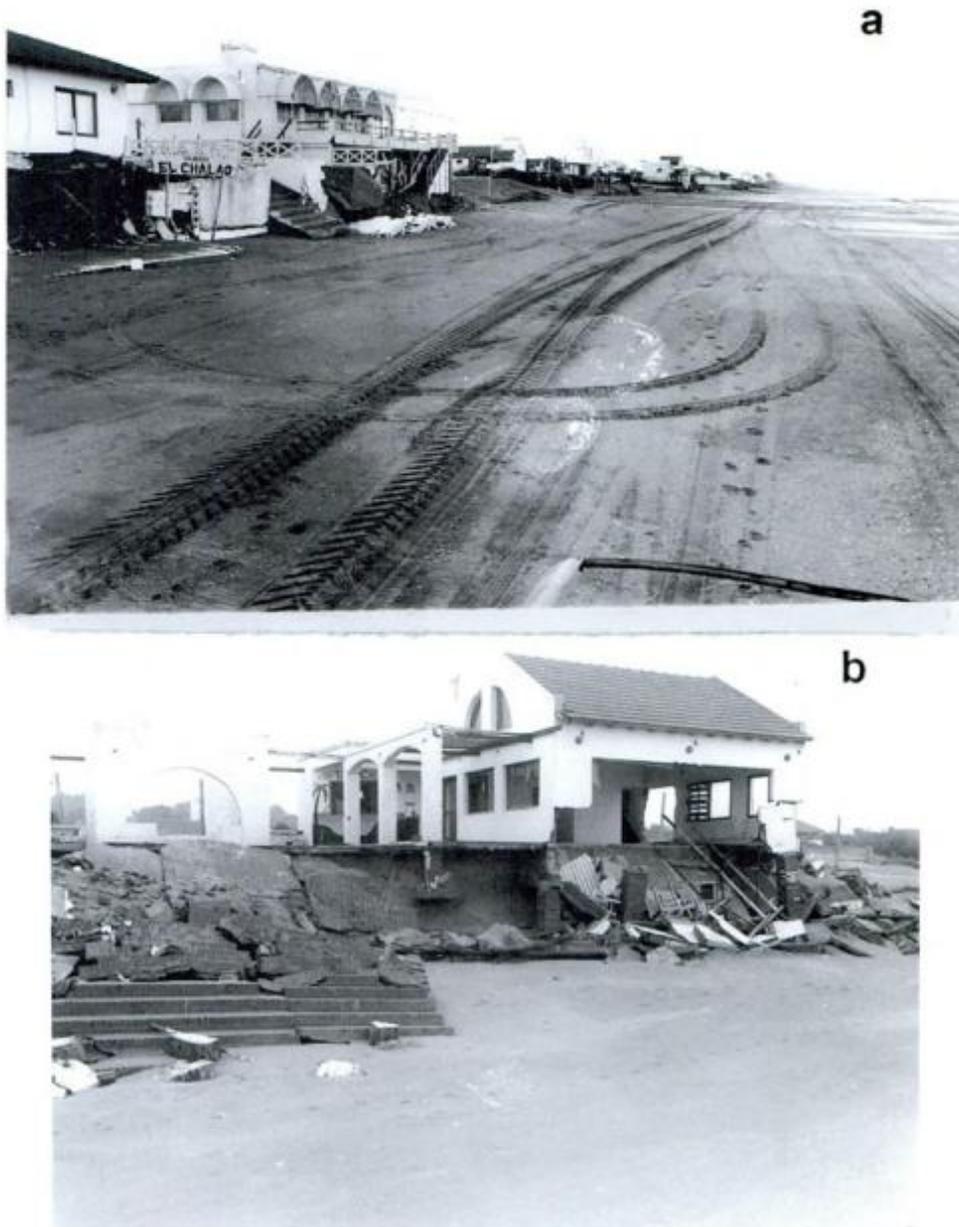


Figura 3: Los destrozos del centro de Pinamar. **a,** Derrumbe de paredes y descalce de balnearios también se produjeron en los balnearios del norte. **b,** Escaleras y pisos de balnearios erosionados en escarpas de 2 metros.

encima del nivel medio del mar (Schnack *et al.* 1998). Se constataron mortandades de pelecípodos (*Mesodesma* sp.) y sipuncúlidos (Fig. 2b). Estos últimos viven enterrados en la arena, de modo que estas mortandades están indicando haber erosionado la plataforma interna como consecuencia de dos efectos episódicos ocurridos en menos de 72 horas (24 y 26 de junio de 1994). Se ha indicado que los efectos de tormentas combinadas en lapsos cortos son más efectivos que grandes tormentas aisladas. La primera tormenta tiene un efecto desestabilizador sobre el fondo, y sin que medie el lapso suficiente para acomodarse el perfil de la playa submarina, la

segunda tormenta tiene garantizados mayores efectos erosivos (Lee *et al.* 1998). Durante el período que duraron los trabajos se registraron otras tormentas ocurridas en setiembre de 1996, junio de 1997, setiembre de 1998, y julio y octubre de 1999.

3. Perfiles de playas. Cálculo de volúmenes. Balance sedimentario

Se han obtenido volúmenes cuantificados en cada período, así como balances generales y pendientes de cada playa (Cuadro 1).

Cuadro 1: Datos morfológicos y volumétricos de las playas relevadas (en m³). V: verano; O: otoño; I: invierno; P: primavera

	Golf (N de Pinamar)	Viejo Lobo (Pinamar)	Cozumel (Cariló)
Pendiente en %	3,90 (n=12)	3,15 (n=6)	4,01 (n=12)
Balances periódicos			
Set 95 - Mar 96 P-V	-4755	-852	9344
Mar 96 - Jul 96 O-I	7417	10525	-8882
Jul 96 - Nov 96 I-P	-10531	2727	-8103
Nov 96 - Abr 97 P-V-O	-1899	-12251	9548
Abr 97 - Ago 97 O-I	10276	3484	-7400
Ago 97 - Feb 98 P-V	3172		9194
Feb 98 - May 98 V-O	-14339		-9643
May 98 - Oct 98 O-I-P	7962		-6109
Oct 98 - Mar 99 P-V	7390		10742
Mar 99 - Jul 99 V-O-I	-10300		-5569
Set 99 - Jul 99 I	7248		749
Balance total			
Variación respecto a Set 95	-3824	3918	-6539

a. *Balneario Cozumel (Cariló)*: Los perfiles de playa del balneario Cozumel fueron los que menos variabilidad presentaron, especialmente en el sector de playa frontal (intermareal) que resultó muy estable (Fig. 4a).

El balance fue el más negativo de las tres playas con 6.500 m³ erosionados en los cuatro años (Cuadro 1). En el período otoño-primavera de 1996 se perdieron los mayores volúmenes de arena (16.900 m³), en tanto que el período anterior (primavera/verano del 95/96) se acumularon 9.300 metros cúbicos. El análisis de los perfiles indicó que la ubicación del berma fue alejándose hacia el mar desde el primer relevamiento, en tanto que la zona de máxima erosión fue retrocediendo desde 1995 (Fig. 5). El verano-otoño de 1997 fue también acumulativo (9.500 m³). El invierno de ese año volvió a ser erosivo (7.400 m³), mientras que la primavera-verano siguiente (1997/98) volvió a caracterizarse por la acumulación (9.200 m³). Tanto el otoño como el invierno de 1998 dieron balances negativos, sumando 15.700 metros cúbicos. La primavera-verano siguiente (1998/99) fue nuevamente de acumulación (10.700 m³). El otoño-invierno de 1999 fue erosivo (5.500 m³), con algo de recuperación (749 m³) al iniciarse la primavera (Cuadro 1).

b. *Balneario Viejo Lobo (Pinamar)*: En el balneario Viejo Lobo se produjo una gran variabilidad en el sector afectado por la acumulación y erosión de bermas de mareas (Fig. 4b).

El balance de la playa en el centro de Pinamar dio saldo positivo (Fig. 5), con una acumulación neta de 3.918 m³ entre 1995 y 1997: la primavera y el verano fueron ligeramente erosivos (850 m³), pero el otoño, invierno y primavera siguientes (1997) fueron de acumulación (esto contrasta con los resultados obtenidos en el balneario Cozumel; Cuadro 1). En 1997 se constató que esta playa era significativamente alterada por torrentes pluviales episódicos

y además por los trabajos posteriores de la municipalidad, y se dejó de relevar y muestrear.

c. *Balneario del Golf Club (Pinamar)*: En el balneario del Golf Club la variabilidad de los bermas fue muy intensa así como las variaciones de la pendiente de la playa frontal (Fig. 4c).

La playa del Golf Club tuvo una erosión generalizada (3.800 m³) aunque no tan intensa como la registrada en Cariló. Los balances periódicos no evidenciaron el mismo comportamiento (Fig. 5). La primavera-verano de 1995-96 fue en este caso erosiva (4.700 m³; Cuadro 1). El otoño-invierno de ese año fue acumulativo (4.500 m³) y el período entre relevamientos de invierno a primavera fue erosivo (7.800 m³). La erosión disminuyó durante el verano-otoño (1.900 m³). Durante el invierno de 1997, la playa registró una significativa acumulación (10.200 m³) que continuó hasta el verano siguiente (3.100 m³). En el otoño de 1998 se estimó un importante saldo erosivo (14.300 m³) que se fue recuperando en el lapso hasta el año siguiente (15.200 m³). El otoño-invierno de 1999 nuevamente produjo un saldo erosivo (10.300 m³) que se recuperó parcialmente durante el fin del invierno (7.200 m³).

A lo largo de los cuatro años de relevamientos, el saldo total de las tres playas resultó erosivo (unos 6.500 m³ de arena). Se reconocieron ciclos estacionales de erosión y depositación que muchas veces no coincidían entre cada playa. Tampoco pudieron consignarse estaciones de acumulación (primavera-verano) o de erosión (otoño-invierno) ya que se dan saldos de acumulación originados por el deslizamiento de arena fina desde la duna litoral, o por inversión de perfiles (reflectivos a disipativos; ver Isla 1992). Respecto a estas inversiones en los balances, se han reconocido balances primavera-verano acumulativos que son inmediatamente seguidos por otoño-invierno erosivos, y viceversa (Fig. 5). Esto indica

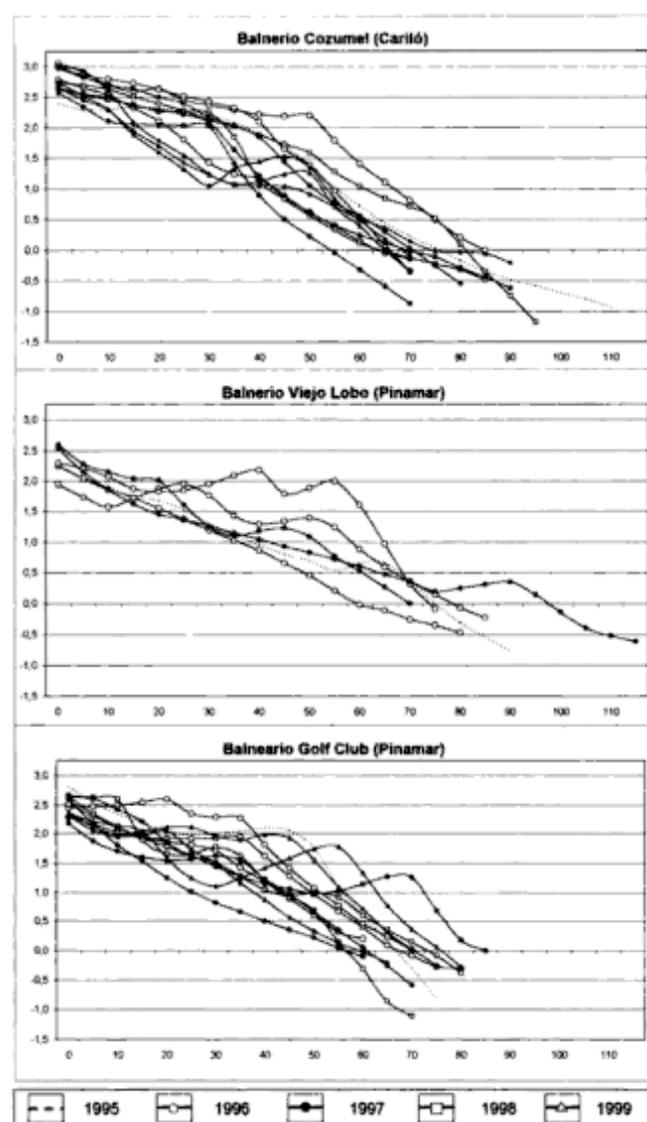


Figura 4: Perfiles centrales de los balnearios de Cozumel (Cariló), Viejo Lobo y Balneario del Golf Club.

que los ciclos no son exactamente estacionales, sino que períodos afectados por tormentas son inmediatamente seguidos por procesos de recuperación de la playa. En definitiva, los ciclos de tormenta son más importantes en los balances sedimentarios que los ciclos estacionales y se incrementan cuando se superponen tormentas en lapsos breves en que las playas no llegan a recuperarse (Lee *et al.* 1998). En este sentido, se ha reconocido que los efectos desastrosos de junio de 1994 (Isla 1994) se debieron a la superposición de dos eventos los días 24 y 26 (Schmack *et al.* 1998).

Las tres playas tienen una dinámica sedimentaria semejante en el sentido que los volúmenes máximos erosionados o acumulados normalmente no superaron los 12.000 metros cúbicos. Los mayores volúmenes erosionados se registraron en verano-otoño en el balneario del Golf Club (14.300 m³).

En general las pendientes mayores de playa se dieron en los balnearios más alejados del centro de Pinamar (Cozumel y del Golf Club; Cuadro 1). En el balneario del Golf Club hubo mayor variabilidad en las pendientes (3,20 a 5,4%) que en los demás balnearios. En septiembre de 1995, julio de 1996 y abril de 1997 hubo abruptos cambios en las pendientes de casi todas las playas; en los demás períodos los cambios fueron graduales.

Los balances de dos años en Viejo Lobo indicaron acumulación a diferencia de la erosión registrada en cuatro años en las demás playas. Considerando períodos semejantes de dos años, los balances permanecieron siendo erosivos (2.200 m³ en la playa del Golf Club y 5.900 m³ en Cariló).

Las playas del Municipio de Pinamar tuvieron variaciones semejantes a las sufridas en similares períodos en Villa Gesell (Bértola *et al.* 1999). En los balances sedimentarios de las playas de ambos municipios se reconoció que los eventos erosivos son seguidos de balances de recuperación (Fig. 5). Los 25.000 m³ erosionados en el balneario Los Históricos durante el período abril - agosto de 1997 obedecieron al exceso de agua provocado por una tormenta en el sector más urbanizado del centro de Villa Gesell y con escurrimiento superficial hacia el balneario.

4. Variaciones texturales

En general estas playas son de granulometría fina y de moderada a buena selección (Cuadro 2). En Pinamar no se dan actualmente los procesos de canibalización de depósitos de barreras que se reconocieron en Villa Gesell (Isla *et al.* 1998).

a. Balneario Cozumel (Cariló): Las playas de Cariló están compuestas por arenas finas a medias de selección buena a moderada. El percentil 1 indica la presencia de granulometrías gruesas (usualmente valvas de pelecípodos) en todos los sectores de la playa (Cuadro 2).

b. Balneario Viejo Lobo: Las playas del centro de Pinamar son exclusivamente de arenas finas y bien seleccionadas (0,32 a 0,54). Los valores de percentil 1 fueron siempre superiores a 0,3 unidades phi (Cuadro 2). Este valor indica la ausencia total de fracciones gruesas, y por lo tanto explica las bajas pendientes del perfil de playa.

c. Balneario del Golf Club: Las playas del norte de Pinamar son de arenas finas a medianas y de selección moderada (bien seleccionada a pobremente seleccionada). Los valores de percentil 1 confirman la presencia de clastos gruesos en los sectores supra a sublitorales (Cuadro 2).

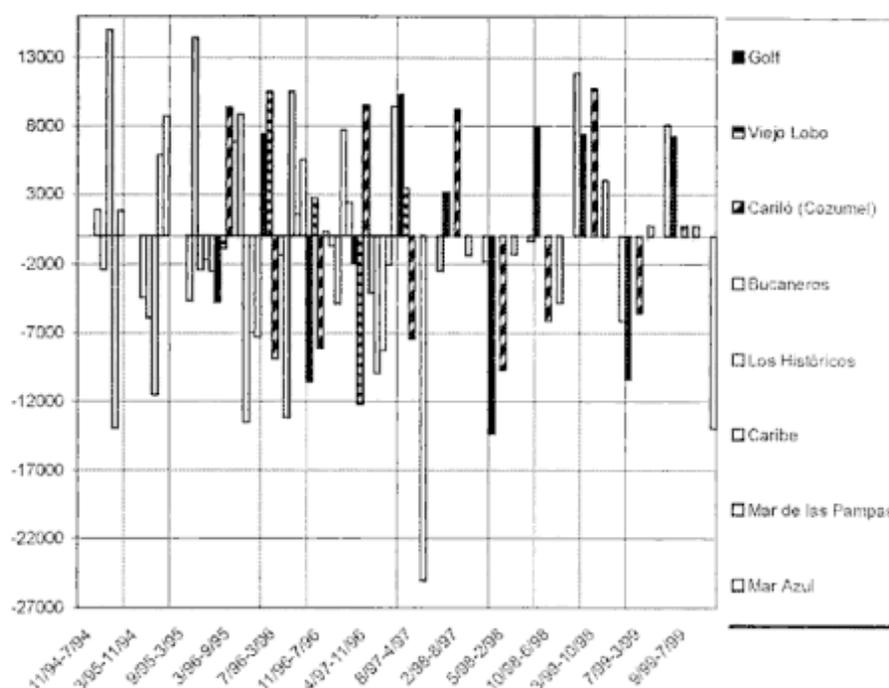


Figura 5: Balances sedimentarios (m^3) de las tres playas analizadas y comparadas para los mismos períodos con las de Villa Gesell (modificado de Bértola *et al.* 1999). El pico erosivo abril-agosto de 1997 se debe al efecto de desagües pluviales de las calles del centro de Villa Gesell en el Balneario Los Históricos.

Cuadro 2: Parámetros granulométricos (media aritmética, desvío estándar, asimetría y percentil 1) de las playas relevadas.

Playa	Zona	TIEMPO	MEDIA	D.STD	ASIMET.	PERC.1	
Cozumel	distal	MAR-96	1,56	0,75	-0,23	-0,2	
			berma	1,48	0,79	-0,25	-0,7
			frontal	2,13	0,37	-0,07	1,1
	distal	ABR-97	1,37	0,86	-0,36	0,3	
			berma	2,05	0,58	-0,24	-0,1
			frontal	1,73	1,01	-0,54	-1,3
	distal	AGO-97	1,46	0,75	-0,23	-0,4	
			berma	2,36	0,54	-0,1	0,1
			frontal	2,43	0,73	-0,37	0,2
	distal	MAY-98	1,16	1,32	-0,57	-2,3	
			berma	2,17	0,688	-0,205	0
			frontal	2,23	0,341	-0,026	1,4
lavado surf	MAR-99	2,03	0,598	-0,339	-0,7		
		berma	0,73	1,467	0,913	-4,3	
		frontal	2,17	0,54	-0,05	0,8	
Viejo Lobo	distal	MAR-96	2,48	0,35	0,33	1,8	
			berma	2,3	0,32	0,15	1,2
			frontal	2,36	0,38	0,21	1,4
	distal	ABR-97	1,98	0,34	0,05	1,2	
			berma	2,3	0,43	-0,03	1,15
			frontal	2,1	0,38	-0,36	0,8
Golf	distal	AGO-97	1,95	0,47	-0,35	0,3	
			berma	1,9	0,55	-0,25	0,35
			frontal	1,96	0,52	-0,36	0,3
	distal	ABR-97	2,11	0,39	0,05	0,3	
			berma	1,73	0,67	-0,19	-0,2
			frontal	2	0,78	-0,59	-1,1
Golf	distal	AGO-97	2,43	0,44	-0,31	-0,2	
			berma	1,83	0,76	-0,45	-2,5
			frontal	2,41	0,38	-0,08	1
	distal	MAY-98	1,06	1,08	-0,05	-1,3	
			berma	2,40	0,30	0,09	1,7
			frontal	0,733	1,15	-0,023	-1,3
lavado surf	MAR-99	1,47	0,618	0,845	0,3		
		berma	-0,13	1,241	0,295	-2,3	
		frontal	-0,53	1,211	-0,093	-3,4	

Comparación temporal de parámetros texturales:

Marzo de 1996: En marzo de 1996, todas las arenas de playa del Municipio fueron unimodales. Excepto por los bioclastos reconocidos en el berma de Cozumel, todas las muestras fueron arenas. Los promedios generales de los parámetros estadísticos de los perfiles, fueron de arenas medianas y las selecciones moderadas. Dominan los sedimentos más finos en la zona urbanizada de la ciudad de Pinamar, aumentando hacia el norte y sur. La selección pasa desde el sur al norte de moderada a buena.

Abril de 1997: En abril de 1997, casi todas las muestras fueron unimodales (excepto en la playa distal de Cozumel y el berma del Golf Club). Todos los sedimentos poseen distribuciones que comienzan en tamaño psamita. En la única que se registraron bioclastos pséfticos fue en la playa frontal de Cozumel. Sobre la base de los promedios generales de los parámetros estadísticos de los perfiles, se observa que entre los valores medios dominan las arenas medianas y los desvíos estándar representaron distribuciones moderadamente seleccionadas. Se aprecia una disminución del tamaño del grano hacia las playas del norte, la selección es buena en el casco urbano de la ciudad de Pinamar, pasando a moderada hacia los extremos.

Agosto de 1997: Todas las arenas fueron unimodales, excepto las de la playa distal de Cozumel y del Golf Club. Todas las muestras obtenidas pose-

yeron distribuciones que comienzan en tamaño psamita, excepto en la playa distal del Golf Club, que comienza en tamaño pefita. Los promedios generales de los parámetros estadísticos de los perfiles, fueron de arena fina y las selecciones moderadas. Dominan los sedimentos más finos hacia el norte. La selección pasa desde buena en el casco urbano a moderada en las playas de los extremos.

Mayo de 1998: En mayo de 1998, la playa distal de Cariló presentó arenas finas moderadamente seleccionadas mientras en la playa frontal se ubicaron arenas medias pobremente seleccionadas. Por el contrario, en la playa del Golf Club, las arenas medias pobremente seleccionadas estaban en la playa distal, y las finas muy bien seleccionadas en la playa frontal (Cuadro 2).

Marzo de 1999: En marzo de 1999 se muestrearon arenas finas bien seleccionadas en Cariló, mientras que en la playa del Golf Club se colectaron arenas medias en la playa frontal, gruesas en la playa distal, y muy gruesas en los sectores sublitorales, y predominantemente mal seleccionadas (Cuadro 2).

Discusión

En todas las playas turísticas con balnearios hay alteraciones inducidas por los concesionarios. Generalmente se produce un acarreo mecánico de arena desde la playa distal (inclusive del médano) hacia la playa frontal. Esta actividad propia del inicio del verano (noviembre - diciembre) provoca el enrasado de ambas bermas (de tormenta o de mareas). Si bien esta actividad debe tenerse en cuenta en las evaluaciones de las variaciones morfológicas no invalida la metodología de la ejecución periódica de perfiles de playa. Se destacan los efectos erosivos provocados por vehículos (jeeps, cuatriciclos) en algunas playas turísticas durante todo el año.

En el balneario Viejo Lobo, además de este efecto «turístico» hubo acción de topadoras municipales que alisaron y rellenaron las zanjas causadas por el flujo de aguas pluviales encauzadas por las calles transversales. En el balneario del Golf Club, se desarrollaron extracciones furtivas de arenas de los médanos que pudieron afectar el balance aunque difícilmente de modo significativo. En todos los casos, se constató una sistemática eliminación de los médanos (de tormentas o de mareas) por los concesionarios.

Hubo además un generalizado proceso erosivo durante los intervalos otoño-invierno-verano, mientras que los períodos verano-otoño fueron acumulativos (período de regeneración). Regionalmente, el fin de 1995 fue erosivo para las playas del norte. El inicio de 1996, lo fue para las playas del sur. La erosión

se localizó en el norte a fines de 1996 y principios de 1997. Finalmente se trasladó nuevamente hacia el sur a mediados de 1997. Además, el 9/9/96 y el 10/6/97 tuvieron lugar otras dos tormentas en la zona que causaron importantes daños en los balnearios y modificaron sustancialmente el perfil de las playas. Los efectos localizados de las tormentas sudestadas son atribuidos a la refracción de los bancos alineados, de la misma manera que en la costa Este de Estados Unidos las «nordestadas» son refractadas por un sistema similar de bancos oblicuos a la costa (Kraft *et al.* 1976; Coastal Engineering Research Center 1977; Inman y Dolan 1989). Recientes estudios sobre la profundidad mínima afectada por tormentas (*depth of closure*) han demostrado que para plataformas dominadas por tormentas extratropicales como la de Pinamar, las tormentas pueden modificar fondos a profundidades mayores de 8 m, dependiendo del perfil previo al evento (Nichols *et al.* 1998).

Conclusiones

- En Pinamar, la erosión costera está generalizada con ritmos variables entre 1 y 2 m/año.
- En cuatro años de observación, el balance de las playas de Pinamar fue erosivo, aunque en la playa del centro los balances indicaron acumulación.
- En las playas con erosión la pendiente general se aproxima a 4%, mientras que la playa con acumulación tiene una pendiente menor (3%).
- No existen diferencias entre los balances sedimentarios calculados en playas alteradas por movimientos estivales de arena (Golf Club, Viejo Lobo) y las playas que no tienen este tipo de alteraciones (Cozumel).
- Las modificaciones en las características morfológicas de las playas pueden adjudicarse a ciclos episódicos (tormentas), ciclos estacionales (verano-invierno) y los efectos antrópicos (impermeabilizaciones, canalizaciones y/o cambios inducidos en el perfil de la playa por movimientos de arena).
- Conociendo la estacionalidad y orden de magnitud de las alteraciones antrópicas, se puede planificar una evaluación de los efectos estrictamente naturales.
- Las mortandades de moluscos infaunales de la plataforma interior se originaron por la combinación de efectos episódicos en menos de 72 horas.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Técnica de Laboratorio S. Serra por la ejecución de tamizados y planillas estadísticas, imprescindibles para este trabajo. R.

Bravo Almonacid proveyó muy importante material gráfico. Los árbitros de la revista realizaron importantes sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bértola, G. R., Farenga, M. O., Cortizo, L.C. e Isla, F. I., 1999. Dinámica morfológica de las playas de Villa Gesell (1994-1996), Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (1): 23-35. Buenos Aires.
- Bravo Almonacid, R., 1993. Descripción de daños en unidades físicas de playa. Municipalidad de Pinamar, Pinamar, 21 de junio de 1993, 36 p. (Inédito).
- Caviglia, F., Pousa, J. y Lanfredi, N., 1992. Transporte de sedimentos: una alternativa de cálculo. *Memorias Segundo Congreso de Ciencias de la Tierra*: 413-422. Chile.
- Coastal Engineering Research Center, 1977. *Shore Protection Manual* (3ª. ed), U.S.Government Printing Office, Washington DC, Vol 1, 424 p.
- Folk, R. and Ward, W., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 27(1): 3-26.
- Framiñan, M., 1990. Transporte de sedimentos en Pinamar - Provincia de Buenos Aires. *Segundas Jornadas de Oceanografía Física y Decimosexta Reunión Científica de Geofísica y Geodesia de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, Bahía Blanca, 15 p.
- Inman, D.L. and Dolan, R., 1989. The Outer Banks of North Carolina: Budget of sediment and inlet dynamics along a migrating barrier system. *Journal of Coastal Research*, 5 (2): 193-237.
- Isla, F. I., 1992. Balance sedimentario y estacionalidad en 8 playas de Mar del Plata. *Revista Thalassas*, Universidad de Santiago de Compostela y Universidad de Vigo, 11: 11-21.
- Isla, F. I., 1994. Evaluación del deterioro de playas causado por el temporal del 24 de junio de 1994. *Honorable Concejo Deliberante*, Municipio de Pinamar, Mar del Plata, 18 p. (Inédito).
- Isla, F. I., 1997. Procesos de canibalización de la barrera medanosa entre Faro Querandí y Mar Chiquita, Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (4): 539-548. Buenos Aires.
- Isla, F. I., 1998. Holocene coastal evolution of Buenos Aires, Quaternary of South America & Antarctic Peninsula, A. A. Balkema, 11: 297-321. Rotterdam.
- Isla, F., Witkin, C., Bértola, G. y Farenga, M., 1994. Variaciones morfológicas decenales (1983 - 1993) de las playas de Mar del Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 359-364. Buenos Aires.
- Isla, F.I., Bértola, G.R., Farenga, M.O., Serra, S.B. y Cortizo, L.C., 1998. Villa Gesell: un desequilibrio sedimentario inducido por fijaciones de médanos. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 5 (1): 41-51. La Plata.
- Kraft, J.C., Allen, E.A., Belknap, D.F., John, Ch. J. and Maurmeyer, E.M., 1976. Delaware's changing shoreline. Technical Report 1, Delaware Coastal Zone Program, Dover, Delaware, 319 p.
- Lanfredi, N., Pousa, J., Mazio, C. and Dragani, W., 1992. Wave-power potential along the coast of the Province of Buenos Aires, Argentina. *Energy*, 17 (11): 997-1006.
- Lee, G., Nichols, R. J. and Birkemeier, W.A., 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 148: 163-177.
- Marcomini, S.C. y López, R. A., 1997. Influencia de la urbanización en la dinámica costera, Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 4 (2): 79-96. La Plata.
- Masselink, G. and Short, A.D., 1993. The effects of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual model. *Journal of Coastal Research*, 9(3): 785-800.
- Nichols, R.J., Birkemeier, W.A and Lee, G., 1998. Evaluation of depth of closure using data from Duck, NC, USA. *Marine Geology*, 148: 179-201.
- Parker, G., Perillo, G. y Violante, R., 1978. Características geológicas de los bancos alineados (Linear Shoals), frente a Punta Médanos, Provincia de Buenos Aires. *Acta Oceanographica Argentina*, 2(1): 11-50.
- Parker, G., Lanfredi, N.W. and Swift, D.J.P., 1982. Seafloor response to flow in a Southern Hemisphere sand-ridge field: Argentine inner shelf. *Sedimentary Geology*, 33: 195-216.
- Peña, H.G. and Lanfredi, N.W., 1988. Beach profile analysis by empiric orthogonal functions. *Journal of Coastal Research*, 4 (3): 457-463.
- Schnack, E. J., Pousa, J. L. and Isla, F. I., 1998. Erosive processes on the sandy coastline of Argentina. *Vechtaer Studien zur Angewandten Geographie und Regionalwissenschaft*, Band 20: 133-136.
- Spalletti, L. y Mazzoni, M., 1979. Caracteres granulométricos de arenas de playa frontal, playa distal y médano del litoral bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(1):12-30. Buenos Aires.
- Teruggi, M., 1959. Las arenas de la costa de la Provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca. *LEMIT* 2(77):1-37. La Plata.
- Violante, R. y Parker, G., 1993. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior - Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(2): 215-228. Buenos Aires.
- Wright, L.D. and Short, A.D., 1984. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 96: 93-118.

Recibido: 2 de noviembre, 1999

Aceptado: 18 de abril, 2001

El Intrusivo Florentina del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio (Paleoceno-Eoceno medio): un ejemplo de etmolito o embudo

Eugenio ARAGÓN^{1,2}, Yolanda E. AGUILERA², Pablo D. GONZÁLEZ², Lucía GÓMEZ PERAI²,
Claudia E. CAVAROZZI^{1,2} y Alejandro RIBOT²

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (UNLP-CONICET), 1 N° 644, 1900 La Plata, Buenos Aires

² Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), 122 y 60, s/n, 1900 La Plata, Buenos Aires

E-mail: earagon@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN. El Intrusivo Florentina es un cuerpo ígneo subvolcánico que pertenece al Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio y que está emplazado en la Tufolita Laguna del Hunco. El cuerpo, que no ha desarrollado una aureola de metamorfismo de contacto, tiene la forma de un embudo o etmolito con un diámetro máximo de 2 kilómetros. Sus rocas son mayormente andesitas-traquiandesitas que tienen tres tipos de fenocristales de plagioclasas, dos generaciones de clinopiroxenos y una de olivina. Estas rocas, que presentan un fuerte bandeamiento por flujo que se ubica concordantemente con la forma de los bordes del cuerpo, son calcoalcalinas, metaluminosas y de tendencia sódico-potásica. El embudo intrusivo presenta una moderada zonación composicional interna de sus rocas, con bordes más silíceos y un núcleo más básico. Esta zonación es el resultado de la inyección de, al menos, dos pulsos de magma que fueron alimentados por un dique tabular que conectaría al embudo con una cámara magmática subyacente. Esta cámara magmática, que también estaría estratificada y donde el magma más ácido se habría ubicado hacia el techo de la misma y el más básico en el piso, habría alimentado al etmolito con un primer pulso de líquido más diferenciado y luego con otro, más básico.

Palabras clave: Intrusivo, Etmolito, Andesítico, Paleoceno-Eoceno, Chubut

ABSTRACT. The Florentina Intrusive from the Rio Chubut Medio Volcanic-Pyroclastic Complex (Paleocene-Middle Eocene): an example of Etmolith or Funnel. The Florentina Intrusion is a subvolcanic igneous body of the Río Chubut Medio Volcanic-Pyroclastic Complex intruded into the Laguna del Hunco tuff. The body has no contact metamorphic aureole and has the shape of a funnel or etmolith with a diameter of 2 kilometres. The rocks are mostly andesites-trachyandesites with three types of plagioclase phenocrysts, two generations of clinopyroxene and one of olivine. The rocks, which have marked flow-banding parallel to the roof and the floor of the body, are calcalkaline and meta-aluminous andesites-trachyandesites with a sodic-potassic signature. The intrusion exhibits a moderate internal compositional zoning, with silicic margins and a more basic core. It was the result of at least two magma injections fed through a sub-vertical tabular dyke linking the funnel-like intrusion with a subjacent magma chamber. The magma chamber was also zoned, with more acidic material near the top and basic toward the bottom, and fed the etmolith with a first pulse of more differentiated material, followed by another that was more basic.

Key words: Funnel, Intrusive, Etmolith, Andesitic, Paleocene-Eocene, Chubut

Introducción

El volcanismo cenozoico del sector medio del río Chubut, que entre Gualjaina y Paso del Sapo está representado por extensos afloramientos de unidades volcánicas, subvolcánicas y piroclásticas, fue reunido dentro del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio por Aragón y Mazzoni (1997). La evolución del complejo pertenece a los diferentes estadios del desarrollo de una caldera. La edad de este volcanismo está comprendida entre el Paleoceno y el Eoceno medio. La zona de estudio (42°32'50"-42°34'43"S/70°02'30"-70°05'00"O), corresponde a los alrededores del Puesto Florentina, está ubicada próxima a la localidad de Piedra Parada y tiene una

superficie de aproximadamente 9 kilómetros cuadrados. A la misma se accede por la ruta provincial 2 y, luego de cruzar el puente peatonal colgante sobre el río Chubut, se llega tomando el cañadón de la Buitrera (Fig. 1).

Los antecedentes de la zona de estudio son escasos y se refieren al mapeo geológico regional de las unidades a escala 1:50.000 (Petersen 1946), 1:200.000 (Lage 1982) y 1:250.000 (Lizuaín y Silva Nieto 1991, 1993, 1996). El Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio está constituido por 12 unidades estratigráficas pertenecientes a tres edificios volcánicos: una caldera de 25 km de diámetro y dos estrato-volcanes que se ubican en los extremos norte y sur de la misma (Aragón y Mazzoni 1997). La

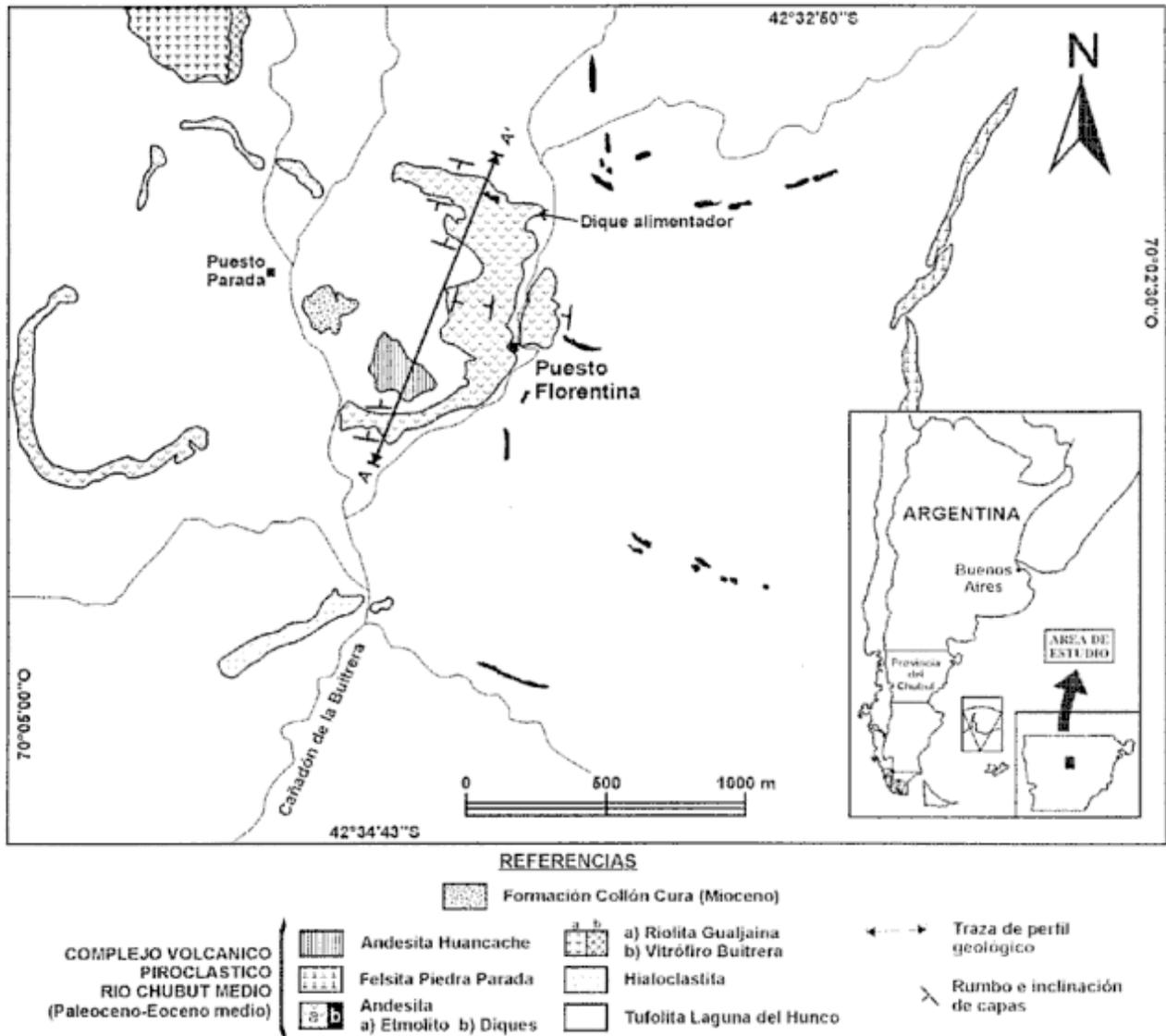


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio y bosquejo geológico de los afloramientos del Intrusivo Florentina.

composición de este complejo es bimodal, andesita-basalto en los estrato-volcanes y dacita-riolita en la caldera. Las grandes unidades del Complejo Volcánico Piroclástico están caracterizadas en sus relaciones de campo, en su petrografía y en su edad (Mazzoni *et al.* 1991; Aragón y Mazzoni 1997). No ocurre lo mismo con una gran cantidad de cuerpos subvolcánicos de pequeñas dimensiones que se encuentran intruidos dentro de las sedimentitas del foso de la caldera. Por este motivo, el objetivo de la presente contribución es caracterizar las relaciones de campo, la petrografía y la geoquímica de uno de estos pequeños cuerpos subvolcánicos que aflora en el interior de la caldera y que fue denominado como etmolito Florentina.

Para llevar a cabo los trabajos de campo se utilizaron ampliaciones de fotografías aéreas a escala aproximada 1:10.000, sobre las cuales se cartografió la zona de estudio. Los estudios petrográficos y geo-

químicos se realizaron sobre un grupo de muestras seleccionadas por su escasa alteración. Los análisis químicos se llevaron a cabo en ACTLABS (Activation Laboratories Ltd.-Ontario, Canadá) por el método ICP (*inductively coupled plasma techniques*) para los elementos mayoritarios, además del Ba, Sr, Y y Zr, mientras que los elementos traza y los elementos del grupo de las tierras raras fueron analizados por el método INAA (*instrumental neutron activation analysis*).

Marco regional

El marco estratigráfico del norte de la provincia del Chubut puede sintetizarse reuniendo a las unidades estratigráficas en tres grupos: el basamento cris-

talino (Proterozoico superior-Paleozoico inferior?), las sedimentitas y volcanitas mesozoicas y las piroclastitas, volcanitas y sedimentitas cenozoicas. El basamento cristalino, compuesto por plutonitas y metamorfitas, está cubierto en discordancia tanto por las unidades mesozoicas como por las cenozoicas. Las piroclastitas y volcanitas cenozoicas, que pertenecen en su mayoría al Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio, también cubren en discordancia a las rocas del Mesozoico. Las rocas del Intrusivo Florentina se encuentran emplazadas en sedimentitas y piroclastitas (Tufolita Laguna del Hunco) que se depositaron en el interior del foso de la caldera del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio.

La estratigrafía cenozoica se completa con las tufolitas de la Formación Collón Cura de edad miocena y que no pertenecen al conjunto de unidades relacionadas genéticamente con la caldera. También está expuesto un abundante volcanismo básico del Plioceno-Pleistoceno integrado por basaltos olivínicos de la Formación Epulef (Turner 1983) y por una parte de las coladas básicas que Petersen (1946) y Volkheimer y Lage (1981) reunieron dentro de la Formación El Mirador. Algunas de estas coladas básicas, que conforman los estadios efusivos finales de la evolución de la caldera («estadio de finicaldera»), cubren parcialmente al cuerpo intrusivo subvolcánico en estudio.

Geología del Intrusivo Florentina

Los afloramientos de la actividad andesítico-basáltica de intracaldera están representados por unidades extrusivas e intrusivas. Las unidades extrusivas corresponden a la Andesita Estrechura, que tiene una edad eocena temprana de $47,2 \pm 1,7$ Ma (Mazzoni *et al.* 1991), están restringidos al ámbito interno de la caldera (Fig. 1). En el sector oeste de la misma, y por fuera de la zona de estudio, esta unidad está constituida por una sucesión de coladas lávicas de composición andesítica (Aragón y Mazzoni 1997). Las unidades intrusivas se observan en el sector este de la caldera; está caracterizada por pequeños cuerpos subvolcánicos intruidos en las sedimentitas y tufolitas de la depresión (foso) de la caldera. Uno de estos cuerpos subvolcánicos es el que pertenece al Intrusivo Florentina (Fig. 1).

El cuerpo estudiado es el más oriental de un conjunto de cuerpos subvolcánicos que tienen en planta una sección aflorante de forma ovoidal a subcircular. En conjunto estos cuerpos afloran en una superficie de 1 km de ancho por 2 km de largo. Las mejores exposiciones corresponden al cuerpo más oriental (Fig. 1). Los cuerpos del sector oeste, que son más pequeños, se encuentran aislados y pobremente ex-

puestos y han sido reunidos en el bosquejo geológico como una única unidad (Fig. 1).

En el cuerpo más oriental, los buzamientos del piso y del techo en los flancos nordeste, sudeste y este convergen hacia un centro en común con forma de embudo, que está ubicado en el interior del cuerpo (Fig. 2). Los pequeños y reducidos afloramientos del oeste del cuerpo no permitieron aún caracterizar la relación de los buzamientos en este sector. Los cuerpos intrusivos con forma de embudo se denominan etmolitos (Daly 1933, en Corry 1988) o simplemente embudos (Corry 1988). Este cuerpo, además, presenta un abultamiento o convexidad en el tercio superior del sector central, que se asemeja a la forma de un *savarín*.

Las rocas de caja del intrusivo son la Tufolita Laguna del Hunco y la Ignimbrita Rulos (Aragón y Mazzoni 1997). El emplazamiento del cuerpo cortó en parte la estratificación interna de las tufolitas, y el efecto térmico de la intrusión se manifiesta como una faja más o menos continua de color verde u ocre. El espesor de esta faja de metamorfismo de contacto, donde no se ha desarrollado un *hornfels*, es variable, pero en general no supera el metro de potencia.

El techo y el piso en el borde norte del cuerpo, buzan hacia el sur pero con valores angulares diferentes (Fig. 2). El techo inclina 15° mientras que el piso tiene un ángulo de inclinación de 50° . La intrusión de este sector del techo, que tiene abundantes vesículas celulares de hasta 0,2 cm de diámetro, es subconcordante con la estratificación de las sedimentitas hospedantes y sólo causó su enrojamiento por el efecto térmico del contacto. El emplazamiento en la base cortó la estratificación de las rocas de caja y ha producido una zona de metamorfismo de contacto de espesor variable, aunque en general no supera el metro de potencia. Dentro del área de contacto y a alrededor de 70-80 cm de distancia desde el contacto con las rocas del cuerpo, se ha intruido un nivel de vidrio gris de aproximadamente 30 cm de espesor. Esta base tiene enclaves de las tufolitas de la caja que presentan forma irregular y están totalmente rodeados por una faja de andesitas negras de potencia variable, aunque no superior a 1 metro.

En el borde sur del intrusivo, el piso y el techo buzan entre 20° - 25° hacia el norte e internamente el sector tiene pequeñas estructuras en almohadilla que no superan los 30 cm de diámetro. La intrusión en la base cortó la estratificación de las sedimentitas de la caja y produjo una faja de metamorfismo de contacto pero sin desarrollo de un *hornfels*. Este sector tiene estructuras almohadilladas pero con la convexidad hacia abajo, hecho que sugiere disyunción esferoidal. Estas estructuras son características de la base de cuerpos magmáticos que han estado en contacto con sedimentos saturados en agua al momento de la intrusión, como por ejemplo la Tufolita Laguna del Hunco.

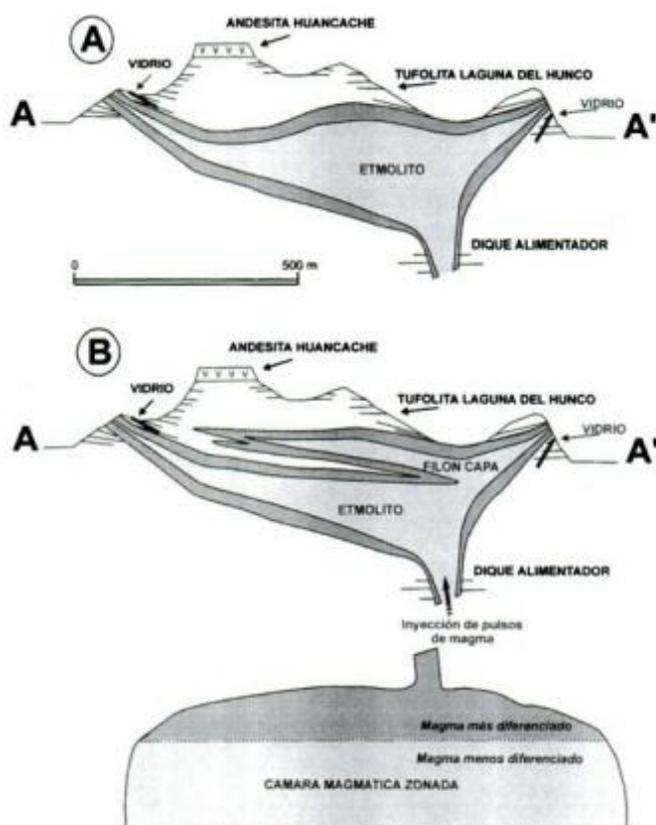


Figura 2: Perfil geológico A-A' del Intrusivo Florentina. La escala horizontal es la normal, mientras que la escala vertical es esquemática para resaltar las relaciones entre la caja y el cuerpo. **a,** Modelo interpretativo de un cuerpo único del tipo de un etmolito o embudo. **b,** Modelo interpretativo donde se pueden observar dos cuerpos, un etmolito o embudo y un filón capa. Para mayores detalles consultar el texto.

El techo en el borde sur es discordante con la estratificación de las tufolitas de la caja. A 50 cm del contacto con las andesitas del cuerpo, presenta un nivel intrusivo de vidrio gris de 25 cm de espesor.

El flanco este del cuerpo, que es la zona donde se registran los mayores espesores (alrededor de 80 metros), tiene los buzamientos del techo y del piso hacia el oeste. En su extremo nordeste se observa el dique alimentador del intrusivo. Este dique tabular tiene aproximadamente 10 m de potencia y ha producido sobre ambas paredes de la caja un borde enfriado de color negro y grano muy fino, de alrededor de 50 cm de espesor. El rumbo del dique es E-O y su emplazamiento es subvertical. Dentro del mismo aparecen grandes estructuras de bandeamiento y laminación por flujo que desde aquí se dirigen hacia el interior del cuerpo y continúan concordantemente con el piso y el techo.

El cuerpo intrusivo está rodeado por un enjambre de diques radiales que cortan al intrusivo y a sus rocas de caja. Estos diques son de escaso espesor (~50 cm), pero presentan un buen desarrollo de im-

pregnaciones de colores rojizos en las tufolitas como efecto térmico del contacto, que en algunos casos llegan a tener hasta 1 m de potencia.

Petrografía

Las rocas del cuerpo intrusivo se ubican en el diagrama TAS dentro del campo de las traquiandesitas y en el límite entre este campo y el de las andesitas, en tanto que los vidrios alcanzan el campo de las riolitas (Fig. 3, Cuadro 1). En general son rocas castaño oscuras o negras y de grano fino con fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivina (totalmente alterada) que alcanzan un tamaño máximo de 0,9 cm y que están rodeados de una pasta afanítica negra. Estas rocas tienen una característica textura porfírica, pero también se han identificado variedades glomeruloporfíricas en la zona más cercana a la base del cuerpo.

Las pastas son intergranulares a pilotácicas y están constituidas por microlitos de plagioclasa, augita y magnetita. Algunas llevan escaso vidrio intersticial pasando gradualmente a variedades intersertales. La alteración más común de las rocas es la cloritización y son escasas las amígdalas rellenas con cloritas o calcita.

Los fenocristales de plagioclasa se encuentran como individuos con tres morfologías diferentes. La primera son cristales euhedrales de aristas redondeadas que están parcialmente reabsorbidos por la pasta. Estas plagioclasas (0,6-0,9 cm de largo) tienen un núcleo celular que está aislado de la pasta por una banda o anillo de plagioclasa normal. El núcleo celular está constituido por una plagioclasa que reemplaza y que tiene un índice de refracción menor

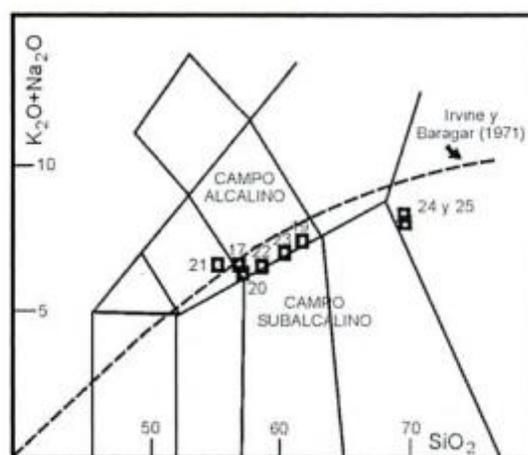


Figura 3: Diagrama TAS (Le Maitre 1984) de clasificación de rocas volcánicas donde se puede observar la ubicación de las rocas del Intrusivo Florentina. Para fines comparativos se ha graficado el límite entre los campos subalcalino y alcalino de Irvine y Baragar (1971).

Cuadro 1: Características petrográficas del Intrusivo Florentina.

	M.Nº	Plagioclasa			Pasta	Olivina	Piroxeno		Opacos	Alteración	Textura	Clasificación TAS
		Fenocristales					Feno	Pasta				
		celular	regular	zonada								
Techo	LP-17	X	X	X	XXX	XX	X	XXX	XX	ca-lim	po-pi-in	Traquiandesita
	LP-19	XXX	XX	X	XXX	X	XX	XXX	XX	ca-lim	po-pi-in	Andesita-traquiandesita
	LP-20	XXX	XXX	X	XXX	XXX	XX	XXX	XX	lim	po-pi-in	Andesita-traquiandesita
	LP-21	XXX	XXX	X	XXX	XX	XXX	XXX	XX	lim	po-pi-in	Traquiandesita
	LP-22	XX	XX	X	XXX	X	X	XXX	XX	lim	po-pi-in	Andesita-traquiandesita
Base	LP-23	XX	X	X	XXX	XX	X	XXX	XX	lim	po-pi-in	Andesita-traquiandesita
Vidrio	LP-24										obsidiana	Riolita
	LP-25										obsidiana	Riolita

Abundancia: Abundante XXX Moderado XX Escaso X

Alteración: ca: calcita; lim: limonitas.

Textura: po: porfírica; pi: pilotáxica; in: intergranular.

que la plagioclasa del cuerpo del cristal. En ocasiones el reemplazo del individuo es total y el núcleo del cristal está en contacto con la pasta a través de pequeños canalículos vermiformes. La segunda, más escasa que las anteriores, son plagioclasas euhedrales a subhedrales que aparecen con sus núcleos parcialmente reemplazados por minerales opacos o por calcita. Finalmente el tercer tipo de plagioclasas son cristales límpidos, euhedrales y con marcada zonación de tipo oscilatoria que predomina sobre la normal. Los cristales de plagioclasa de la pasta son euhedrales y muy pequeños. Forman un tramado de tablillas con entrecruzamientos no orientados, característicos de la textura pilotáxica.

Los clinopiroxenos son de una o dos generaciones y su composición es fundamentalmente augítica. Los fenocristales son levemente zonales y se presentan con forma de prismas cortos anhedrales a euhedrales y con escasa o nula alteración, mientras que los de la pasta, más abundantes que los primeros, son más pequeños y de hábito granular.

Los fenocristales de olivina son euhedrales, de hábito romboidal y siempre están totalmente alterados a bowlingita.

El mineral accesorio más abundante es la magnetita a la que acompañan otros minerales opacos indeterminados.

El cuerpo presenta una zonación textural entre el piso y el techo, que se manifiesta en la variación del tamaño de los fenocristales y el cambio gradualmente transicional de variedades porfíricas a glomeruloporfíricas. El techo tiene fenocristales de mayor tamaño (~1 cm) si se los compara con los que aparecen en el sector basal (<0,8 cm). Desde el techo y hacia las zonas del núcleo y del piso del cuerpo, disminuye el tamaño de los fenocristales y, además, son más frecuentes los agregados glomeruloporfíricos.

El enjambre de diques radiales está constituido por andesitas y andesitas basálticas negras y microporfíricas con pastas microlíticas fluidales a pilotáxicas.

Los microfenocristales son de plagioclasa euhedral, con zonación inversa y una muy leve alteración sericítica. También aparecen microfenocristales de clinopiroxenos subhedrales, frescos y con una leve zonación que se manifiesta por un suave cambio del color verde hacia los bordes de los cristales. Los microfenocristales forman pequeños glomérulos de tres o cuatro individuos (CPx-CPx o CPx>Plg) y, del mismo modo que los microlitos de la pasta, están orientados por una fuerte laminación por flujo.

Geoquímica del Intrusivo Florentina

Los valores de SiO₂ de las muestras varían entre 53,3% y 65,9% en el intrusivo principal y de 70% en los vidrios, hecho que las ubica desde el campo de las rocas intermedias a las ácidas (Fig. 3). En los tenores de los óxidos con respecto a la sílice, los diagramas de variación tipo Harker de elementos mayoritarios (Fig. 4) presentan gran linealidad con un salto composicional entre el intrusivo principal y los vidrios, hecho que sugiere el origen común de las rocas a partir de un mismo magma.

Los tenores de K₂O de las rocas (1,86-2,66%) y vidrios (4%) se encuentran dentro del intervalo de los valores promedio de las andesitas orogénicas calcoalcalinas (Gill 1981, pág. 99), mientras que los de Na₂O (4,1-4,62%) son más elevados que los tenores promedio de las mismas. Este hecho sugiere una suave afinidad sódica de las rocas del cuerpo. Además el Na₂O casi no tiene variaciones entre la base y el techo del cuerpo. Si se comparan los tenores de los álcalis entre sí, se puede observar que las rocas del núcleo se ubican dentro del campo de las rocas sódico-potásicas y las del borde y vidrio en el campo potásico-sódico (Fig. 5).

El Al₂O₃ presenta tenores entre 14 y 16%. La comparación de los índices de Shand (IS=Al₂O₃/K₂O+Na₂O+CaO) con el Agpático (IA=K₂O+Na₂O/Al₂O₃),

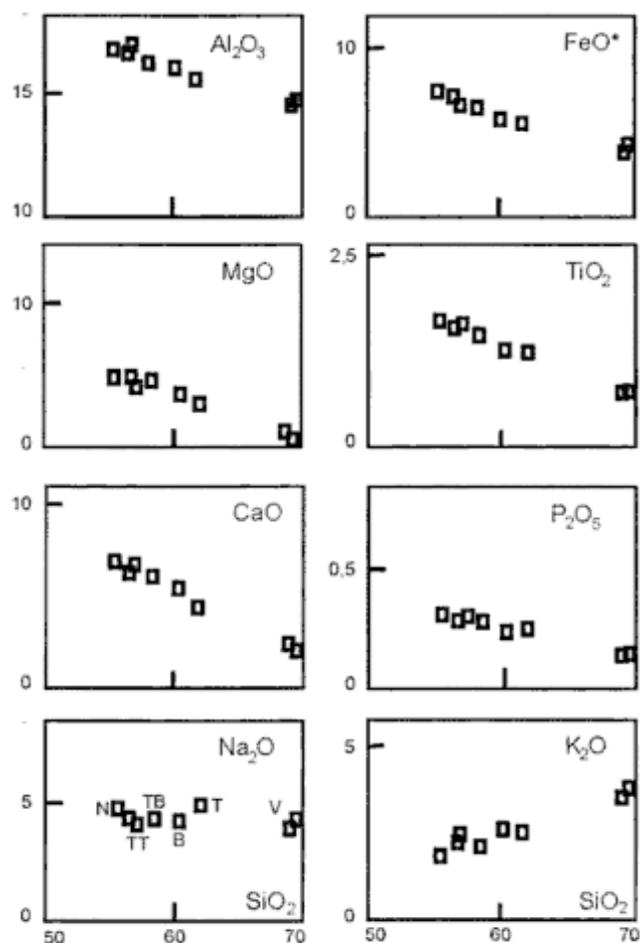


Figura 4: Diagramas de variación tipo Harker, de elementos mayoritarios de las rocas del Intrusivo Florentina. El FeO* está expresado como hierro ferroso total. T: techo; B: base; N: núcleo; TT: transición hacia el techo; TB: transición hacia la base; V: vitrofiro.

sugiere que se trata de rocas meta-aluminosas (Fig. 6). Para fines comparativos se ha incorporado sobre el diagrama TAS (Fig. 3) el límite entre los campos de las series alcalinas y subalcalinas de Irvine y Baragar (1971). Las rocas del Intrusivo Florentina

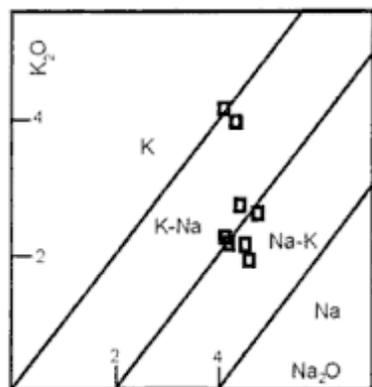


Figura 5: Diagrama K₂O-Na₂O donde se puede apreciar la relación que existe entre los álcalis de las rocas del Intrusivo Florentina.

se ubican dentro del campo de las series subalcalinas conforme Irvine y Baragar (1971), pero son transicionales en el TAS. En el diagrama AFM (Fig. 7) de Irvine y Baragar (1971) estas rocas subalcalinas se sitúan dentro del campo calcoalcalino, hecho que también puede observarse en el gráfico FeO*/MgO-SiO₂ (Fig. 8) de Miyashiro (1974).

En los diagramas de variación tipo Harker (Fig. 4) se puede apreciar también que internamente el Intrusivo Florentina tiene una acentuada zonación composicional entre el núcleo y la base-techo. En el diagrama TAS (Fig. 3) todas las muestras del cuerpo se localizan en los campos de las traquiandesitas-andesitas. La traquiandesita más básica (SiO₂=53,3%) del cuerpo está ubicada en el núcleo (LP-21), mientras que las traquiandesitas más ácidas lo hacen en el techo (LP-19=59,12% SiO₂) y en la base (LP-23=58,43% SiO₂). El pasaje entre ambas composiciones extremas es gradual y transicional, con traquiandesitas de tenores intermedios en SiO₂, como por ejemplo las muestras LP-20 (55,99%) y LP-22 (58,22%). La zonación interna de las traquiandesitas del cuerpo en cuanto a su contenido en sílice, es equiparable con la evolución de los diferentes óxidos de estas rocas. La traquiandesita menos evolucionada es la del núcleo del intrusivo, ya que presenta los tenores más bajos de K₂O y los más altos en Al₂O₃, FeO*, MgO, TiO₂ y CaO. Las traquiandesitas del techo y de la base, que tienen los tenores más elevados de K₂O y los más bajos de Al₂O₃, FeO*, MgO, TiO₂ y CaO, sugiriendo que son levemente

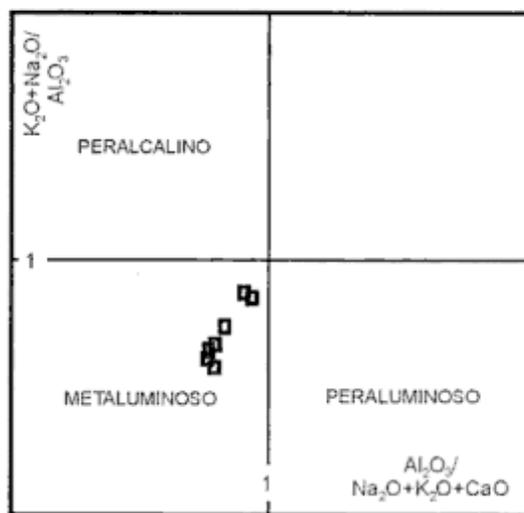


Figura 6: Diagrama donde se puede observar la saturación en alúmina (relación entre los índices de Shand y Agpaitico) de las rocas del Intrusivo Florentina.

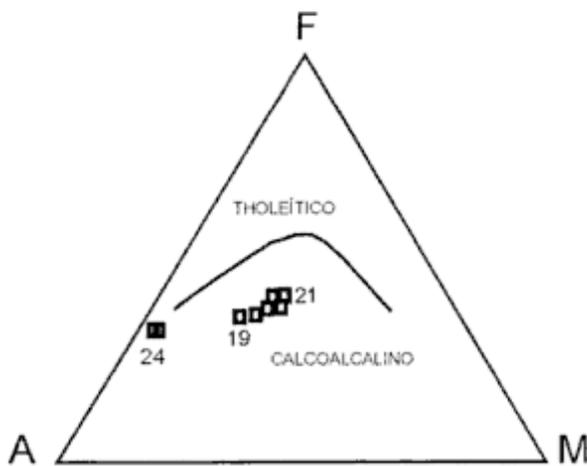


Figura 7: Diagrama AFM de discriminación de series tholeíticas y calcoalcalinas (Irvine y Baragar 1971) donde se puede observar la ubicación de las rocas del Intrusivo Florentina.

más evolucionadas que las que se encuentran hacia la base.

Los intrusivos vítreos alojados lateralmente al intrusivo principal, acompañan la zonación del mismo. Son equiparables al borde, pero notablemente más enriquecidos o empobrecidos en los respectivos óxidos, lo que los caracteriza como la roca más evolucionada del sistema.

La composición normativa (CIPW) de las rocas graficada en el tetraedro basáltico Di-Ol-Ne-Qz (Fig. 9a) muestra que las traquiandesitas-andesitas del Intrusivo Florentina son todas cuarzo normativas. Las rocas del núcleo del cuerpo, empobrecidas en cuarzo normativo respecto a las del techo y la base del mismo, se ubican en el plano Hi-Di-Ab.

El gráfico del sistema basáltico saturado en sílice (Fig. 9b) destaca que la evolución de la secuencia de rocas del intrusivo no se ubica concordantemente

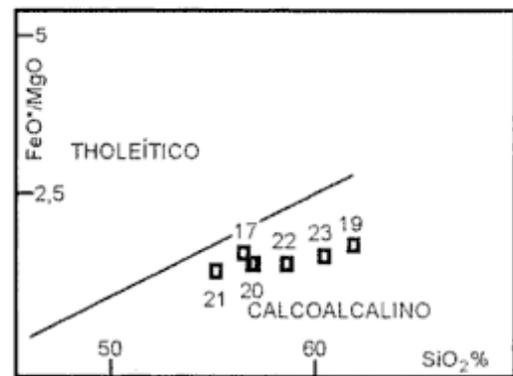


Figura 8: Diagrama SiO₂-FeO*/MgO (Miyashiro 1974).

al peritético Ol-Hy. Este hecho sugiere que la evolución de las andesitas-traquiandesitas se habría producido directamente hacia el cotéctico Hy-Qz y que los fenocristales de olivina no habrían reaccionado con el líquido magmático residual para formar los piroxeños.

Si se consideran los feldespatos normativos en el sistema Qz-Or-Ab-An (Fig. 10), se puede observar que de la misma manera que ocurre con el cuarzo normativo, el techo y el piso del cuerpo están enriquecidos en Ab y empobrecidos en An con respecto al núcleo. Además la relación Ab/Or del piso y el techo del cuerpo (Ab/Or=0,27) es menor que la del núcleo (Ab/Or=0,33), hecho que sugiere que el piso y el techo están enriquecidos en ortosa normativa. Finalmente se evidencia que el vidrio acentúa notablemente la tendencia marcada por el techo y piso del intrusivo.

Con respecto a los elementos traza, los contenidos de Sr son bajos a moderados (224-342 ppm), aunque se encuentran por debajo del tenor promedio de este elemento (400ppm) en las andesitas calcoalcalinas orogénicas (Gill 1981, pags. 100-101),

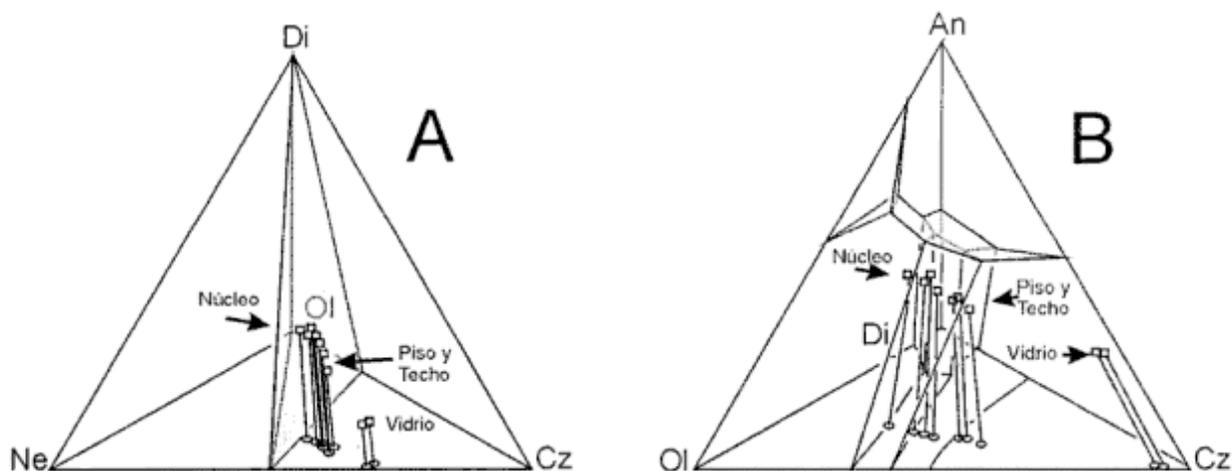


Figura 9: Diagramas cuaternarios del sistema basáltico donde se puede observar la evolución de las rocas del Intrusivo Florentina. a, Tetraedro basáltico de Yoder y Tilley (1962), Diópsido (Di)-Olivina (Ol)-Nefelina (Ne)-Cuarzo (Cz). b, Sistema Anortita (An)-Diópsido (Di)-Olivina (Ol)-Cuarzo (Cz) conforme Morse (1980). Para mayores detalles consultar el texto.

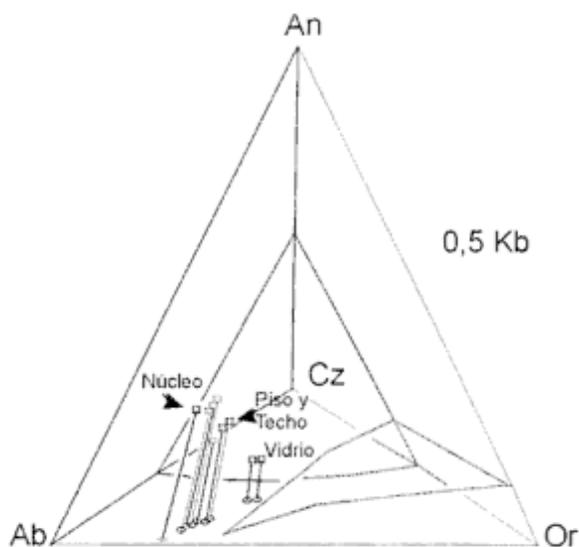


Figura 10: Diagrama cuaternario del sistema granito de Winkler (1978), Anortita (An)-Albita (Ab)-Ortosa (Or)-Cuarzo (Cz). La evolución de las rocas del Intrusivo Florentina sugiere un enriquecimiento en cuarzo normativo, con disminución de anortita normativa. Evolucionando en el campo de estabilidad de la plagioclasa hacia el eutéctico.

mientras que el Y (23-30 ppm) está dentro del promedio de tenores de estas mismas rocas (20 ppm).

Al igual que los elementos mayoritarios, los elementos traza y las tierras raras también reflejan la zonación del cuerpo. Los elementos LIL como por ejemplo el Ba, Zr, Y y Rb están enriquecidos en el techo y en la base del cuerpo, como así también en el vidrio, mientras que el núcleo está deprimido en los mismos (Fig. 11a). El Sr presenta un comportamiento inverso al resto de estos elementos LIL. Los elementos metalogénicos como el Zn, Cu, Ni, Co, Cr y V están empobrecidos en la base y en el techo, y tienen los tenores más altos en la zona del núcleo (Fig. 11b). Sólo una traquiandesita del sector basal (LP-22), que tiene una importante anomalía positiva de Cr 294 ppm, y Ni 287 ppm, se aparta del comportamiento general de la secuencia de rocas. Por otra parte el vidrio, al igual que el piso y techo, está totalmente deprimido de los elementos metalogénicos enumerados, salvo por el Zn, cuyo valor de 94 ppm lo destaca, insinuando una anomalía positiva respecto de los 70 ppm del núcleo del intrusivo.

La variación en el contenido de las tierras raras en el interior del Intrusivo Florentina es concordante también con el comportamiento de los elementos mayoritarios y traza. En líneas generales las pendientes de las tierras raras de todas las muestras son suaves, con predominio de las tierras raras livianas sobre las pesadas (Fig. 12). Las traquiandesitas del piso y del techo del intrusivo están más enriquecidas en tierras raras livianas y pesadas, que las del núcleo. El Eu, único elemento que se aparta del com-

portamiento general de las tierras raras, presenta una suave anomalía negativa en el piso y en el techo, mientras que en el núcleo carece de anomalía alguna.

Discusión

Los cuerpos ígneos intrusivos se clasifican en dos grandes grupos, concordantes y discordantes, teniendo en cuenta su relación geométrica con las rocas de caja (Billings 1972; Price y Cosgrove 1990; de Jesús Conceição *et al.* 1993). Los cuerpos concordantes son intrusivos que se emplazan en forma paralela a la estructura de la roca de caja, como por ejemplo la estratificación de una sedimentita. Los cuerpos discordantes son intrusivos que durante su emplazamiento cortan la estructura de la roca de caja.

La base del Intrusivo Florentina, que corta la estratificación de la Tufolita Laguna del Hunco, es discordante tanto en el norte como en el sur del cuerpo. El techo en el sector sur también es discordante con la estructura primaria de las sedimentitas de la caja, pero en algunas partes del sector norte yace concordantemente con la estratificación del encajante.

El Intrusivo Florentina posee una característica más que dificulta su correcta clasificación. Esta característica es la convexidad que presenta el techo en el sector central (Fig. 2) y que, por no aparecer completamente expuesta, se desconoce la relación que guarda con las capas de tufolitas en el sector cubierto. Este hecho sugiere que el Intrusivo Florentina es un cuerpo compuesto, con un mecanismo de intrusividad complejo que habría evolucionado a partir de diferentes etapas de crecimiento.

Dentro de los cuerpos concordantes se reúnen a los filones capa, lacolitos, lopolitos, facolitos y a una gran cantidad de cuerpos de pequeñas dimensiones cuyas formas están escasamente citadas en la literatura geológica. Todos estos cuerpos se los diferencia por la forma de la base y el techo que posee cada intrusivo (Billings 1972; Corry 1988; Price y Cosgrove 1990; de Jesús Conceição *et al.* 1993). Dentro de los intrusivos discordantes se encuentran todas las formas de enjambres de diques (anulares, cónicos, radiales, longitudinales) y los cuerpos que en un perfil tienen forma de embudo (*funnel-like*). Daly (1933 en Corry 1988) denominó como «etmolito» (*ethmolith*) a los cuerpos discordantes que tienen forma de embudo. Corry (1988) sugirió que se abandone el uso del término etmolito y sea reemplazado por el de intrusivo en embudo o simplemente embudo (*funnel intrusion*). La morfología y la relación con la roca de caja de un etmolito es similar a la de los diques anulares. La diferencia entre los diques anulares y un etmolito radica en que los primeros siempre aparecen formando enjambres de cuer-

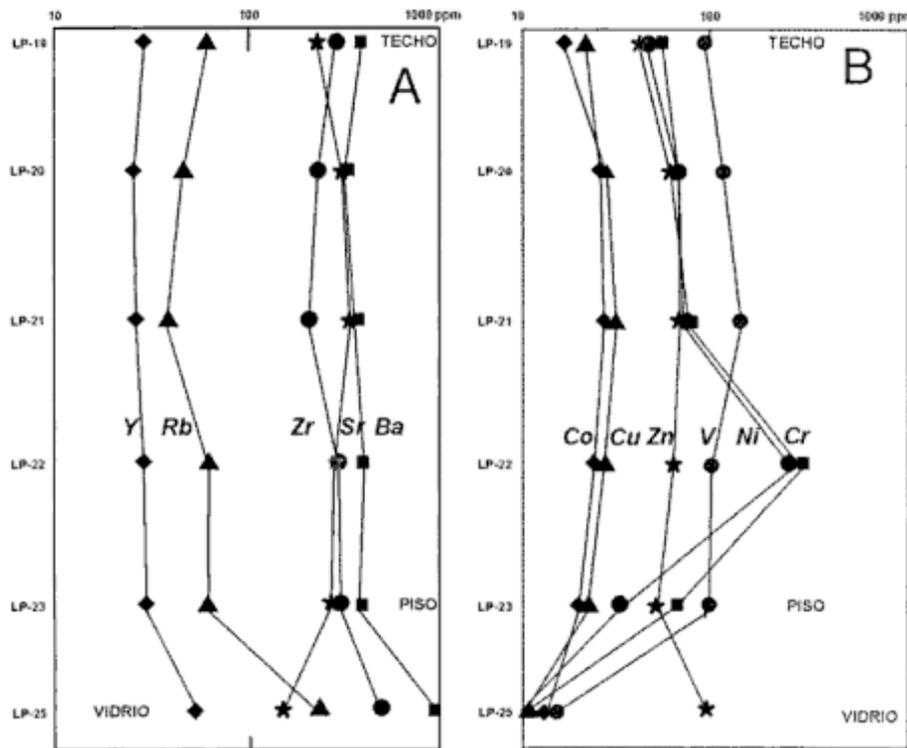


Figura 11: Perfiles composicionales entre el techo y el piso del Intrusivo Florentina donde se puede observar el comportamiento de sus elementos traza. a, Elementos traza petrogenéticos (Y, Rb, Zr, Sr, Ba). b, Elementos traza metalogénicos (Co, Cu, Zn, V, Ni, Cr).

pos que irradian como anillos a partir del techo de una cámara magmática, mientras que un etmolito yace como un cuerpo aislado que se abre como un embudo a partir de un único canal de alimentación. Este canal, en general, es un dique de forma tabular.

El Intrusivo Florentina tiene las características de un etmolito o intrusión en embudo. El abovedamiento (*doming*) central del techo a modo de un *savarin* y la concordancia del techo con las rocas de caja en el sector norte, son hechos opuestos a las características de intrusividad de un etmolito. Por este motivo se proponen dos modelos alternativos que permiten explicar el emplazamiento y la evolución del Intrusivo Florentina.

Un modelo es el que caracteriza a la intrusión de un único cuerpo de tipo embudo o etmolito (Fig. 2a), cuyo dique de alimentación, de rumbo E-O y subvertical, se encuentra en su flanco nordeste. Este conducto alimentador fue utilizado durante el desplazamiento del magma desde una cámara subyacente hasta su destino final de emplazamiento (etmolito). Aún se desconoce el motivo por el cual el magma detuvo el movimiento de ascenso vertical dentro del dique y comenzó su radiación lateral (subhorizontal). El canal alimentador de un cuerpo intrusivo de pequeñas dimensiones, tal como el Intrusivo Florentina, en general está asociado a la propagación y apertura de una fractura dentro de la corteza frágil. Cuando esta fractura no alcanza la superficie y el magma no se derrama en forma de colada, como en el caso

del Intrusivo Florentina, éste detiene su movimiento de ascenso en algún lugar favorable de la corteza y comienza su emplazamiento. La equiparación de la densidad del magma con la densidad de las rocas de caja, es el mecanismo más común y eficiente para que éste detenga su movimiento vertical en la corteza y comience su migración lateral ($\delta_{\text{magma}} = \delta_{\text{caja}}$). En este momento el magma pierde su capacidad boyante y el emplazamiento genera, en la mayoría de los

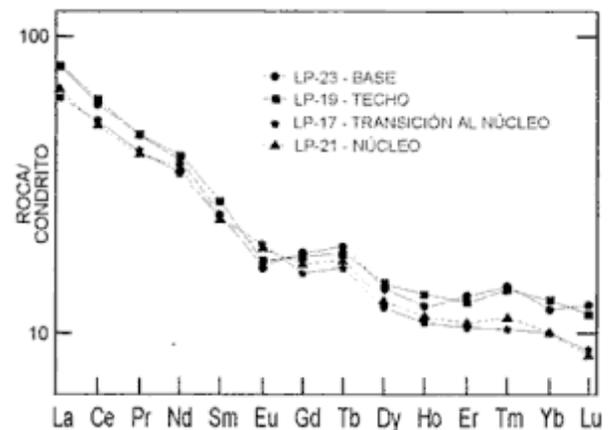


Figura 12: Diagrama de tierras raras, normalizado respecto de un condrito (Nakamura 1974), de las rocas del Intrusivo Florentina. Las muestras LP-20 y LP-22 no fueron graficadas porque presentan un contenido de tierras raras livianas y pesadas que es similar al de las muestras LP-19 y LP-23.

casos, cuerpos concordantes tabulares o dómicos como los filones capa y los lacolitos respectivamente. El Intrusivo Florentina, que claramente no es un filón capa o un lacolito, tiene la forma de un embudo con la base discordante y el techo concordante en el sector norte y discordante en el sur. Estos hechos sugieren que, a pesar de que el magma del Intrusivo Florentina habría disminuido su capacidad boyante por equiparación de densidades, su movimiento dentro del reducido espacio de su emplazamiento final, habría tenido características diferentes en la base y en el techo del cuerpo. El magma, durante su movimiento de ascenso vertical dentro del dique, se detuvo en un sector de la caja donde a su paso habría encontrado un horizonte favorable para su intrusión horizontal. Este horizonte por el cual el magma detuvo su movimiento vertical y comenzó a intruir horizontalmente podría estar representado por un cambio de la litología de la roca de caja, como por ejemplo la intercalación de un flujo de ignimbritas más soldadas (tipo Ignimbrita Rulos) entre la Tufolita Laguna del Hunco. La inyección forzada de pulsos de magma de composiciones contrastantes desde el interior de un conducto estrecho, como el dique alimentador del cuerpo, hacia un espacio de mayores dimensiones, origina lóbulos frontales similares a cuñas que, para moverse lateralmente, reptan o se arrastran dentro de un encajante (Snyder y Tait 1995, 1998). Por medio de este mecanismo se habría emplazado el magma en el piso del etmolito Florentina. La estratificación primaria del sustrato encajante de sedimentitas y tufolitas, que estaban inconsolidadas y saturadas con agua, fue cortada por el emplazamiento del magma.

El movimiento del magma en el techo del cuerpo se habría comportado de manera similar que en el piso, hecho que se puede observar en el extremo sur del mismo, donde las andesitas-traquiandesitas son discordantes con la estratificación primaria de la caja. Las capas del encajante en el techo norte del cuerpo, que se habrían comportado de forma más elástica si se las compara con las del piso, fueron fundamentalmente abovedadas por la intrusión en forma concordante a la estructura de la caja, hecho que causó la inclinación periclinal del *savarín*. Aún se desconoce la razón de la diferencia del comportamiento de la caja en este sector del cuerpo, aunque esta situación sugiere que el magma habría detenido su movimiento de avance lateral y habría comenzado su espesamiento hacia arriba por el arribo de nuevos pulsos. El crecimiento vertical de un intrusivo superficial, como por ejemplo el etmolito Florentina, es el mecanismo más común que permite explicar la etapa final del emplazamiento de un cuerpo concordante (Corry 1988).

El otro modelo es el de una intrusión múltiple o

complejo intrusivo de mayores dimensiones que, al menos, estaría constituido por dos cuerpos, un etmolito y un filón capa (Fig. 2b). El etmolito, ubicado en el sector inferior basal del complejo, se habría desarrollado por la intrusión de uno o varios pulsos de magma discordantes con la roca de caja, que fueron inyectados por el dique alimentador lateral, mediante un mecanismo similar al de los lóbulos frontales con forma de cuña. El filón capa, intruido concordantemente con la estructura primaria de la caja por arriba del embudo, se habría emplazado mediante la acción combinada del movimiento de ascenso vertical e intrusión horizontal rápida de nuevos pulsos de magma. Este mecanismo es similar al propuesto por Corry (1988) para explicar el emplazamiento de estos cuerpos. Aún es poco clara la relación de campo entre estos dos cuerpos y se desconoce si existe o no un tabique de roca de caja entre el etmolito y el filón capa (Fig. 2b). Si dicho tabique de roca de caja existiera, el filón capa estaría conectado al etmolito por un tabique de magma, que se ubicaría en el sector nordeste donde se registran los máximos espesores del cuerpo.

Los dos modelos de la evolución del Intrusivo Florentina presentados en la figura 2 comparten una característica en común. En ambos casos el cuerpo habría crecido por la inyección de sucesivos pulsos de magma. Si bien se desconoce el número total de pulsos que se inyectaron, se estima que, como mínimo, se habrían inyectado tres pulsos. El primero, vítreo, de composición más ácida que los sucesivos. El siguiente, se ubicó contra las paredes del cuerpo, mientras que el tercero se alojó en el centro del mismo. En este sentido, la distribución zonal de los diferentes contenidos de sílice en el interior del cuerpo, sugiere la presencia de un reservorio subyacente estratificado. Dentro de esta cámara magmática estratificada, el magma más diferenciado se habría ubicado en el techo de la misma, mientras que el más básico estaría por debajo (Fig. 2).

Las variaciones composicionales encontradas en los elementos mayoritarios, traza y en las tierras raras, concordantes con la zonación del contenido de sílice, sugieren también que los líquidos magmáticos del techo, del piso y de los intrusivos vítreos fueron más diferenciados que los alojados en el núcleo. El hecho de que el piso, el techo y los vidrios posean menores concentraciones de Sr y Eu, con respecto al núcleo, sugiere que en etapas tempranas de la cristalización a partir del magma originario, podrían haberse fraccionado cristales de plagioclasa. Las variadas texturas intracrystalinas halladas en las plagioclasas, sugieren que el núcleo celular podría corresponder a un crecimiento rápido de los cristales dentro de la cámara magmática subyacente. El borde con crecimiento normal, que rodea como una corona al núcleo celular, representaría el estadio de

cristalización durante el enfriamiento del etmolito en el lugar de yacencia final del mismo. El crecimiento de estos bordes habría sido contemporáneo con la cristalización de la pasta.

El empobrecimiento en Zn, Cu, Ni, Co, Cr y V, sugiere el fraccionamiento de minerales ferromagnesianos. En este sentido el fraccionamiento de la olivina del líquido y la cristalización directa del clinopiroxeno a partir del mismo, se puede observar en la figura 9b, donde las muestras más básicas que están situadas en el plano de equilibrio Ol-Hy, evolucionaron directamente hacia el cotético Hy-Cz. Si dichas muestras hubieran evolucionado por la curva peritética, la olivina habría reaccionado con el líquido para formar piroxeno. Este hecho sugiere que en la petrografía de las rocas del Intrusivo Florentina deberían aparecer cristales de olivina con coronas de reacción de piroxeno. Esta situación no fue encontrada en las andesitas-traquiandesitas del Intrusivo Florentina, ya que ambas fases aparecen como minerales independientes, las olivinas como fenocristales euhedrales y los piroxenos como gránulos pequeños sin núcleos olivínicos.

El enriquecimiento en Cr-Ni que presenta una de las muestras (LP-22) ubicada en el tercio inferior del cuerpo, como así también el enriquecimiento en Zn en el vidrio, también sugieren un proceso de cristalización fraccionada. Se ha interpretado que dicho proceso, ocurrido presumiblemente fuera del Intrusivo Florentina, se habría originado en el interior de la cámara magmática subyacente y que el material habría ascendido conjuntamente con uno de los pulsos intrusivos. Si la cristalización fraccionada hubiera ocurrido dentro del Intrusivo Florentina, se habría formado una estratificación rítmica y críptica del cuerpo, donde las rocas más básicas se habrían situado en el piso del cuerpo y las más ácidas en el techo, hecho que no fue observado.

Las vesículas encontradas en el techo del cuerpo, las salbandas de metamorfismo de contacto en la roca de caja y las texturas volcánicas y subvolcánicas de las rocas, sugieren que el emplazamiento del Intrusivo Florentina se produjo en un nivel cortical somero de muy poca profundidad. El espesor total de tufolitas que sobreyace al cuerpo, medido entre la base y el techo no erosionado cubierto por coladas de la Andesita Huancache, es de aproximadamente 75 m de potencia. Este hecho implica que ésta habría sido la profundidad mínima que habría alcanzado el techo del cuerpo. La ausencia de una aureola de metamorfismo de contacto con desarrollo zonal de porfiroblastos, la aparición intersticial de vidrio y de pastas volcánicas de textura fina, la presencia de intrusiones de vidrio en la caja, son hechos que confirman el emplazamiento del cuerpo a escasa profundidad y, además, señalan su rápido emplazamiento y enfriamiento.

Conclusiones

El Intrusivo Florentina, de composición andesítica-traquiandesítica, es un cuerpo magmático subvolcánico cuya forma es la de un embudo o etmolito. Esta particular forma de intrusión constituye la primera mención en la Argentina de cuerpos de esta naturaleza. Su relación con las estructuras primarias de las rocas de caja es principalmente discordante y sólo en el extremo norte del intrusivo se aparta de las características ideales de un etmolito. La zonación composicional interna del cuerpo, que no corresponde a un proceso de fraccionamiento *in situ*, se produjo por la inyección sucesiva de distintos pulsos provenientes de una cámara magmática zonada subyacente. En este sentido la concentración anómala de elementos de interés económico, como por ejemplo el Cr y el Ni en uno de los niveles del tercio inferior del cuerpo, se debe a la composición del pulso intrusivo y no a un fraccionamiento *in situ* de los elementos. El vidrio riolítico acompaña al etmolito, intruyendo la caja del mismo. Éste correspondería al primer pulso intrusivo, y al sector más diferenciado de la cámara magmática subyacente.

Agradecimientos

Los comentarios y sugerencias del E. J. Llambías (UNLP-CONICET) contribuyeron a comprender mejor la morfología del etmolito en el subsuelo. El presente trabajo se ha realizado en el marco del Proyecto de Investigación de la Universidad Nacional de La Plata N° 228, perteneciente a los integrantes de la Cátedra de Petrología I de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aragón, E. y Mazzoni, M., 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (3): 243-256. Buenos Aires.
- Billings, M., 1972. *Geología Estructural*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 564 p., Buenos Aires.
- Corry, C., 1988. *Lacoliths: Mechanics of emplacement and growth*. The Geological Society of America, Special Paper 220. Boulder, Colorado.
- de Jesús Conceição, J., Zalán, P. e Dayan, H., 1993. Deformações em rochas sedimentares induzidas por intrusões magmáticas: classificação e mecanismos de intrusão. *Boletín de Geociencias de Petrobrás*, 7 (1-4): 57-91.
- Gill, J., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Minerals and Rocks 16. Springer Verlag, 390 p., Berlín.
- Irvine, T. and Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Lage, J., 1982. Descripción Geológica de la Hoja 43c, Gualjaina,

- Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 189, 72 p., Buenos Aires.
- Le Maitre, R., 1984. A proposal by the IUGS Subcommission on the systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31: 243-255.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1991. Descripción Geológica de la Hoja 43d, Sierra de Taquetrén, Provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico (Informe inédito), Buenos Aires.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1993. Hoja Geológica 4369-I, Gastre, Provincia del Chubut (1:250.000). Dirección Nacional del Servicio Geológico (Informe inédito), Buenos Aires.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1996. Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén), Provincia del Chubut. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 479-493. Buenos Aires.
- Mazzoni, M., Kawashita, K., Harrison, S. y Aragón, E., 1991. Edades radiométricas eocenas en el borde occidental del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (1-2): 150-158. Buenos Aires.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Morse, S.A., 1980. Basalts and phase diagrams. An introduction to quantitative use of phase diagrams in igneous petrology. Springer-Verlag, 493 p., New York.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Petersen, C., 1946. Estudios Geológicos en el Río Chubut Medio. Dirección General de Minería y Geología. Boletín N° 59. 137 p., Buenos Aires.
- Price, N. and Cosgrove, J., 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 502p., Cambridge.
- Snyder, D. and Tait, S., 1995. Replenishment of magma chambers: comparison of fluid-mechanic experiments with field relations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 122: 230-240.
- Snyder, D. and Tait, S., 1998. The imprint of basalt on the geochemistry of silicic magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 433-445.
- Turner, J., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, Colán Conhué, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 197. 92 p., Buenos Aires.
- Volkheimer, W. y Lage, J., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42e, Cerro Mirador, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 181. 71p., Buenos Aires.
- Winkler, H.G.F., 1978. *Petrogénesis de rocas metamórficas*. H. Blume, 346 p., España.
- Yoder, H.S. Jr. and Tilley, C.E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3: 342-532.

Recibido: 29 de diciembre, 1999

Aceptado: 18 de abril, 2001

Sedimentología y paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico superior (provincias de La Rioja y San Juan, Argentina)

Alberto T. CASELLI¹, Claudia A. MARSICANO¹ y Andrea B. ARCUCCI²

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, República Argentina.

²Área Zoología, Facultad de Química, Farmacia y Bioquímica, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, República Argentina.
E-mail: acaselli@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Con el objeto de interpretar el ambiente deposicional y las condiciones paleoclimáticas de la Formación Los Colorados se llevó a cabo un análisis sedimentológico y paleontológico de la secuencia. La misma está caracterizada por la presencia de areniscas y pelitas que fueron depositadas por sistemas fluviales moderadamente sinuosos, los cuales se interdigitan lateralmente y pasan a depósitos de planicie aluvial. Hacia el techo de la secuencia, pelitas con intercalaciones de delgados bancos de areniscas, los cuales contienen la mayor parte de los materiales fósiles, son interpretados como depósitos de pequeños cuerpos de agua y lóbulos de desbordamiento en la planicie de inundación. La alta abundancia en la sucesión de grandes tetrápodos herbívoros (prosauropodos), pastadores de mediano a gran tamaño con un aparato masticatorio especializado (dicinodontes) y formas anfíbias, probablemente herbívoras, de mediano tamaño (aetosaurios) conjuntamente con las características sedimentológicas de la unidad sugieren que las condiciones climáticas en el área durante el Triásico tardío fueron más húmedas de lo que se había sugerido previamente. La falta de registro de vegetación en la Formación Los Colorados se interpretó como un problema tafonómico relacionado a las condiciones oxidantes dominantes durante la deposición.

Palabras clave: Sedimentología, Paleontología, Formación Los Colorados, Triásico superior, Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión

ABSTRACT. *Sedimentology and Palaeontology of Los Colorados Formation, Upper Triassic (La Rioja and San Juan provinces, Argentina).* A sedimentological and palaeontological analysis of Los Colorados Formation sequence was undertaken in order to interpret the depositional environment and palaeoclimatic conditions. The sequence, characterised by sandstone and mudstone, was deposited by moderately sinuous fluvial systems, and interfingers laterally with and grades into horizontally bedded flood-plain deposits. Towards the top of the sequence, thin-bedded fossil-bearing sandstones and mudstones were deposited in ponds and as crevasse splays in overbank settings. The high abundance of large herbivorous tetrapods (prosauropods), medium- to large-sized browsers with derived masticatory apparatus (dicynodonts), and medium-sized, probably herbivorous, amphibious forms (aetosaurs), together with the sedimentological features of the unit, suggest that the climatic conditions in the area during the Late Triassic were wetter than previously suggested. The lack of a vegetation record in Los Colorados Formation is interpreted as a taphonomic problem related to the oxidizing conditions during deposition.

Key words: Sedimentology, Palaeontology, Los Colorados Formation, Upper Triassic, Ischigualasto-Villa Unión Basin

Introducción

Durante fines del Paleozoico y comienzos del Triásico se produjeron en el oeste argentino una serie de depocentros limitados por fallas y elongados en sentido NO-SE (Uliana y Biddle 1988). Entre ellos, se encuentra la denominada Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Stipanovic y Bonaparte 1972) que se desarrolla entre las provincias de San Juan y La Rioja, y cuyo relleno sedimentario está constituido por una sucesión de sedimentitas continentales de edad triásica. Desde el punto de vista estratigráfico, dichas sedimentitas han sido reunidas en las Formaciones Talampaya y Tarjados (Romer y Jensen 1966), y el Grupo Agua de la Peña (Bossi 1971), dentro del cual la Formación Los Colorados representa los términos cuspidales de la sucesión.

Una de las características más sobresalientes de dichos niveles es su diversa fauna de tetrápodos que incluye, entre otras, formas de arcosaurios basales (aetosaurios, esfenosquios y protosquios), dinosaurios herbívoros (sauropodomorfos) y carnívoros (terópodos), tortugas primitivas y terápsidos («reptiles mamíferoides») (Bonaparte 1960, 1966b, 1971, 1980; Rougier *et al.* 1995; Arcucci y Coria 1998). Sin embargo, dicho hecho contrasta con recientes interpretaciones paleoambientales de la secuencia, que sugieren que la misma se habría depositado principalmente en ambientes de ríos efímeros y con desarrollo de dunas en condiciones de marcada aridez (López Gamundí *et al.* 1989; Milana y Alcober 1994; Bracco *et al.* 1996; Cladera *et al.* 1998).

Por lo antes mencionado es que el presente trabajo ha tenido como uno de sus objetivos reestudiar

desde el punto de vista sedimentológico la Formación Los Colorados, en particular los niveles portadores, con el objeto de analizar en detalle el ambiente depositacional. Asimismo, se realizó una síntesis del registro faunístico de los extensos afloramientos de la secuencia, teniendo en cuenta no sólo los taxones conocidos sino también aquellos materiales aún inéditos. Como conclusión y en base a los datos obtenidos se sugieren las posibles condiciones climáticas reinantes para el momento de su depositación.

Antecedentes

Las primeras referencias sobre la existencia de rocas triásicas en el área datan de fines del siglo pasado (Stelzner 1885; Brackebush 1891), aunque es recién a principios de éste cuando Bodenbender (1911) realiza la primera descripción de la sucesión aflorante en los alrededores del cerro Morado. Este autor incluyó los bancos rojos del tope de la secuencia en su «Cretáceo superior andino», y que posteriormente Frenguelli (1948) denominó «Estratos de Gualo». Este último autor indicó que eran los mismos bancos que afloran ampliamente al este del Campo de Talampaya en las cercanías del Mogote de Gualo. Posteriormente, Groeber y Stipanovic (1953), y por sugerencia de H. de la Mota, denominaron a los bancos rojos «Estratos de Los Colorados», ya que erróneamente pensaron que las capas rojas del Campo de Gualo corresponderían a los niveles más bajos del Triásico. La denominación formacional de los «Estratos de Los Colorados» corresponde a Ortiz (1968). Subsecuentemente, varios autores se han ocupado de la cuenca triásica y de su relleno sedimentario. Así, cabe mencionarse los trabajos de síntesis, geológicos y paleontológicos, realizados por Bossi (1970, 1971), Stipanovic (1957, 1969, 1983), Bonaparte (1971, 1973, 1982), Stipanovic y Bonaparte (1972, 1979), López Gamundí *et al.* (1989) y Milana y Alcober (1994).

En lo que respecta al contenido paleontológico, la primera mención corresponde a Bonaparte, quien menciona restos fragmentarios de tetrápodos de la «sección media» de la secuencia en el área de la Hoyada de Ischigualasto (Bonaparte 1960). En trabajos sucesivos, el mencionado autor describe una serie de taxones de arcosaurios basales, dinosaurios y terápsidos («reptiles mamíferoides»), en su gran mayoría de los niveles superiores de la secuencia (Bonaparte 1966b, 1971, 1978b, 1980, 1981). Los materiales fósiles provienen de varias localidades a lo largo de los afloramientos de la sierra Morada, desde sus asomos más australes hasta el cerro Rajado y más hacia el oeste, en el cerro de Las Lajas. Dichos hallazgos fueron utilizados por Bonaparte

(1966a, 1971, 1997) para diferenciar esta nueva asociación faunística de aquella conocida de la Formación Ischigualasto, y dada la abundancia de prosaurópodos y presencia de aetosaurios en la Formación Los Colorados propone una edad «Noriano-Rético» para esta última. Así mismo, dicho autor diferenció la asociación registrada en la parte inferior de la secuencia de la de la parte superior dada la ausencia de dicinodontes en la última (Bonaparte 1997).

Recientemente, nuevos materiales han sido descritos tanto de los niveles superiores de la secuencia, entre las localidades de La Esquina y El Salto (Rougier *et al.* 1995; Arcucci y Coria 1998), como de los más basales, en el punto más austral de los afloramientos de la Formación Los Colorados (Martínez *et al.* 1998), aproximadamente al NO del cerro Morado.

Marco geológico

Con posterioridad a la actividad volcánica permotriásica y la sedimentación continental de la secuencia superior del ciclo Gondwánico, sobreviene una etapa de elevación, erosión y subsecuente relajación extensional, que estableció depresiones limitadas por fallas por el colapso de los terrenos neopaleozoicos (Uliana y Biddle 1988). Estas depresiones fueron rellenadas en el oeste argentino con sedimentos continentales durante el Triásico medio a tardío (cuencas Ischigualasto-Villa Unión, Marayes, Cuyo y San Luis). En particular, la de Ischigualasto-Villa Unión se habría comportado como un hemigraben con su falla principal localizada en coincidencia con el lineamiento Valle Fértil, extendiéndose aproximadamente 150 km en forma paralela a dicho lineamiento y posiblemente más de 60 km perpendicular al mismo (Milana y Alcober 1994).

La secuencia estratigráfica de la región está representada por un conjunto de sedimentitas y vulcanitas continentales (Triásico-Terciario) apoyadas en discordancia sobre la potente sucesión perteneciente al Grupo Paganzo. Durante la primer etapa de *sinrift*, según Milana y Alcober (1994), ocurrió la acumulación de los sedimentos correspondientes a las Formaciones Talampaya (fluvial), Tarjados (fluvial), Chañares (fluvial-lacustre somero) e Ischichuca (lacustre de profundidad media), mientras que en el subsecuente *postrift* sedimentó la secuencia de Los Rastros (lacustre somero). El segundo *sinrift* está indicado, según los mismos autores, por la depositación de la Formación Ischigualasto, correspondiente a ambiente fluvial con planicies de inundación anegadas y con la existencia de lagunas someras. Esta sucesión es seguida por una etapa de *postrift*, representada por sistemas fluviales principalmente arenosos, correspondiente a la Formación Los Colorados. So-

bre esta última unidad, se continúan las Formaciones Cerro Rajado (Stipanovic y Bonaparte 1979), Quebrada del Médano (Parker 1974) o Río Mañero (Malizzia 1989), y Desencuentro (Malizzia 1989), la primera de posible edad cretácica y las siguientes terciarias (Mioceno). En el área que abarca el presente trabajo, Bossi (1977) levantó una serie de perfiles columnares desde las nacientes del río Mañero hasta el cerro Bola, donde diferenció estas unidades entre sí y de la Formación Los Colorados.

La Formación Los Colorados aflora ampliamente en todo el flanco este de la sierra Morada, cerro Rajado y cerro Bola, y en el Campo de Talampaya se presentan como una estrecha faja al este del Mogote de Agua Escondida hasta El Portillo. Para la zona del cerro Rajado se señalaron un promedio de 650 m de espesor (Bracco *et al.* 1996), el cual decrece hacia el sur y el este llegando a 95 m en el arroyo del Agua Escondida (Mozetic 1974). El espesor alcanzado al este de la Hoyada de Ischigualasto es de 1.200 m (Bossi 1970), y de 980 m al este del cerro Bola (Mozetic 1974). Dentro del área de estudio, los afloramientos de la Formación Los Colorados, que flanquean hacia el oriente la sierra Morada y el cerro Rajado, conforman una estructura homoclinal de 700 m de espesor, con rumbo 120°, inclinando 52° hacia el noreste.

Con respecto a las relaciones estratigráficas con la unidad subyacente se observó un contacto de tipo neto con la Formación Ischigualasto. Esta relación, que pudo verse claramente en la ladera sudeste del cerro Rajado, ha sido motivo de controversias, siendo variable aparentemente de acuerdo con las posiciones en la cuenca. El mismo fue considerado tanto de tipo transicional (Strelkov y Álvarez 1984) como discordante. Para muchos existe una discordancia angular visible al este del cerro Bola, mientras que en otras localidades fenómenos de asentamiento y tinción de los niveles claros de la Formación Ischigualasto por las capas de la Formación Los Colorados enmascaran el contacto entre ambas entidades (López Gamundí *et al.* 1989). Por otra parte, Ortiz (1968), Yrigoyen y Stover (1970) y Stipanovic y Bonaparte (1979) han citado una importante discordancia erosiva en la base de la secuencia. La presencia de una discordancia erosiva traducida lateralmente en concordancia y gradación es compatible con la interpretación de esta secuencia como asociada a una fase de *postrift* (Milana y Alcober 1994).

Por el otro lado, la Formación Los Colorados es sobrepuesta por conglomerados y areniscas de la Formación Cerro Rajado, los que generalmente muestran un contacto discordante erosivo, como ya fuera mencionado por otros autores (Bossi 1977; Stipanovic y Bonaparte 1979). En contraposición, Bracco *et al.* (1996) indican a este contacto como concordante, y la superficie erosiva en la base de la unidad la interpretan en términos sedimentológicos. La superficie

limitante entre ambas unidades no siempre es clara; mientras en el cerro Rajado el contacto es neto, comenzando con potentes sucesiones conglomerádicas (con clastos redondeados de metamorfitas), en la región comprendida entre los parajes Esquina Colorada y El Salto tal contacto no es tan claro. En esta zona se ponen en contacto areniscas finas y pelitas de ambas unidades (Bossi 1977). En coincidencia con este autor, se ha tomado como base de la Formación Cerro Rajado al primer banco conglomerádico, por su distinta composición respecto a los clastos observados en la unidad subyacente o, donde no existen conglomerados, el importante cambio de ambiente deposicional a partir de este nivel, pasando a sistemas de interacción fluvial-eólico. Por otro lado, en proximidades del cerro Rajado, se apoyan directamente sobre la Formación Los Colorados, las areniscas color castaño de la Formación Vinchina, en clara discordancia angular, erodando no sólo a la Formación Cerro Rajado, sino también a estos bancos.

Los niveles de la Formación Los Colorados, han sido descriptos y caracterizados como sistemas fluviales de llanura de inundación (Bossi 1971; Stipanovic y Bonaparte 1979), como así también como sistemas fluviales efímeros intercalados con cuerpos arenosos eólicos (López Gamundí *et al.* 1989). Milana y Alcober (1994) dividen, desde el punto de vista tectónico-sedimentario, a los niveles de la Formación Los Colorados en dos secuencias, una inferior granocreciente y una superior granodecreciente, ambas de origen fluvial y bajo condiciones de climas áridos o con acentuamiento de la estación seca. Recientemente, Bracco *et al.* (1996) propusieron incluir a la Formación Cerro Rajado, que sobreyace a la Formación Los Colorados, dentro de esta última como Miembro, por considerar al contacto entre ambas como concordante y por su coherencia con un modelo de progradación de abanico aluvial coalescente. Estos autores interpretan a toda la sucesión detrítica de Los Colorados, Cerro Rajado y Quebrada del Médano como correspondiente a una evolución vertical compleja de llanura aluvial distal y abanicos coalescentes (*sensu* Colombo 1989). La más reciente interpretación ambiental de los niveles de Los Colorados, que incluye sólo a sus términos superiores, es la de Cladera *et al.* (1998) que interpretan la sucesión como facies eólicas de dunas e interdunas.

Sedimentología

Análisis de facies

Se llevó a cabo un estudio de facies de la Formación Los Colorados, para lo cual se levantaron dos perfiles sedimentológicos de detalle, ubicados en el

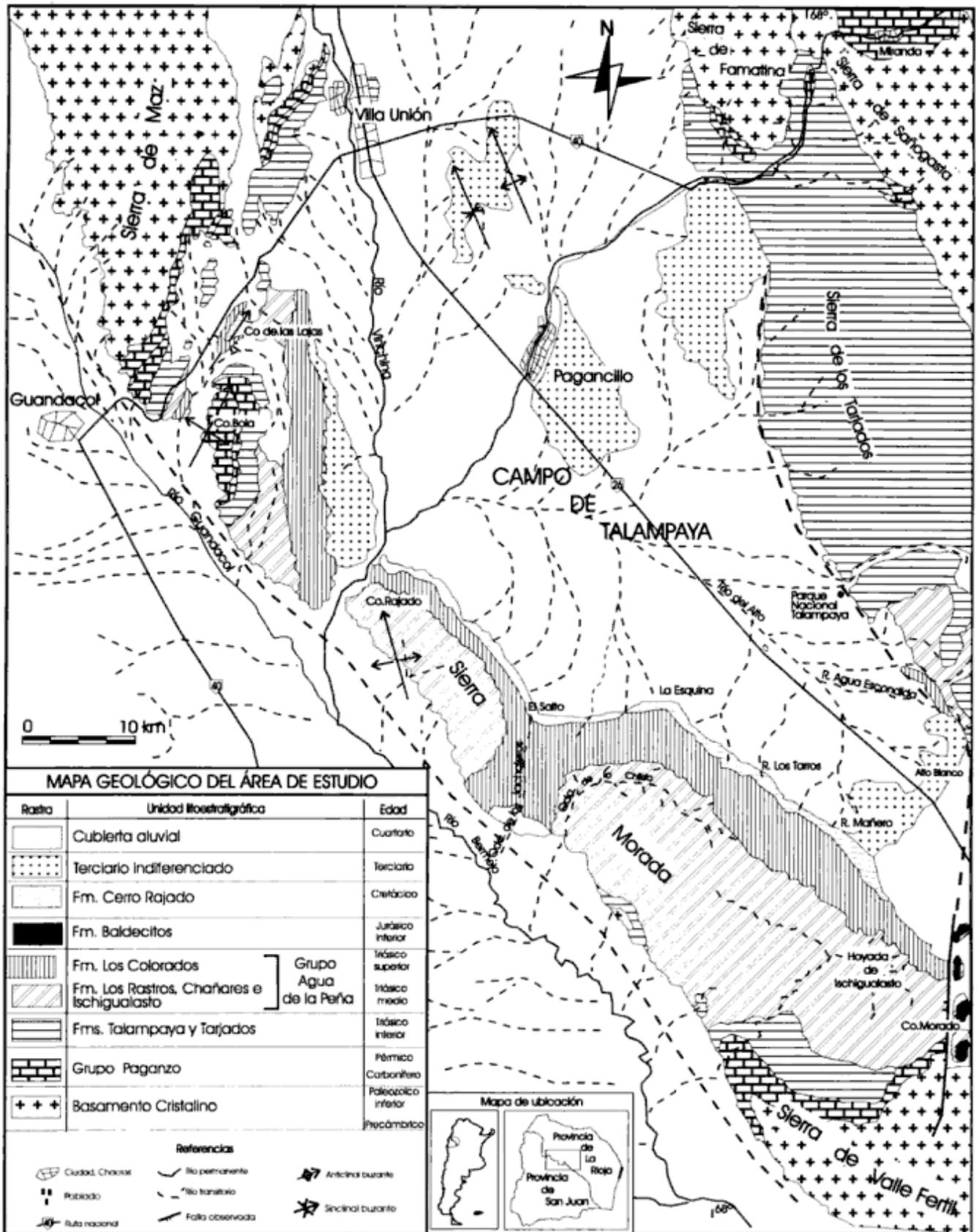


Figura 1: Mapa geológico y mapa de ubicación de los depósitos triásicos de la Formación Los Colorados, Cuenca Ischigualasto – Villa Unión, provincias de San Juan y La Rioja. Modificado de Caselli (1998).

cerro Rajado y entre las localidades de Esquina Colorada y El Salto (Fig. 1). En esta última localidad sólo se pudo relevar la sección media y superior de la unidad. Las coincidencias litológicas en ambos perfiles, sumado a las observaciones complementarias realizadas en las áreas de Hoyada de Ischigualasto, El Salto y cerro de Las Lajas (norte del cerro Bola), permiten considerar a la sección presentada en la figura 2 como representativa de la Formación Los Colorados.

El estudio de estas secciones verticales se llevó a cabo mediante el análisis de facies y de asociaciones de facies o elementos arquitecturales. En el cuadro 1 se sintetiza el conjunto de facies que se distinguieron en este trabajo, caracterizadas éstas por sus rasgos texturales, composicionales y estructurales. Si bien se proponen algunos tipos nuevos, la mayoría de estas facies corresponden a las citadas por Miall (1985, 1996) y el código empleado sigue las mismas normas que las consideradas por este autor. Pos-

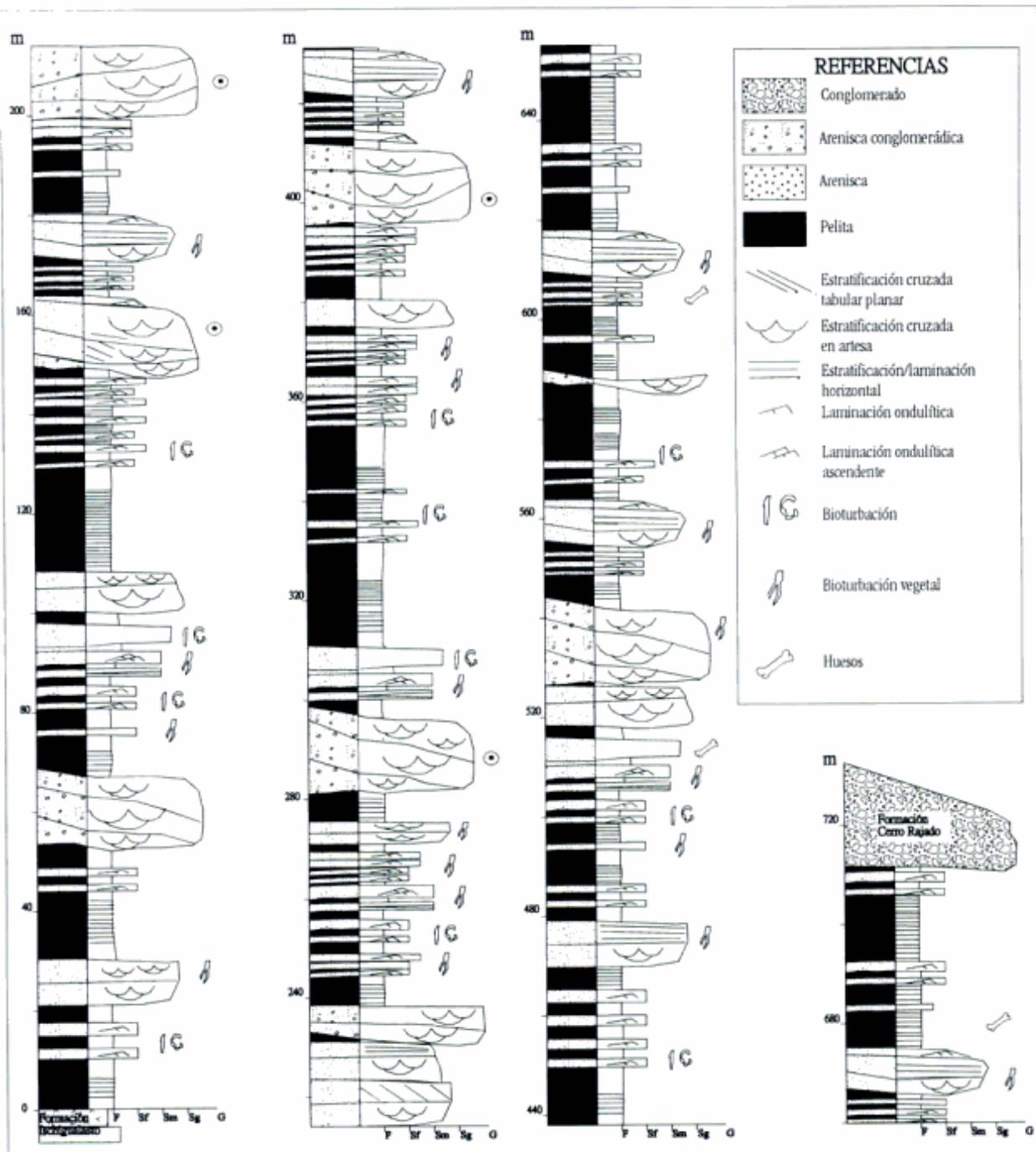


Figura 2: Perfil sedimentológico de la Formación Los Colorados levantado al nordeste del cerro Rajado.

teriormente, en base a las asociaciones de facies reconocidas, se analizó el sistema fluvial teniendo en cuenta los principales factores que lo controlaron.

Areniscas conglomerádicas: Se trata de areniscas medianas a gruesas que se caracterizan por presentar saltuariamente clastos psefíticos no mayores a los 12 cm y que en promedio varían entre 1 y 4 centímetros. Algunos bancos, especialmente los ubicados en la base de los grandes cuerpos arenosos, muestran mayor proporción de gravas, aunque nunca formando conglomerados propiamente dichos.

Se reconocieron dos facies de esta granulometría. La más abundante, corresponde a la de areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa (SGt), constituyendo bancos de geometría marcadamente lenticular de hasta un par de metros de espesor. En general la base de estos cuerpos es una superficie fuertemente erosiva. Este tipo de facies está vinculada al desarrollo de dunas tridimensionales areno-gravosas que migra como forma de lecho (Miall 1996).

Las areniscas conglomerádicas con estratificación horizontal (SGh) son mucho menos abundantes. Se presentan como bancos de 0,30 a 0,80 m de espesor, de geometría tabular, con base neta y están íntimamente asociadas con la facies anterior. Representan la depositación bajo condiciones de lecho plano de alto régimen de flujo, cuyos clastos mayores pueden ser emplazados por rolo sobre la carpeta de tracción (Miall 1996). Esta facies se asocia a barras de escaso relieve en flujos de alta velocidad y poca profundidad.

Areniscas: Las facies arenosas son las más abundantes en la unidad, conformando junto a las areniscas conglomerádicas cuerpos de geometría tabular, de distintas potencias. Se trata fundamentalmente de areniscas medianas y finas, donde las primeras presentan principalmente estratificación entrecruzada en artesa y, en menor proporción, estratificación horizontal, mientras que las areniscas finas muestran fundamentalmente laminación ondulítica.

Las areniscas con estratificación entrecruzada en artesa (St) se presentan por un lado en *sets* lenticulares que no superan los 0,80 m y que conforman cuerpos tabulares de hasta 6 m de espesor, con artesas de gran escala (2 a 3 m de longitud). Estos bancos muestran base erosiva y se vinculan, como en el caso de la SGt, con la migración de dunas arenosas tridimensionales en sectores profundos del canal. Por el otro lado, se reconoció a esta facies (St) en estructuras de menor escala, representada por bancos lenticulares, de menor potencia que la anterior (0,50 a 1 m de espesor), asociados a cuerpos menores y pasando transicionalmente a facies de grano más fino.

Las areniscas con estratificación horizontal (Sh) se observaron con menor frecuencia y conforman bancos tabulares a lentiformes de hasta 0,50 m de espesor, de areniscas medianas con fina estratificación horizontal. Es común observar la presencia de estructuras de lineaciones por partición, indicando que el depósito se generó bajo alto régimen de flujo. En general, la base es neta y pasa transicionalmente en forma lateral a facies St, lo que indicaría confinamiento del flujo o una merma de la corriente. Esta facies ha sido depositada en lecho plano bajo condiciones de alto régimen de flujo.

Las areniscas con laminación ondulítica (Sr) están integradas por areniscas finas de color rojo a rosado, representadas por bancos tabulares de 0,50 a 0,80 m de potencia y decenas de metros de longitud. Esta facies se encuentra estrechamente relacionada a las más finas (Fl, Fm). En el techo de los bancos se ha observado abundante bioturbación endichnia. Dentro de este tipo de facies se observan areniscas con laminación ondulítica ascendente (Sra) conformando bancos lenticulares de hasta 1,50 m de espesor. Muestran también abundante bioturbación y se encuentran estrechamente relacionadas a las facies Sr y Fl. Estas facies, Sr y Sra, son generadas durante la migración de trenes de ondulitas, con bajo y alto aporte de material en suspensión, respectivamente, en ambientes donde el río lleva una gran carga de arena fina y limo-arcilla.

Cuadro 1: Códigos de facies utilizados en el texto.

Código	Litofacies	Interpretación
SGt	Areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa	Migración de óndulas de crestas sinuosas (3-D)
Sm	Areniscas masivas	Depósitos de flujos de alta concentración, pérdida de estratificación por bioturbación
Sp	Areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar	Migración de óndulas de crestas rectas (2-D) de bajo régimen de flujo
St	Areniscas con estratificación entrecruzada en artesa	Migración de óndulas de crestas sinuosas (3-D) de bajo régimen de flujo
Sh	Areniscas con estratificación horizontal	Lecho plano de alto régimen de flujo
Ss	Areniscas con estructuras de corte y relleno	Erosión y depositación en bajo régimen de flujo
Src	Areniscas con laminación ondulítica de corriente	Migración de ondulitas
Src _a	Areniscas con laminación ondulítica de corriente ascendente ("climbing")	Migración de ondulitas con abundante material en suspensión
Fl	Pelitas laminadas	Decantación
Fm	Pelitas masivas	Acreción vertical por decantación, detención del flujo

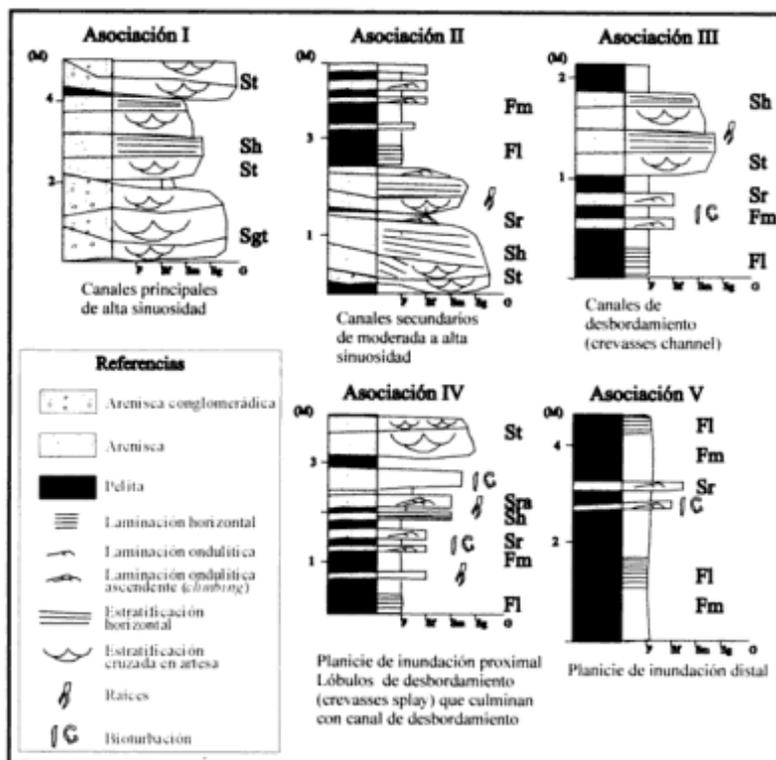


Figura 3: Perfiles esquemáticos de detalle de las distintas asociaciones de facies reconocidas en la secuencia.

Pelitas: Son características en toda la unidad vinculadas a areniscas finas con laminación ondulítica. Conforman cuerpos muy potentes de geometría tabular en las que se intercalan frecuentemente niveles arenosos finos.

Las pelitas masivas (Fm) se presentan como niveles tabulares que alcanzan hasta 8 m de espesor. Muestran coloración rojiza característica y ausencia de estructuras sedimentarias primarias. Suelen intercalarse frecuentemente litosomas de 1 a 1,50 m de potencia, también tabulares y de igual coloración, de pelitas con incipiente laminación horizontal (Fl). Debido al pasaje transicional entre ambas se interpreta que representan la depositación por decantación en un medio subácueo, bajo la intensa acción biológica que modificó sus estructuras primarias (Plint y Browne 1994).

Asociaciones de facies

Fueron identificadas en esta unidad cinco asociaciones de facies (Fig. 3), las cuales se describen a continuación:

Asociación I: Depósitos de canales sinuosos de gran escala. Se caracteriza por conformar grandes paquetes arenosos medianos a gruesos, tabulares, de

6 a 8 m de potencia y centenas de metros de extensión lateral, que muestran estructuras tipo épsilon (Allen 1963) o superficies de migración lateral (Fig. 4a). Se componen principalmente de facies SGT- St, las que se disponen en sets lenticulares que por migración lateral se amalgaman constituyendo un cuerpo arenoso tabular con base erosiva. De base a techo, cada unidad acrecional se caracteriza por una disminución gradual de la granulometría y por una sucesión de facies grano y estratodecreciente. Los sets de estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (St) pueden mostrar una disminución gradual de su tamaño hacia el techo, pasando a las de menor escala. Alternan también con bancos arenosos con laminación paralela (Sh) de alto régimen, que representan fluctuaciones en la potencia y/o profundidad de la corriente. Las estructuras de corrientes de estos depósitos se orientan, aproximadamente, en una dirección perpendicular a la de máxima inclinación de las grandes superficies de acreción lateral. Es común encontrar dentro de esta asociación el desarrollo de tubos subverticales, de hasta 1,50 m de longitud y 0,30 m de diámetro, rellenos de areniscas pardas oscuras, interpretadas como raíces de árboles (Fig. 4b).

Interpretación: La abundancia de depósitos asociados al desarrollo de megaóndulas tridimensionales, la dispersión de las paleocorrientes y la tendencia granodecreciente que se vinculan con procesos de

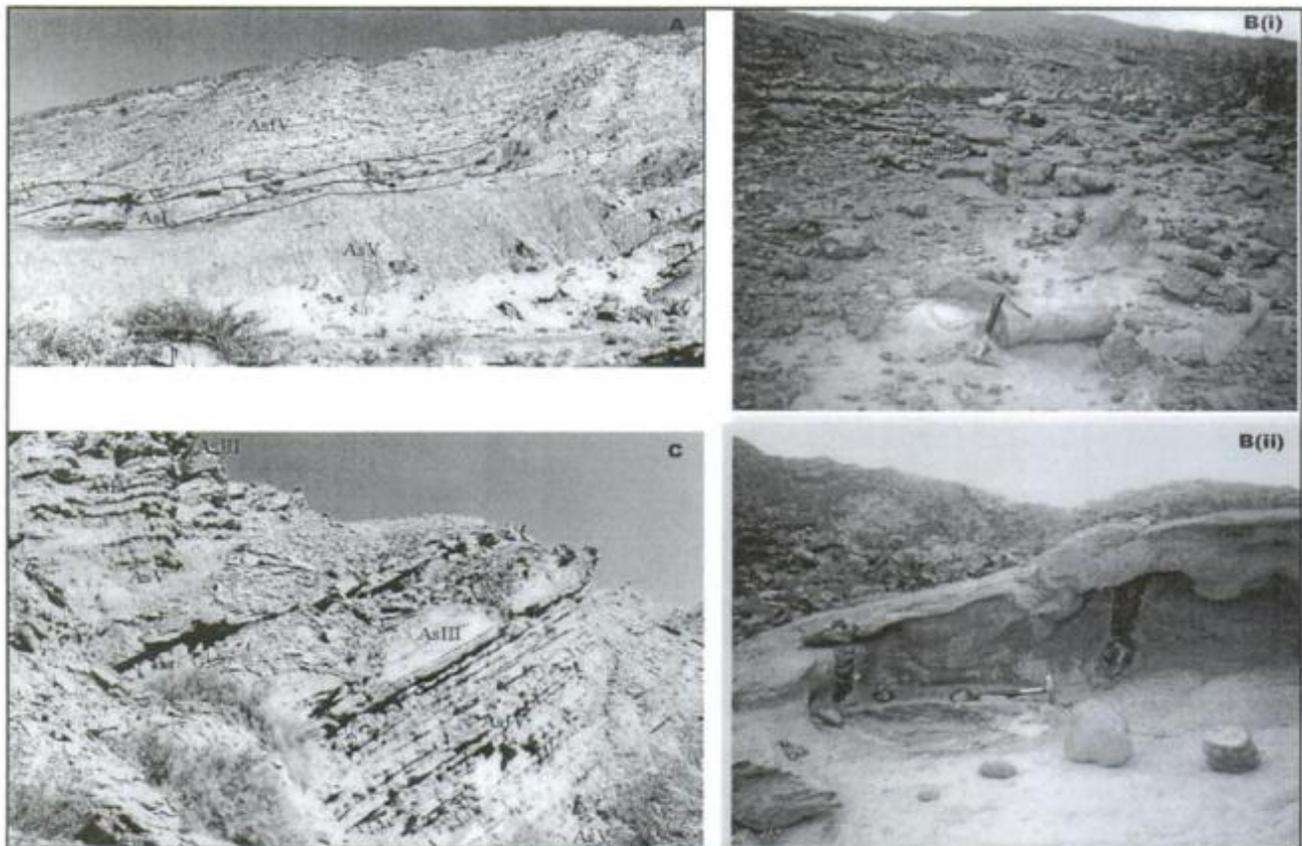


Figura 4: a, Sucesión grano y estratodecreciente compuesta por canales principales de la Asociación I (AsI), donde se observan las superficies de migración lateral, depósitos de desbordamiento de la Asociación IV (AsIV) y potentes planicies de inundación pelíticas de la Asociación V (AsV). b, Estructuras de bioturbación vegetal verticales interpretadas como relleno de raíces (i) vista general de los rellenos de las estructuras *in situ* en la superficie de los canales de las Asociaciones I y II, (ii) detalle en corte vertical de las mismas. c, Sucesión grano y estratodecreciente compuesta por pelitas de planicie de inundación de la Asociación V (AsV), seguida por depósitos de desbordamiento de la Asociación IV (AsIV) que culminan con canales de desbordamientos de la Asociación III (AsIII).

migración lateral permite atribuir a esta asociación a canales arenosos de alta sinuosidad. Esta asociación está mayormente compuesta por depósitos de barras en espolón (*point bars*), como lo evidencia la frecuente presencia de superficies de migración lateral. Internamente, las areniscas conglomerádicas con estratificación entrecruzada en artesa de la base representan delgados depósitos residuales de piso de los canales. En el tope estas barras se observan también *cosets* de estratificación entrecruzada en artesa de menor escala que indican migración de megaóndulas tridimensionales.

Asociación II: Depósitos de canales sinuosos de pequeña escala. Corresponde a cuerpos arenosos, tabulares a lentiformes, de 1,5 a 2 m de potencia y decenas de metros de extensión lateral. Están compuestas de pequeños ciclos granodecrecientes SGt que pasan a St y Sh, las que se disponen en litosomas lenticulares que por migración lateral se amalgaman constituyendo un cuerpo arenoso tabular con base erosiva. Están íntimamente relacionados a facies Sr, con las que generalmente culminan. Los *sets* de

estratificación entrecruzada en artesa son de pequeña escala. En esta asociación también es frecuente encontrar bioturbación en forma de tubos verticales y subhorizontales.

Interpretación: La abundancia de depósitos asociados al desarrollo de megaóndulas tridimensionales, la dispersión de las paleocorrientes y la tendencia granodecreciente que se vinculan con procesos de migración lateral permite atribuir a esta asociación a canales arenosos de alta sinuosidad. Por las dimensiones de estos litosomas se trataría de canales secundarios de pequeña y mediana escala que divagaban por la llanura aluvial.

Asociación III: Depósitos de canales de desbordamiento. Se trata de litosomas principalmente arenosos medianos a finos, lentiformes a lenticulares, de 0,50 a 1,20 m de potencia y decenas de metros de extensión con base suavemente erosiva (Fig. 4c). Se compone de escasos ciclos (1 o 2) constituidos por las facies St-Sh, culminan con Sr. Se presentan vinculados aisladamente a planicies de inundación pelíticas (asociación V) o estrechamen-

te con las areniscas y pelitas de la Asociación IV (Fig. 4c).

Interpretación: Su carácter erosivo, constitución facial, granulometría y relación con las otras asociaciones permiten interpretarlo como canales de desbordamiento (*crevasse-channel*, Miall 1996). Estos canales son los que cortan los albardones durante las crecidas y generan lóbulos de expansión sobre la planicie de inundación. Es posible que estos depósitos se relacionen con los anteriormente descritos (Asociación I y II), pero no se ha podido observar tal vinculación en afloramiento. Smith *et al.* (1989) examinaron la evolución de estos canales y los lóbulos de derrames que generan y los subdividió en tres tipos, demostrando la evolución de unos a otros. En este caso, se han reconocido los tipo 1 y 3 de estos autores, los asociados a lóbulos de desbordamiento y aquellos que conforman canales aislados que surcan la planicie de inundación, respectivamente.

Asociación IV: Depósitos de lóbulos de desbordamiento y albardón. Está constituida por una alternancia de depósitos arenosos muy finos, con laminación ondulítica (Sr), horizontal (Sh) o macizos (Sm) y de fangolitas masivas (Fm) y laminadas (Fl). Si bien la granulometría predominante es fina, ocasionalmente pueden alternar bancos arenosos de distinta granulometría. Esta asociación puede alcanzar algunos metros de espesor (8 a 12 m) y cientos de metros de longitud; los bancos arenosos individuales varían en potencia entre 0,10 y 0,30 metros y se caracterizan por presentar superficies de no deposición y erosión de pequeña escala. Por lo general presentan un arreglo grano y estratocreciente (Fig. 4c) desde facies pelíticas en la base (Asociación V) hasta ser interrumpidas por depósitos de canal con base erosiva en el techo (Asociación III). Un rasgo a destacar de esta asociación es la importante bioturbación de los bancos arenosos, tanto en la superficie como en el interior, que en la mayoría de los casos destruyen la estructura interna.

Interpretación: Los depósitos de esta asociación son atribuidos a flujos de desbordamiento no canalizados, de poca profundidad y alta carga detrítica, representando la depositación vinculada al albardón (*levee*) o a lóbulos de desbordamiento (*crevasse splays*) (Bown y Kraus 1987; Miall 1996). El característico ensamble de bancos poco potentes con abundantes superficies de no deposición (bioturbación) y erosión de pequeña escala, reflejan la periodicidad de los desbordamientos. En ocasiones el pasaje desde pelitas (decantación) de la Asociación V a estos cuerpos arenosos de la Asociación III está dado por este apilamiento granocreciente, que se interpreta como depósitos de lóbulos de desbordamiento sobre los que finalmente prograda el canal de desbordamiento.

Asociación V: Depósitos de planicie de inundación. Está representada por pelitas masivas (Fm) con alternancia de pelitas laminadas (Fl) de color rojo, con intercalaciones delgadas y esporádicas arenosas Sr y Sra (Fig. 4a). Esta asociación resulta muy importante a lo largo de toda la sección, llegando incluso a predominar respecto a las otras asociaciones. Está esencialmente formada por materiales de granulometría fina (limos y arcillas) con pequeñas proporciones de arena que se hace más abundante hacia las cercanías de las asociaciones anteriores. Conforman cuerpos muy continuos y tabulares, los cuales pueden aparecer como intercalaciones menores (de 1 a 2 m de potencia) entre depósitos asociados a canales secundarios o conformando potentes bancos que se superponen, alcanzando más de 20 m de espesor.

Interpretación: Sin lugar a dudas en esta asociación la acreción vertical es dominante y los fenómenos de alteración edáfica son más o menos desarrollados, especialmente asociados al contacto con la base de los canales. Dentro de esta asociación se distinguen, además de los cuerpos compuestos únicamente por pelitas, otras secciones con intercalaciones de material arenoso Sr y Sra. Están representadas por secuencias de 2 a 8 m de espesor aproximadamente de Fl con intercalaciones de bancos lenticulares de escaso espesor (5 a 20 cm) de areniscas Sr, Sra y posiblemente también Sh (areniscas con laminación horizontal); estos niveles están bioturbados, especialmente aquéllos con laminación ondulítica. Estos depósitos finos corresponden a la sedimentación en las áreas de interfluvio, a las planicies de inundación distales a los canales, con posible formación de cuerpos de agua someros, evidenciado por las potentes acumulaciones pelíticas.

Sistema depositacional

La Formación Los Colorados, en el sector estudiado, está claramente caracterizada por la presencia de dos términos. Estos dos términos corresponden al miembro grueso y fino de Collinson (1996), representando a la depositación en los canales del sistema fluvial y la planicie de inundación (por fenómenos de desbordamiento y decantación) respectivamente. El miembro fino está representado por la Asociación V. Estos depósitos originados por decantación corresponderían a depositación en cuerpos de agua de poca profundidad, permanentes, evidenciados por la escasa bioturbación, pasaje transicional de pelitas masivas y laminadas, ausencia de exposición subaérea y acumulación de volúmenes importantes de sedimentos finos (Plint y Browne 1994). Dentro de este miembro fino también se incluyen los depósitos psamo-pelíticos de la Asociación IV. Estas acumulaciones, atribuidas a albardón o lóbulos de desbor-

miento (banco acrecionario interior), asociados a los depósitos de canal, estarían vinculados a episodios de crecientes. El que los cuerpos canalizados se desarrollen frecuentemente sobre delgadas secuencias negativas permite inferir que la colonización de la planicie de inundación se produjo por medio de lóbulos y canales de desbordamiento (Spalletti y Barrio 1998). El miembro grueso está representado por las Asociaciones I, II y III, que corresponden a relleno de canales principales y secundarios. Así, tres tipos diferentes de canales se reconocieron: por un lado aquellos atribuibles a grandes canales principales de alta sinuosidad; por otro, pequeños cursos que divagaban en la llanura aluvial y el tercero a canales de desbordamientos.

Por las características faciales se puede inferir que la secuencia corresponde a la depositación en un sistema fluvial de carga mixta (traccional-suspensivo), constituido por canales con carga de lecho arenosa, de moderada a alta sinuosidad, que divagan en una amplia llanura de inundación péltica, con formación de cuerpos de agua someros y perennes. A causa de la migración lateral, los depósitos de canal se presentan constituyendo un cuerpo arenoso tabular, de base erosiva. Los diversos episodios de acreción lateral se manifiestan en forma de superficies erosivas, suavemente inclinadas hacia el canal (de hasta 15°), las cuales delimitan unidades acrecionales. Estas superficies inclinadas (*"epsilon cross-bedding"*, de Allen 1963) en ocasiones aparecen remarcadas por sedimentos más finos.

Los depósitos de desbordamiento están esencialmente formados por materiales de granulometría fina, limos y arcillas, con pequeñas proporciones de arena que se hace más abundante hacia las cercanías del canal.

Los diques naturales se originan a partir de los sedimentos de mayor granulometría de la carga en suspensión y, por lo general, consisten en una alternancia de arenas, limos y arcillas, que refleja múltiples oscilaciones en el nivel y energía del agua.

Como se puede apreciar en el perfil sedimentológico de la figura 2, la Formación Los Colorados muestra una disminución del tamaño de los canales y aumento de espesor de las planicies de inundación hacia el techo. Estas últimas caracterizan el tercio superior de la unidad, que como se verá posteriormente, es hasta el momento el más fosilífero.

Petrografía

El origen y significado de las secuencias de bancos rojos ha sido uno de los temas más controvertidos de los estudios sedimentológicos. La coloración roja *per se* no aporta mayor información, pero analizada junto con la litología, facies, asociación de

facies e interpretando el origen del pigmento, estas rocas pueden brindar mucha información.

Con el objeto de caracterizar las litologías, pigmento y áreas de procedencia de la Formación Los Colorados, fueron analizadas un conjunto de areniscas obtenidas de las asociaciones I y II a lo largo de los perfiles levantados. Las muestras estudiadas al microscopio permitieron establecer que se tratan en su totalidad de arenitas feldespáticas (Dott 1964), con porcentajes de matriz que no superan el 10%, presentando generalmente textura elástica tangencial. La composición estimativa de estas areniscas puede verse en el cuadro 2, el cual está basado en el estudio de 20 secciones delgadas, que si bien es una mínima parte de la unidad, son presentados con el fin de caracterizar mineralógicamente a estas rocas. Del cuadro se desprende que la mayoría de los clastos se encuentran formados por cuarzo monocristalino, cuarzo policristalino, feldespato potásico y plagioclasas, mientras que la participación de fragmentos líticos y minerales máficos es accesoria. Sin embargo, en la base de la columna se apreció en ambas localidades estudiadas, una significativa presencia de clastos de fragmentos líticos volcánicos y escasos de sedimentitas con cementos ferruginosos.

Las areniscas están moderadamente a bien cementadas, generalmente con carbonatos y material ferruginoso. En la sección inferior se halló además ceolitas y crecimientos secundarios de cuarzo y feldespato. En la media y superior es muy frecuente encontrar yeso, claramente como último cemento precipitado, ocupando los intersticios entre granos. Del estudio petrográfico realizado se puede inferir la siguiente estratigrafía de cementos: (i) en primer lugar se observan las pátinas de óxido alrededor de los clastos; (ii) le sigue el crecimiento secundario de cuarzo entrapando a las pátinas; (iii) posteriormente rellenan los espacios porales las ceolitas, generalmente asociadas a las areniscas con participación de fragmentos líticos volcánicos; (iv) continúa con precipitación de cemento carbonático; y (v) yeso

Cuadro 2: Componentes detríticos de las areniscas de la Formación Los Colorados donde se indican los valores porcentuales promedios y extremos entre los que varían.

Componentes	Valor % Promedio	Valores % Extremos
Cuarzo monocristalino	46	28-60
Cuarzo policristalino	14	9-22
Feldespato potásico	9	3-12
	8	2-10
Plagioclasa	6	3-9
	2	1-7
Lítico volcánico	3	2-5
	0	0-1
Lítico metamórfico	2	1-5
Minerales máficos	1	1-2
Matriz	4	3-9
Cemento	5	3-7

como último cemento presente.

En lo que respecta a los óxidos de hierro, que le dan origen al color rojo de los bancos, se reconoce claramente que existen por un lado parches hematíticos en la matriz y por el otro clastos cubiertos por pátina pigmentante. Los primeros predominan en las areniscas de granulometría fina y los segundos en las medianas de gruesas. Estas películas pigmentantes pueden observarse alrededor de todo el clasto, sin interrumpirse en los contactos primarios. Esto pone de manifiesto que estas pátinas provienen de partículas que estaban adheridas a los clastos antes de su depositación.

Las modas detríticas muestran claramente un área de aporte de basamento metamórfico (cuarzo policristalino, esquistos) y granítico (microclino) posiblemente correspondiente al Complejo Valle Fértil. Allí la meteorización produjo la formación de óxidos hidratados de hierro (goethita, lepidocrocita, ferrohídrita, entre otros) y la liberación de silicatos y otros minerales ferrosos en vías de alteración. Estos materiales en forma de partículas discretas y/o adheridos como películas en los clastos, con su posterior deshidratación producirían la formación de hematita (Limarino *et al.* 1987). Es por esto que aquí se cree más probable la formación de la hematita a partir de la transformación de estos óxidos hidratados de origen detrítico, producto de la meteorización del basamento en el área fuente. Los mismos son luego depositados en un ambiente altamente oxidante dando lugar a la deshidratación de la goethita (o similares) y la alteración de los silicatos, que dan origen a las pátinas y los parches respectivamente. No se descarta, sin embargo, que gran parte de estos clastos con pátinas provengan de bancos rojos preexistentes, apoyada esta hipótesis por la presencia de clastos sedimentarios con cementos ferruginosos.

Contenido paleontológico

La primera descripción de flora fósil de la Formación Los Colorados consiste en troncos mal preservados provenientes de los niveles basales de la secuencia y descritos por Brett (1968) como de «afinidades araucarioideas». Posteriormente, se mencionó la presencia «de impresiones de *Cladophlebis?*» (Stipanovic y Bonaparte 1979), y de «*Rhexoxylon*» (Bonaparte 1997), materiales que aún permanecen inéditos y que no pudieron ser localizados por los autores. Asimismo, y complementando el registro florístico de la unidad, se reconocieron durante los trabajos de campo abundantes tubos subverticales (Fig. 4b) de areniscas finas (aproximadamente de 1,5 m de profundidad y hasta 0,30 m de diámetro) atravesando barras arenosas de las asociaciones de canal (Fig. 3), y que se atribuyen tentativamente a rellenos

de moldes de raíces de troncos de mediano porte.

La fauna conocida de la secuencia se restringe hasta el presente a vertebrados tetrápodos (Cuadro 3, Fig. 5), que se presentan principalmente en forma aislada y en su mayoría parcial o totalmente articulados. El estado de preservación de los restos óseos es en general bueno, de una coloración blanquecina-grisácea que se destaca claramente del sedimento rojizo. Como ya se ha mencionado, la gran mayoría de los materiales conocidos provienen de los niveles superiores de la secuencia, en un rango aproximado de 200 metros por debajo del límite con la unidad suprayacente (Formación Cerro Rajado). Los pocos registros de los niveles basales, provienen de dos localidades diferentes, de la Quebrada de La Chilca cerca de El Salto y de los afloramientos más australes en la Hoyada de Ischigualasto, al NO del cerro Morado. Existe además un único registro esquelético mencionado para los «niveles medios», en el área de la Hoyada.

Los vertebrados de la parte basal de la secuencia de la Formación Los Colorados incluyen al sínapsido dicinodonte *Jachaleria* (Bonaparte 1966b), un herbívoro especializado de mediano porte, de cuerpo robusto (aproximadamente tres metros de longitud), y con la mandíbula superior e inferior sin dientes, excepto por un par de caniniformes superiores, y cubiertas por un pico córneo. Además, pero de otra localidad mucho más austral en la cuenca, se conocen restos desarticulados de dicinodontes y arcosaurios (probablemente prosaurópodos) de mediano a gran porte aún en estudio (Martínez *et al.* 1998).

De la asociación representada en los niveles superiores de la secuencia, el grupo que presenta la mayor diversidad taxonómica es el de los arcosaurios, que incluye tanto formas carnívoras como herbívoras, bípedas y cuadrúpedas, y con un amplio rango de tamaños. Los herbívoros, de los que se conocen numerosos ejemplares, están representados tanto por grupos basales como por dinosaurios. Los primeros incluyen a los actosaurios (*Neoactosauroides* Bonaparte 1971), que eran formas de tamaño mediano (poco más de un metro de longitud), de supuestos hábitos anfibios, con una mecánica masticatoria bastante simple y con un posible pico córneo cubriendo el extremo más distal del hocico edéntulo (Wing y Sues 1992). Los dinosaurios herbívoros, los prosaurópodos (*Riojasaurus* y *Coloradisaurus*, Bonaparte 1971, 1978a), eran animales de mediano a gran porte con longitudes de entre cuatro y diez metros, con una dentición poco especializada, sólo para el corte y colecta de material vegetal, pero en algunos grupos se ha registrado la presencia de gastrolitos, clastos localizados en el estómago y utilizados para moler el alimento (Crompton y Attridge 1986; Wing y Sues 1992). Los arcosaurios carnívoros están representados tanto por grupos basales, como los cocodrilomorfos, como así también por grupos más a-

Cuadro 3: Listado de los tetrápodos exhumados en la Formación Los Colorados con su asignación sistemática, localidad y referencia bibliográfica original. Los materiales que figuran como inéditos se encuentran depositados en las colecciones de Paleontología de Vertebrados del Instituto Miguel Lillo (Universidad Nacional de Tucumán) y del Instituto de Antropología de la Universidad Nacional de La Rioja.

SISTEMATICA	LOCALIDAD	REFERENCIA ORIGINAL
Anapsida		
Chelonia		
<i>Paleochersis talampayensis</i>	NO de La Esquina, a mitad de distancia entre esta última y El Salto (La Rioja)	Rougier <i>et al.</i> 1995
Archosauria		
Archosauria indet.	Cabecera del río de la Sepultura, Hoyada de Ischigualasto (San Juan)	Bonaparte 1960
Archosauria indet.	Cabecera del río Los Tarros (La Rioja)	Inédito
Archosauria indet.	Afloramientos más australes de la secuencia, Hoyada de Ischigualasto, NO del cerro Morado (San Juan)	Martinez <i>et al.</i> 1998
Archosauria indet.	Agua del Colorado, Hoyada de Ischigualasto (San Juan)	Inédito
Crocodylomorpha		
<i>Hemiprotosuchus leali</i>	Qda. de los Jachaleros, área de El Salto (San Juan)	Bonaparte 1971
<i>Pseudohesperosuchus jachaleri</i>	Qda. de los Jachaleros, área de El Salto (San Juan)	Bonaparte 1971
Crurotarsi		
Aetosauria		
Aetosauria indet.	NO de La Esquina, a mitad de distancia entre esta última y El Salto (La Rioja)	Inédito
Aetosauria indet.	Cabecera del río Los Tarros (La Rioja)	Inédito
Aetosauria indet.	Cabecera del río Mañero (La Rioja)	Inédito
Aetosauria indet.	Qda. de los Jachaleros, área de El Salto (San Juan)	Inédito
<i>Neoaetosauroides engaeus</i>	Qda. de los Jachaleros, área de El Salto (San Juan)	Bonaparte 1971
<i>Riojasuchus tenuisiceps</i>	Qda. de los Jachaleros, área de El Salto (San Juan)	Bonaparte 1971
<i>Fasolasuchus tenax</i>	La Esquina (La Rioja)	Bonaparte 1981
Dinosauria		
Sauropodomorpha		
Sauropodomorpha indet.	NO del cerro Morado (San Juan)	Martinez <i>et al.</i> 1998
Sauropodomorpha indet.	Cabecera del río Los Tarros (La Rioja)	Inédito
Sauropodomorpha indet.	Cabecera del río Mañero (La Rioja)	Inédito
Sauropodomorpha indet.	Cerro de Las Lajas (La Rioja)	Arcucci y Coria 1996
<i>Riojasaurus</i> sp.	Cabecera del río Mañero (La Rioja)	Inédito
<i>Riojasaurus incertus</i>	La Esquina (La Rioja)	Bonaparte 1971
<i>Coloradisaurus brevis</i>	Borde oriental del cerro Rajado (La Rioja)	Bonaparte 1978, 1984
Theropoda		
Theropoda indet.	Qda. de los Jachaleros, área de El Salto (San Juan)	Bonaparte 1971
<i>Zupaysaurus rougieri</i>	NO de La Esquina, a mitad de distancia entre esta última y El Salto (La Rioja)	Arcucci y Coria 1998
Therapsida		
«Dycinodontia»		
<i>Jachaleria colorata</i>	Quebrada de la Chilca (San Juan)	Bonaparte 1960, 1966b
Eucynodontia		
<i>Chalimnia musteloides</i>	Borde oriental del cerro Rajado (La Rioja)	Bonaparte 1980

vanzados, los dinosaurios terópodos. Los cocodrilo-morfos eran cuadrúpedos, y están representados en la Formación Los Colorados tanto por formas de pequeño porte, aproximadamente 70 cm de longitud, (*Pseudohesperosuchus* y *Hemiprotosuchus* Bonaparte 1971), como por formas de mediano a gran porte. Estas últimas formas incluyen el ornitosúquido *Riojasuchus* (Bonaparte 1971) de aproximadamente 1,5-2 metros de longitud, y el ravisúquido *Fasolasuchus* (Bonaparte 1981), con un cráneo de tamaño comparable al de los grandes dinosaurios carnívoros cretácicos. Los dinosaurios terópodos, que a diferencia de los anteriores eran carnívoros bípedos, constituyen formas predatoras rápidas y se los conoce por un único ejemplar de porte mediano-grande (Arcucci y Coria 1998).

Los restantes grupos de tetrápodos registrados en los niveles superiores de la secuencia son los terápsidos (cinodontes) y los quelonios, aunque comparativamente con los arcosaurios en una muy baja diversidad. De los primeros se reconocieron sólo dos taxo-

nes, atribuibles a cinodontes derivados (cf. *Tritylodon* y *Chalimnia*) y cada uno representado por un único ejemplar (Bonaparte 1971, 1980). Estos cinodontes eran formas muy pequeñas, de unos pocos centímetros de longitud, de posibles hábitos insectívoros-herbívoros. Los quelonios se incluyen dentro de los australoquélidos, grupo primitivo que se postula ancestral para las tortugas modernas. Son tortugas de gran tamaño (el caparazón mide unos 70 cm de largo), de cabeza pequeña y cola larga, y probablemente de hábitos anfibios. Todos los ejemplares, que se incluyen en un único taxón (*Paleochersis*), han sido exhumados en un mismo sitio y nivel estratigráfico lo que sugiere una muerte por entrapamiento (Rougier *et al.* 1995).

Además de los taxones antes mencionados, existen muchos materiales esqueléticos aún inéditos de la Formación Los Colorados y que a modo de síntesis se han incluido con una asignación taxonómica tentativa en el Cuadro 3.

Finalmente, el registro de vertebrados de la Forma-

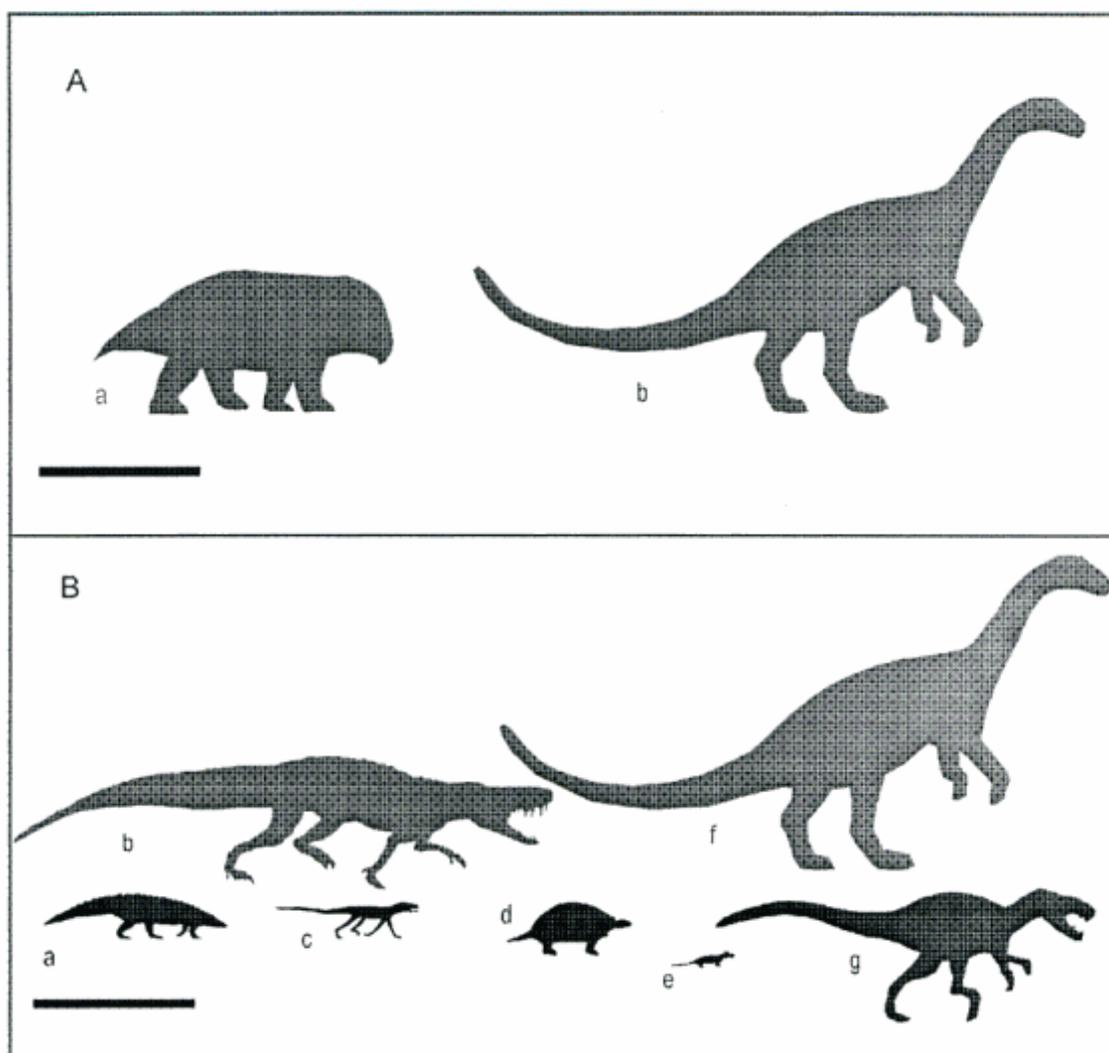


Figura 5: Representación de la fauna de tetrápodos registrada en la Formación Los Colorados. **A**, Asociación de la sección inferior de la secuencia, (a) terápsido dicinodonte, (b) dinosaurio prosaurópodo. **B**, Asociación de la sección superior de la secuencia, (a) arcosaurio aetosaurio, (b) cocodrilomorfo raiisúquido, (c) cocodrilomorfo, (d) quelonio, (e) terápsido cinodonte, (f) dinosaurio prosaurópodo, (g) dinosaurio terópodo. La escala gráfica es aproximadamente 1 metro.

ción Los Colorados se completa con la presencia de huellas de tetrápodos asignadas a cinodontes indeterminados (Contreras y Bracco 1998), y a arcosaurios basales (Leonardi 1994; Bonaparte 1997; Marsicano *et al.* 2000). Las primeras provienen del área del cerro Rajado, mientras que las restantes del área de las cabeceras de los ríos Los Tarros y Mañero.

Discusión

Para analizar paleoclimáticamente una secuencia de bancos rojos es necesario tener en cuenta los indicadores sedimentológicos y el contenido paleontológico, ya que la coloración roja no necesariamente indica un ambiente árido-semiárido (Dubiel y Smoot 1994). Con respecto a las condiciones climáticas para

el momento de la depositación de la Formación Los Colorados, distintos autores han sugerido que la misma se habría depositado principalmente en ambientes de ríos efímeros y con desarrollo de dunas, en condiciones de marcada aridez (López Gamundí *et al.* 1989; Milana y Alcober 1994; Cladera *et al.* 1998). López Gamundí *et al.* (1989) señalan que en la secuencia dominan los procesos de manto de creciente y ocasionalmente flujos canalizados, acompañados de areniscas eólicas, y todo el conjunto es interpretado climáticamente como de marcada aridización comparado con la unidad infrayacente. Por otra parte, Milana y Alcober (1994), hacen un análisis de la evolución climática de la secuencia y también discuten el característico color rojo de las sedimentitas. Explican que un cambio climático (aridización o acentuamiento de la estación seca) produciría un déficit hidrológico en el sistema, permitiendo que los sedimentos permanezcan más tiempo en la zona

de oxidación, fenómeno frecuentemente indicado para casos de enrojecimiento de secuencias a nivel regional. Sin embargo, Bossi (1970) interpretó a esta unidad como una típica facies fluvial roja de llanura de inundación y, en base a la mineralogía de la fracción arcilla, sugiere que el clima imperante para la deposición de la secuencia era húmedo y seco alternante, como ya lo sugiriera previamente Bonaparte (1969).

A partir de lo expuesto en este trabajo, respecto a las características faciales que presenta esta secuencia, se pudo inferir que corresponde a la deposición en un sistema fluvial de carga mixta (traccional-suspensivo), constituido por canales con carga de lecho arenosa, de moderada a alta sinuosidad, que divagan en una amplia llanura de inundación péltica, con formación de cuerpos de agua someros y perennes. Si se tratara de flujos efímeros, como fue sugerido por otros autores, habría abundancia de evidencias de aridez y rápida descarga (Miall 1996). En este caso, los depósitos de canal contendrían numerosas marcas subestratales de corriente y predominio de facies Sh y Sl con lineación de corriente. Ambos son rasgos indicadores de flujos energéticos y someros, cercanos a la transición subcrítica y supercrítica. Otro elemento común en este tipo de sistemas fluviales es la existencia de cubiertas pélticas (por decaimiento rápido de la energía) con grietas de desecación (indicando aridez) e incluso su incorporación como intraclastos pélticos en flujos sobrepuestos. Además, estarían presentes cuñas de arenisca de origen eólico sobre las principales superficies. En el caso particular del análisis realizado en este trabajo, la ausencia de este tipo de rasgos en la secuencia estudiada nos permite descartar que el sistema fluvial sea de tipo efímero. Por otra parte, los potentes depósitos de planicies aluviales, que por definición implican al menos inundaciones episódicas y alta precipitación (Dubiel y Smoot 1994), sugieren condiciones húmedas, o al menos subhúmedas, en el ambiente depositacional.

Si bien la presencia de bancos rojos no aporta por sí misma información sobre aspectos paleoclimáticos (Dubiel y Smoot 1994), el estudio petrográfico de las areniscas de esta unidad permite deducir, por un lado, la existencia de clastos provenientes de bancos rojos preexistentes, y por el otro, que la presencia de yeso como cemento precipitó en etapas tardías de la diagénesis. Esto último se contrapone con la hipótesis de que el yeso existente en estos bancos fue producto de condiciones climáticas de creciente aridez (Milana y Alcober 1994).

Desde el punto de vista paleontológico, los tetrápodos herbívoros presentes en la secuencia son un buen indicador indirecto de la posible cubierta de vegetación presente durante la deposición de la unidad. De esta forma, los grandes dicinodontes de la parte baja de la sucesión, eran formas especializadas con un aparato masticatorio que permi-

te considerarlos como herbívoros efectivos (DiMichele y Hook 1992); eran formas principalmente racionadoras que dada la naturaleza de su mecánica masticatoria podían cortar materiales vegetales bastante resistentes (Crompton y Attridge 1986). De esta forma, y dado su porte requerían de una importante cubierta vegetal baja (de menos de 1 metro de altura) para su desarrollo (DiMichele y Hook 1992; Wing y Sues 1992). Con respecto a la asociación faunística registrada en los niveles superiores, el importante número de formas herbívoras de gran porte (prosaurópodos) sería otro indicador indirecto de la existencia de vegetación lo suficientemente abundante para haber soportado la biomasa que estos organismos representan. De esta forma la casi ausencia de registro florístico en la unidad no implicaría necesariamente propuestas de hipótesis de cambio climático (desertización), sino que dicha ausencia se podría explicar por factores tafonómicos (e.g. oxidación de la materia orgánica). Asimismo, el hallazgo de estructuras de bioturbación, interpretadas aquí como de origen vegetal (Fig. 4b), serían evidencia de una cubierta arbórea de mediano porte en los niveles superiores de la secuencia. Por otro lado, los aetosaurios (herbívoros-omnívoros) han sido tradicionalmente interpretados como animales de hábitos acuáticos y hasta anfibios, lo que hace difícil justificar su registro en un ambiente árido. Algo parecido sucedería con la presencia de tortugas de gran tamaño, en niveles equivalentes a los antes mencionados. Es importante destacar que todos estos tetrápodos se han exhumado parcial o totalmente articulados, por lo que se descarta el transporte de los mismos desde áreas adyacentes.

De esta forma, el estudio sedimentológico y el contenido paleontológico de la Formación Los Colorados, analizados en este trabajo, sugieren que las condiciones climáticas dominantes durante la deposición eran templado-húmedas a subhúmedas (*sensu* Miall 1996). No se descarta la presencia de una estación seca alternante la cual estaría sugerida por la mineralogía de la fracción arcilla de las planicies aluviales (Bossi 1970; Ovejero y Bossi 1984).

En lo que respecta a la edad de la secuencia, varios autores han señalado que su rica fauna de tetrápodos representa una asociación única del Triásico tardío (Bonaparte 1973), donde están representados tanto elementos típicamente del Triásico como del Jurásico temprano; sin embargo, la posibilidad de que la fauna involucrara una mezcla de horizontes también fue sugerido (Gentili 1972; Olsen y Sues 1986; Shubin y Sues 1991; Benton 1994; Bracco *et al.* 1996). Los resultados de este trabajo confirman la naturaleza transicional de la asociación, donde taxones típicamente triásicos (aetosaurios, ornitósquidos y raiusquidos) se encuentran en asociación con grupos de dinosaurios conocidos de niveles del Jurásico temprano en otras áreas gondwánicas.

Conclusiones

La Formación Los Colorados se interpreta como un sistema fluvial de carga mixta, con canales arenosos de moderada a alta sinuosidad y buen desarrollo de planicie de inundación, con formación de cuerpos de agua someros y perennes, los que se hacen más importantes hacia el techo de la secuencia.

Los indicadores sedimentológicos y el contenido paleontológico de esta unidad indican que las condiciones climáticas reinantes en el momento de su deposición eran de tipo templado-húmedo a subhúmedo con posible estación seca alternante.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Administración de Parques Nacionales, y en especial al Guardaparque S. Domber, por el apoyo en la realización de las tareas de campo. Asimismo, agradecen particularmente a M. Mozetic por la lectura crítica del manuscrito. El presente trabajo ha sido parcialmente financiado por los proyectos PICT 02433 dirigido por A. M. Baez y PIP CONICET 0535 dirigido por A. Arcucci.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L., 1963. Henry Clifton Sorby and the sedimentary structures of sands and sandstones in relation to flow conditions. *Geol. in Mijnbouw*, 42: 223-228.
- Arcucci, A.B. and Coria, R.A., 1998. Skull features of a new primitive theropod from Argentina. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 18, Supplement 3:24-25.
- Benton, M.J., 1994. Late Triassic to Middle Jurassic extinctions among continental tetrapods: testing the pattern. In: Fraser, N.C. and Sues, H.D. (Eds.): *In the shadow of the dinosaurs. Early Mesozoic tetrapods*, p. 367-397. Cambridge University Press, New York.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes (República Argentina). *Boletín de la Academia Nacional Ciencias*, 19: 1-220. Córdoba.
- Bonaparte, J.F., 1960. Noticia sobre la presencia de restos fósiles de tetrápodos triásicos en los Estratos de Los Colorados. *Acta Geológica Lilloana*, 3: 181-186.
- Bonaparte, J.F., 1966a. Cronología de algunas formaciones triásicas argentinas. Basada en restos de tetrápodos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(1): 20-38. Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F., 1966b. Una nueva «fauna» triásica de Argentina (Therapsida: Cynodontia, Dicynodontia); consideraciones filogenéticas y paleobiogeográficas. *Ameghiniana*, 4 (8): 243-296. Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F., 1969. Datos sobre la evolución paleoecológica en las formaciones triásicas de Ischigualasto-Villa Unión (San Juan-La Rioja). *Acta Geológica Lilloana*, 9: 191-205.
- Bonaparte, J.F., 1971. Los tetrápodos del sector superior de la Formación Los Colorados, La Rioja, Argentina. *Opera Lilloana* 22, 183 p.
- Bonaparte, J.F., 1973. Edades Reptil para el triásico de Argentina y Brasil. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 93-129.
- Bonaparte, J.F., 1978a. *Coloradia brevis n. g. et n. sp.* (Saurischia Prosauropoda), dinosaurio Plateosauridae de la Formación Los Colorados, Triásico Superior de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 15(3-4): 327-332. Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F., 1978b. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Opera Lilloana* 26, 596 p.
- Bonaparte, J.F., 1980. El primer ictidosaurio (Reptilia, Therapsida) de América del Sur. *Chaliminius musteloides*, del Triásico Superior de La Rioja. *Actas 2º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 123-133. Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F., 1981. Descripción de *Fasolasuchus tenax* y su significado en la sistemática y evolución de los Thecodontia. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia»*, *Paleontología* 3(2): 55-101.
- Bonaparte, J.F., 1982. Faunal replacement in the Triassic of South America. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 2 (3): 362-371.
- Bonaparte, J.F., 1997. El Triásico de San Juan-La Rioja, Argentina y sus dinosaurios. Museo Argentino de Ciencias Naturales «Bernardino Rivadavia», 190 p., Buenos Aires.
- Bossi, G.E., 1970. Asociaciones mineralógicas de las arcillas en la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. Parte II: perfiles de la Hoya de Ischigualasto. *Acta Geológica Lilloana*, 11 (4): 75-100.
- Bossi, G.E., 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca. Primer Congreso Hispano-luso-americano de Geología Económica, 2. Sec.1 (Geología): 611-626. Madrid.
- Bossi, G.E., 1977. La Formación Cerro Rajado, Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 19-40.
- Bown, T.M. and Kraus, M.J., 1987. Integration of channeland floodplain suites. I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 587-601.
- Bracco, A., Sopena, A. y Sánchez-Moya, Y., 1996. Sedimentología de la Formación Los Colorados, Triásico superior de San Juan (Argentina). Tomo Extraordinario 125 Aniversario de la Real Sociedad Española de Historia Natural: 286-290.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina. Escala 1:1.000.000. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Brett, D., 1968. Studies on triassic fossil plants from Argentina. III. The trunk of *Rhexoxylon*. *Palaentology*, 11: 236-245.
- Caselli, A.T., 1998. Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios de las Formaciones Patuquía (Pérmico) y Talampaya (Triásico inferior) en las Sierras Pampeanas y Precordillera (provincias de La Rioja y San Juan). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 147 p. (Inédito).
- Cladera, G., Rougier, G., de la Fuente, M. y Arcucci, A.B., 1998. Niveles fosilíferos del sector superior de la Formación Los Colorados (Triásico Tardío), en las proximidades de «La Esquina», Provincia de La Rioja, Argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 18(1): 159.
- Colombo, F., 1989. Abanicos aluviales. En: Arche, E. (Ed.): *Sedimentología*, Vol. I Nuevas Tendencias, p. 143-218. Madrid.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd. Edition): 37-82. Blackwell Scientific, Oxford.
- Contreras, V. y Bracco, A., 1998 Aportes a la ícnología de la cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión, Oeste de Argentina. *Resúmenes 3º Reunión Argentina de Icnología y 1º Reunión del Mercosur*: 10.
- Crompton, A.W. and Attridge, J., 1986. Masticatory apparatus of the larger herbivores during Late Triassic and Early Jurassic times. In: Padian, K. (Ed.): *The Beginning of the Age of Dinosaurs*, p. 223-236. Cambridge University Press.
- DiMichele, W.A. and Hook, R.W., 1992. Paleozoic terrestrial ecosystems. In: Behrensmeyer, A., Damuth, J., DiMichele, W., Potts, R., Sues, H.D. and Wing, S. (Eds.): *Terrestrial ecosystems through time: evolutionary paleoecology of terrestrial plants and animals*, p. 206-325. The University of Chicago Press, Chicago.

- Dott, R., 1964. Wackes, graywackes and matrix- wath approach to in nature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 625-632.
- Dubiel, R.F. and Smoot, J.P., 1994. Criteria for interpreting paleoclimate from red beds- a tool for pangean reconstructions. In: *Pangea: Global, Environments and resources*, p. 295-310. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17.
- Frenguelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado Rético en la Argentina. *Anales Sociedad Argentina de Estratigrafía y Geografía: GAEA*, 8: 159-310.
- Gentili, C.A., 1972. Descripción geológica de la Hoja 17 e, Cerro Rajado, (provincias de San Juan y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 131, 62p. Buenos Aires.
- Groeber, P. y Stipanovic, P.N., 1953. Triásico. En: *Geografía de la República Argentina*, I Parte, Mesozoico. Sociedad Argentina de Estratigrafía y Geografía: GAEA, 2: 9-141. Buenos Aires.
- Leonardi, G., 1994. Annotated atlas of South America tetrapod footprints (Devonian to Holocene). Ministerio de Minas y Energía, Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM), Brasilia, 247 p.
- Limarino, C.O., Morelli, J.R. y Alonso, M.S., 1987. El color rojo de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico) su origen y probable significado. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 18(1-4): 1-10.
- López Gamundí, O.R., Alvarez, L., Andreis, R., Bossi, G., Espejo, I., Fernández Seveso, F., Legarreta, L., Kokogian, D., Limarino, C.O. y Sessarego, H., 1989. Cuencas Intermontanas. En: Spalletti, L.A. y Chebli, G. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, p. 123-167. Serie Correlación Geológica 6, Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán.
- Malizzia, D.C., 1989. Contribución al conocimiento geológico y sedimentológico de las rocas terciarias del Campo de Talam-paya, provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Tucumán, 187 p. (Inédito).
- Marsicano, C.A., Arcucci, A.B. y Caselli, A.T., 2000. Huellas de tetrápodos del Triásico Superior de la Cuenca de Ischigualasto-Villa Unión (Formación Los Colorados). *Ameghiniana*, 37(4) Suplemento: 41R. Buenos Aires.
- Martínez, R.N., Milana, J.P. y Alcober, O., 1998. Nuevos hallazgos de paleovertebrados en la base de la Formación Los Colorados (Triásico Superior), de la Provincia de San Juan: importancia estratigráfica y paleofaunística. *Acta Geológica Lilloana*, 18(1): 167.
- Miall, A.D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth- Science Reviews*, 22: 261-30.
- Miall, A.D., 1996. *The Geology of fluvial deposits: Sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology*. Springer, 582 p. New York.
- Milana, J.P. y Alcober, O., 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 217-235. Buenos Aires.
- Mozetic, A., 1974. El Triásico de los alrededores al valle del río Bermejo. Provincia de La Rioja y San Juan. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 147 p. (Inédito).
- Olsen, P.E. and Sues, H.D., 1986. Correlation of continental Late Triassic and Early Jurassic sediments, and patterns of the Triassic-Jurassic tetrapod transition. In: Padian, K. (Ed.): *The beginning of the age of dinosaurs*, p. 321-351. Cambridge University Press, Cambridge.
- Ortiz, A., 1968. Los denominados Estratos de Ischichuca como sección media de la Formación Los Rastros. *Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 333-341. Buenos Aires.
- Ovejero, R. y Bossi, G., 1984. Asociaciones mineralógicas de las arcillas de la cuenca de Ischigualasto-Ischichuca. Parte III: perfil Zanja de la Viuda. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 5: 197-208. San Carlos de Bariloche.
- Parker, G., 1974. Posición estratigráfica del «Famatinense» y sus correlaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (2): 231-247. Buenos Aires.
- Plint, A.G. and Browne, G.H., 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 341-364.
- Romer, A.S. and Jensen, J.A., 1966. The Chañares (Argentina). Triassic reptiles fauna II. Sketch of the geology of the Río Chañares-Río Gualo region. *Breviora*, 252: 1-20.
- Rougier, G., De La Fuente, M. and Arcucci, A.B., 1995. Late triassic turtles from South America. *Science*, 268: 855-858.
- Shubin, N.H. and Sues, H.D., 1991. Biogeography of early Mesozoic continental tetrapods: patterns and implications. *Paleobiology*, 17: 214-230.
- Smith, N.D., Cross, T.A., Dufficy, J.P. and Clough, S.R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36: 1-23.
- Spalletti, L.A. y Barrio, C.A., 1998. Arquitectura y secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco) en la Cuenca Cuyana, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (3): 388-400. Buenos Aires.
- Stelzner, A., 1885. *Beitrage zur Geologie und Palaeontologie der Argentinischen Republik*. I. Geologischer Theil. Cassel, Berlin.
- Stipanovic, P.N., 1957. El sistema Triásico en la Argentina. 20º Congreso Geológico Internacional. Sección 2: 73-112. México.
- Stipanovic, P.N., 1969. Las sucesiones triásicas argentinas. Primer Simposio Internacional de Estratigrafía de Gondwana, UNESCO, Ciencias de la Tierra: 1121-1149. Paris.
- Stipanovic, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. In: Moullade, M. and Nairn, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic geology of the world*, 2 The Mesozoic B, p. 181-199. Elsevier Scientific Publications, Amsterdam.
- Stipanovic, P.N. y Bonaparte, J., 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan). En: Leanza, A.E. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 507-536. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P.N. y Bonaparte, J., 1979. Cuenca triásica de Ischigualasto - Villa Unión (Provincia de La Rioja y San Juan). En: Turner, J.C. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 523-575. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Strelkov, E.E. y Álvarez, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina- sanjuanina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 115-130. Bariloche.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja). *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 42: 77-126. Córdoba.
- Uliana, M. and Biddle, K., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18: 172-190.
- Wing, S. and Sues, H.D., 1992. Mesozoic and Early Cenozoic Terrestrial Ecosystems. In: Behrensmeier, A., Damuth, J., DiMichele, W., Potts, R., Sues, H.D. and Wing, S. (Eds.): *Terrestrial ecosystems through time: evolutionary paleoecology of terrestrial plants and animals*, p. 327-416. The University of Chicago Press, Chicago.
- Yrigoyen, M.R. y Stover, L.W., 1970. La Palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 427-447. Buenos Aires.

Recibido: 29 de diciembre, 1999

Aceptado: 21 de febrero, 2001

Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina

Luis A. SPALLETI

Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata
E-mail: spalle@cig.museo.unlp.edu.ar

RESUMEN. Los depósitos triásicos de Barreal e Hilario (Precordillera occidental sanjuanina), correspondientes al margen pasivo de un hemigraben, se componen de diversas facies sedimentarias clásticas que se agrupan en diversos sistemas deposicionales: abánico y cono aluvial, fluvial entrelazado, fluvial efímero, fluvial meandroso de carga mixta, planicies con sedimentación piroclástica, lacustres hidrológicamente abiertos (holomícticos y meromícticos) y deltaicos de influencia fluvial. Las secuencias resultantes están ligadas al espacio de acomodación y los aportes sedimentarios. El aporte estuvo condicionado por las pendientes tectónicas, el clima y los procesos de volcanismo explosivo. Las variaciones de acomodación se relacionan con cambios en el ritmo de subsidencia. En sentido vertical se definen alternancias entre sistemas fluviales y lacustres. Los sistemas fluviales responden a situaciones de escasa acomodación, incremento en el perfil de equilibrio e intensificación del aporte de materiales extracuenales de textura gruesa. Los lacustres están vinculados con un mayor espacio de acomodación (ascenso en el nivel de base, aumento de subsidencia tectónica, disminución en la pendiente del perfil de equilibrio y reducción del suministro de detritos gruesos). Los contactos entre las asociaciones fluviales y lacustres constituyen importantes superficies estratigráficas. El pasaje desde depósitos fluviales a lacustres refleja el ascenso relativo en el nivel de base asociado al incremento en la tasa de subsidencia. En el tránsito de los sistemas lacustres a los fluviales aparece una importante discontinuidad debida a reactivación tectónica (aumento significativo en las pendientes regionales y reducción del ritmo de subsidencia en el depocentro). Se han establecido tres secuencias deposicionales, cuyos límites no siempre coinciden con los de las unidades litoestratigráficas. La SD 1 se inicia con un sistema fluvial entrelazado, con un episodio lacustre, y son frecuentes los depósitos de flujo y caída piroclásticos. En el tope de SD1 hay sistemas lacustres con eventos autocíclicos de progradación deltaica. La SD 2 aparece sobre una importante discontinuidad estratigráfica que marca un singular cambio paleogeográfico, y está representada por un sistema entrelazado, asociado a planicies con facies piroclásticas. La SD 3 se caracteriza por capas rojas fluviales (conos aluviales, sistemas efímeros) y de barreal, producto de la reactivación tectónica de la región y de un cambio climático con tendencia a condiciones de mayor desecación. A diferencia de lo que suele acontecer en los flancos activos de los hemigrabenes, en el flanco pasivo o rampa del hemigraben triásico no es posible definir una clara tendencia a la megaciclicidad. Este comportamiento se atribuye a la interacción de múltiples factores de control en el desarrollo de las sucesiones sedimentarias.

Palabras clave: *Facies fluviales, Facies lacustres, Triásico, Argentina*

ABSTRACT. A model for fluvial and lacustrine sedimentation on the passive margin of a half-graben: the Triassic of the western Precordillera of San Juan, Argentine Republic. Siliciclastic facies and depositional systems were studied in the Triassic outcrops located along the western margin of the Precordillera (San Juan Province). In the Hilario region, the Triassic section begins with pyroclastic flow- and fall-deposits associated with fluvial (volcaniclastic) deposits. The middle and upper sections of the El Alcázar Formation are dominated by lacustrine sediments. In the Barreal region, the record begins with braided deposits (lower to middle Barreal Formation) and is followed by a lacustrine system (upper Barreal and lower Cortaderita formations). A significant palaeogeographical change resulted in the substitution of the lacustrine system by a sandy-braided system and a tuffaceous plain (upper Cortaderita Formation). The Triassic record ends with the alluvial and ephemeral fluvial red beds of the Cepeda Formation. The studied deposits represent the infill of the passive flank or ramp of a Triassic half-graben. Three depositional sequences were defined. DS 1 starts with braided river deposits associated with pyroclastic flow- and fall-deposits, and ends with holomictic and meromictic lacustrine systems showing several episodes of deltaic progradation. DS 2 developed on a marked regional unconformity and is composed of sandy-braided deposits followed by tuffaceous facies (aeolian and high-sinuosity fluvial deposits). Proximal fluvial deposits (alluvial and ephemeral systems), resulting from a regional tectonic reactivation and a climatic change towards more arid conditions, are the main constructional units of DS 3. Tractional fluvial facies represent degradational systems tracts, mixed-load fluvial facies associations are the main depositional units of transitional systems tracts, and lacustrine deposits are the record of aggradational systems tracts. These deposits do not show a clear megasequence stacking because of the interaction of multiple allocyclic controls, such as local tectonism, base level oscillations, variations in base profile, variations in coarse-grained contribution, and coeval explosive volcanism. Definition of depositional sequences bounded by regional unconformities resulted in an important tool for stratigraphic correlation. However, gravelly and sandy sediment-bodies intercalated within lacustrine successions must be avoided for correlation since they represent autocyclic progradations of deltaic lobes.

Key words: *Fluvial systems, Lacustrine systems, Triassic, Argentina*

Introducción

En este trabajo se efectúa un análisis de la interacción entre sistemas fluviales y lacustres en la cuenca triásica de Barreal, ubicada sobre el flanco oeste de la Precordillera sanjuanina (Fig. 1). Se describen afloramientos de muy buena calidad en los que han sido relevados cuatro perfiles de detalle que permiten definir muy diversas facies sedimentarias y asociaciones de facies, así como establecer la arquitectura bidimensional de los litosomas. Se propone un modelo conceptual dinámico de los ambientes fluviales, de planicies con sedimentación piroclástica, lacustres y de transición (litoral lacustre y deltaico), se analiza la evolución temporal de los sistemas depositacionales y se evalúan los controles sobre el relleno sedimentario de la cuenca.

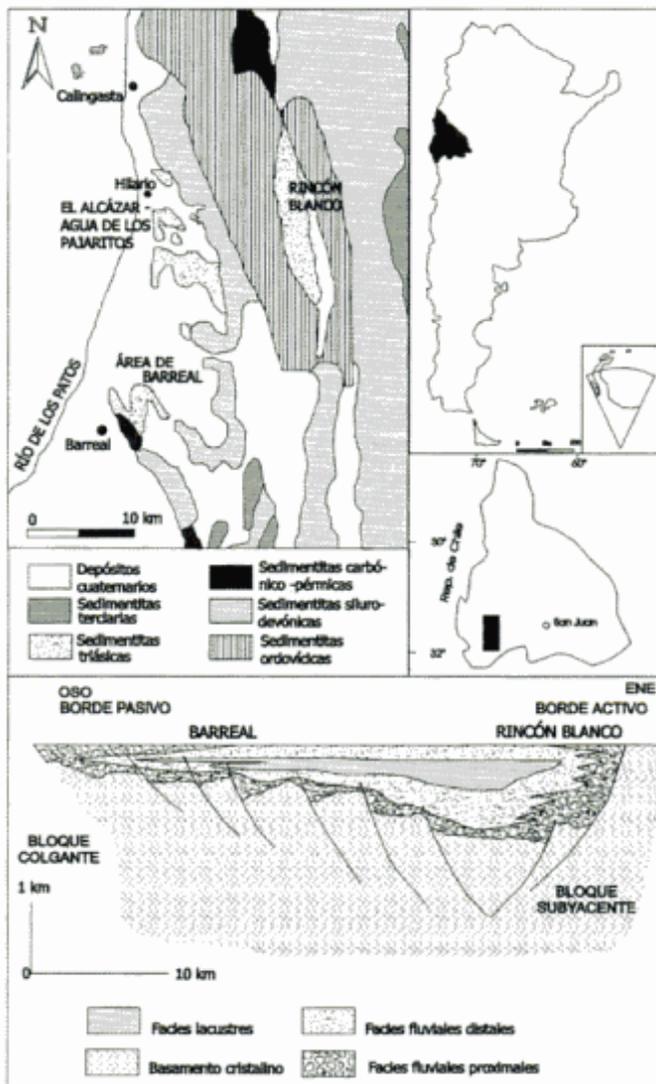


Figura 1: Mapas de ubicación, esquema geológico de la región y sección esquemática del rift triásico de la Precordillera occidental, San Juan.

Marco geológico

El conocimiento estratigráfico del Triásico de la Precordillera occidental, en la región de Calingasta-Barreal, provincia de San Juan (Fig. 1) surge de las investigaciones de Stappenbeck (1910), Du Toit (1927), Groeber y Stipanovic (1953), Mésigos (1953), Stipanovic (1957, 1972, 1979, 1983), Rolleri y Criado Roqué (1968), Stipanovic y Bonetti (1969), Yrigoyen y Stover (1970), Quartino *et al.* (1971), Damborenea (1974), Baraldo y Guersstein (1984), López Gamundí y Astini (1992) y López Gamundí (1994).

Este conjunto sedimentario triásico ha sido considerado como parte del relleno de la Cuenca Cuyana (Rolleri y Criado Roqué 1968; Yrigoyen y Stover 1970; Stipanovic 1979). Más recientemente, se ha interpretado como el registro de un hemigraben con marcada asimetría (López Gamundí 1994; Barredo y Ramos 1997) con su flanco en rampa hacia el oeste y un área con fuerte subsidencia hacia el sector sureste (Fig. 1). Las diferencias en las características de las facies que constituyen uno y otro sector de este hemigraben ya habían sido puestas de manifiesto por Stipanovic (1979) al comparar la constitución del Grupo Sorocayense (Mésigos 1953; registro occidental) del Grupo Rincón Blanco (Borrello y Cuerda 1965; registro oriental).

En lo que se refiere al sector pasivo del hemigraben triásico (área de Calingasta-Barreal) el conjunto triásico se apoya en discordancia angular sobre sedimentitas carboníferas y copérmicas del Grupo Pitui. La primera propuesta estratigráfica fue formulada por Stipanovic (1957; complementariamente cf. Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic 1979), autor que para la región de Barreal (quebrada de la Cortaderita) reconoce -de base a techo- las Formaciones Barreal (216 m), Cortaderita (216 m) y Cepeda (más de 240 m). Más tarde, Stipanovic (1979) introduce un esquema estratigráfico complementario para zonas de afloramiento ubicadas algo más al norte (Hilario), con las Formaciones Agua de los Pajaritos (230 m), El Alcázar (350 m) e Hilario (más de 300 m). Según este autor, y como se muestra en el Cuadro 1, estos conjuntos de unidades estratigráficas no son exactamente equivalentes entre sí. Por su parte, Baraldo y Guersstein (1984) proponen un esquema estratigráfico diferente para el área de Hilario, en el que reconocen una sucesión estratigráfica compuesta, de base a techo, por las Formaciones Agua de los Pajaritos, Monina, Hilario y El Alcázar (Cuadro 1).

Metodología

En este trabajo se ha aplicado una metodología similar a la de contribuciones previas (Spalletti *et al.* 1988, 1995; Spalletti y Morel 1992; Spalletti 1994,

Cuadro 1: Carta estratigráfica del Triásico (Grupo Sorocayense) para la región entre Barreal y Calingasta (Precordillera occidental, San Juan).

Stipanovic (1979)		Baraldo y Guerstein (1984)	
Sorocayense - Barreal	Hilario		
Formación Cepeda (> 240 m)	Formación Hilario (> 300 m)	Formación El Alcázar (400 m)	TR TV TB Ch
Formación Cortaderita (216 m)	Formación El Alcázar (350 m)	Formación Hilario (400 m)	
Formación Barreal (216 m)	Formación Agua de los Pajaritos (230 m)	Formación Monina (310 m)	
		Formación Agua de los Pajaritos (> 150 m)	

En gris: unidades estudiadas.

1997; Spalletti y Barrio 1998). La misma consiste en el relevamiento a escala de detalle (1:100) de las sucesiones sedimentarias y su representación en secciones columnares, a los fines de definir facies sedimentarias, asociaciones de facies y secuencias. Particularmente, se hace un análisis cuantitativo de la participación de las facies a fin de caracterizar a las diversas asociaciones de facies. Los perfiles relevados (véase Fig. 1) se ubican en la quebrada de los Pajaritos (Hilario), quebradas de la Tinta y de la Cortaderita (al este de Barreal) y cerrito Colorado del Cementerio (al norte de Barreal), con observaciones y relevamientos complementarios en localidades vecinas. Siguiendo las denominaciones formales propuestas por Stipanovic (1957, 1979) y Stipanovic y Bonetti (1969), en la región de Hilario nuestros perfiles comprenden a las Formaciones Agua de los Pajaritos, El Alcázar y porción basal de la Formación Hilario; al este de Barreal incluyen a las Formaciones Barreal, Cortaderita y Cepeda, mientras que en el cerrito Colorado se han analizado términos correspondientes a la Formación Cepeda.

En el estudio facial se ha seguido un criterio observacional (Reading 1986), con énfasis en la caracterización litológica de los estratos (textura y composición), en las estructuras primarias (tipos, dimensiones y orientación en caso de tener carácter direccional) y en la definición de la arquitectura bidimensional de los litosomas. Para la denominación de las facies se ha seguido el código de Miall (1978), con algunas modificaciones (Fig. 2). Cada litofacies ha sido interpretada en términos de procesos de transporte y depositación elementales, y ha sido asignada a uno o más medios de acumulación. En este trabajo, ha resultado importante la determinación de las proporciones con que las distintas facies sedimentarias participan en la conformación de cada asociación de facies; la figura 3 permite apreciar cómo estas proporciones ayudan a la caracterización de cada uno de los sistemas depositacionales.

A partir de las asociaciones verticales y laterales de litofacies y de la arquitectura de los principales

**Figura 2:** Principales facies sedimentarias reconocidas en el Triásico de la región de Hilario y Barreal, y referencias de las figuras 4 a 10.

cuerpos de roca se elaboró el modelo paleoambiental y se definieron los principales sistemas depositacionales. Para establecer las asociaciones de facies se tuvieron en cuenta las vinculaciones espaciales entre sedimentitas que se encontraban física y genéticamente relacionadas, así como la ciclicidad o repetitividad vertical entre las sucesivas unidades de sedimentación. En este último sentido, ha sido esencial el reconocimiento de secuencias sedimentarias, definidas por la superposición de cuerpos en los que se aprecian tendencias a la gradual variación vertical en granulometría (arreglos granodecrecientes o granocrecientes).

Finalmente, a partir del análisis integral de las unidades en estudio, de la ponderación de las principales discontinuidades y de los sucesivos cambios producidos en el ordenamiento de facies y asociaciones de facies, se efectúa un análisis secuencial y se sugieren los principales factores que ejercieron control en el desenvolvimiento del registro sedimentario.

Facies sedimentarias

Las sucesiones sedimentarias triásicas del oeste argentino están esencialmente constituidas por depósitos clásticos de diversa granulometría, desde psefítica muy gruesa (aglomerados) hasta fangolitas, arcilitas y chonitas, todos ellos con una fuerte afinidad volcánica. Las principales facies sedimentarias se presentan en la figura 2, sus proporciones en cada asociación de facies en la figura 3 y su distribución en los perfiles relevados en las figuras 4 a 10.

Entre las rocas psefíticas, compuestas por fenoclastos de riolitas, ignimbritas y dacitas hasta andesitas, se reconocen depósitos de paraconglomerados o diamictitas (Gms, Gmsi) y de ortoconglomerados masivos (Gm), imbricados (Gi), y con estratificación plana a poco inclinada (Gh, Gl). En sentido granulométrico decreciente, aparecen facies de areniscas medianas a muy gruesas, conglomerádicas (con guijas y guijarros dispersos) en capas masivas (SGm) y con estratificación entrecruzada en artesa (SGt). Las areniscas son predominantemente gruesas a medianas, volcánicas, y se presentan en estratos aislados o agrupados de escala fina (5-10cm) hasta mediana (25 cm); son las sedimentitas que muestran la mayor variedad de facies, ya que se presentan como estratos entrecruzados planares, en artesa y con estructuras monticulares (Sp, St, Shcs), con óndulas y laminación ondulítica de corrientes (Sr) y con óndulas de oscilación (Sro), en capas laminares y de bajo ángulo de inclinación (Sh, Sl) y masivas (Sm). También se identifican niveles de tobas reelaboradas o tufitas a las que se denomina facies TS y que se caracterizan por su aspecto de *wackes* epiclásticas masivas, pero con alta participación de vitroclastos

en la matriz. En varias secciones se han identificado facies heterolíticas (H) constituidas por la interestratificación rítmica en niveles delgados de areniscas (masivas hasta ondulíticas) y fangolitas (masivas y/o laminadas). Las pelitas, predominantemente fangolitas, pueden presentarse tanto como secciones espesas o como intercalaciones entre sedimentitas más gruesas. Entre ellas predominan los depósitos masivos (F), aunque también se encuentran niveles laminares producidos por decantación a partir de suspensiones ácuas (Fh) o con óndulas de corrientes y de flujos oscilatorios (Fr, Fro).

En las sucesiones triásicas estudiadas aparecen facies (T) de tobas áfricas (vitrificadas) a porfíricas (vitrocrystalinas) y de chonitas (Ch) en estratos delgados, centimétricos, en general de menos de 1 m, con geometría tabular y apreciable continuidad lateral. Estas piroclásticas constituyen niveles macizos, sin gradación textural apreciable; por sus caracteres granulométricos y de yacencia se interpretan como depósitos de caída subaérea a partir de plumas piroclásticas. Además, en forma mucho más localizada, se han identificado depósitos ignimbriticos (Facies I) con moderado grado de soldamiento, masivos, de granulometría variable, lapillítica a tobácea, y con líticos de volcanitas ácidas y formas angulosas a subredondeadas.

Sistemas depositacionales

Los sistemas depositacionales se proponen a partir de las asociaciones de litofacies, la arquitectura depositacional (morfología y dimensiones) de cuerpos de roca, la secuencialidad y la naturaleza de los contactos con litosomas adyacentes. En el Grupo Sorocayense se reconocen diversos depósitos fluviales (asociaciones de abanico aluvial, de cursos meandrosos, sistemas efímeros y entrelazados gravosos y arenosos), de planicies con sedimentación piroclástica, lacustres y deltaicos. La distribución vertical de los diferentes sistemas depositacionales se ilustra en las figuras 4 a 10.

Sistema de abanico aluvial

Los depósitos de abanico aluvial están constituidos por sucesiones espesas (más de 20 m) en las que predominan facies conglomerádicas clasto-sostén con estructura imbricada o masiva (Fig. 3). Se identifican cuerpos de aglomerados y ortoconglomerados de textura gruesa a fina (Gi, Gm) y areniscas conglomerádicas caracterizadas por niveles ricos en trenes de fenoclastos (SGm), todos ellos en unidades individuales potentes (métricas) con geometrías lenticulares y tabulares, que se interpretan como el

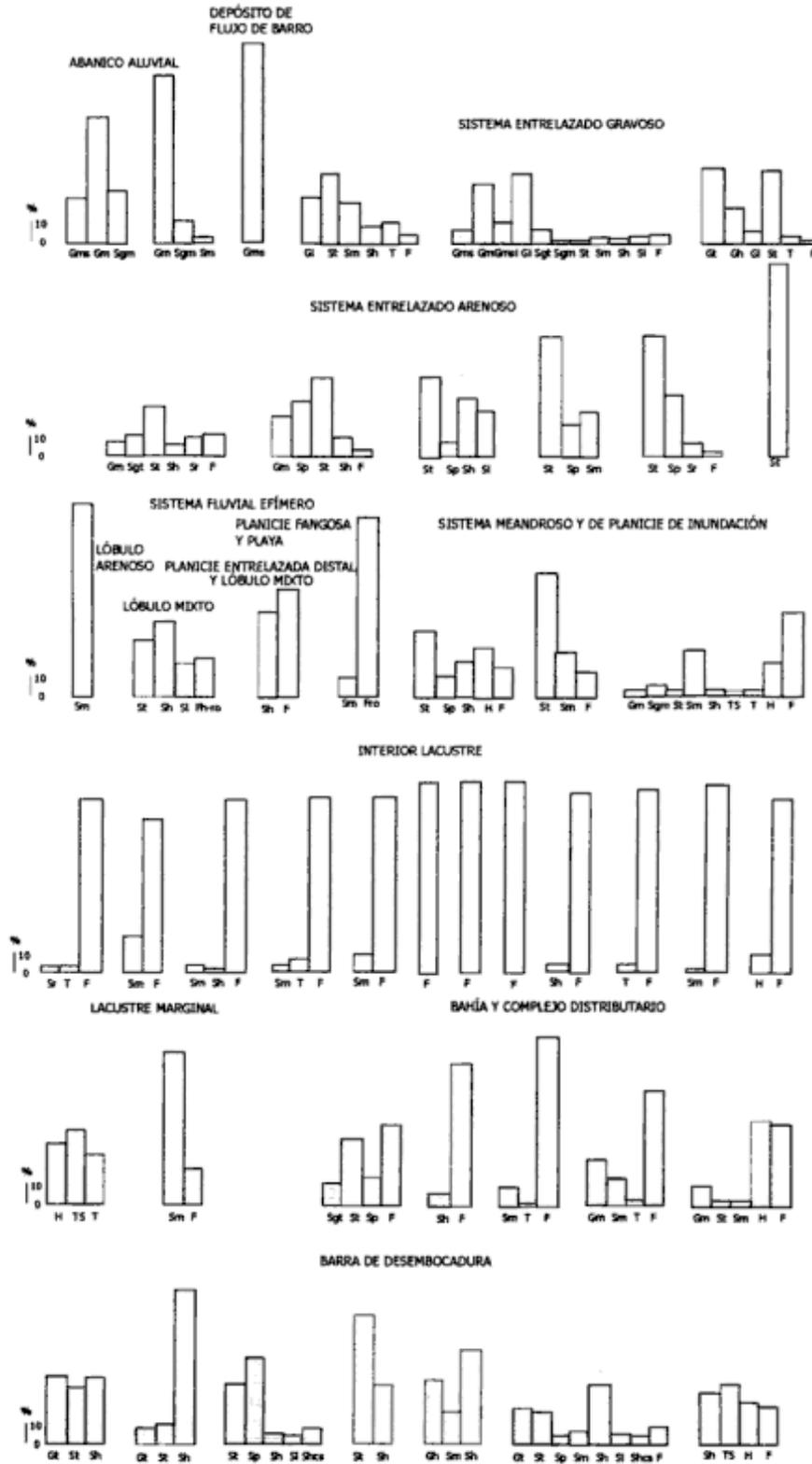


Figura 3: Histogramas que muestran el contenido porcentual de facies sedimentarias en las principales asociaciones de facies y sistemas depositacionales triásicos del área Hilario-Barreal.

producto de crecidas proximales canalizadas y no canalizadas (Spalletti 1980; Wells y Harvey 1987; Blair y McPherson 1992) que reflejan variaciones marcadas en la descarga (Mather 1993), inestabilidad de las pendientes en el área de aporte y posible destrucción de la cubierta vegetal por caídas de tefra (Evans 1991). Aparecen también depósitos mucho más caóticos y con soporte de matriz fango-arenosa (brechas y diamictitas de textura gruesa a mediana, Gms) en unidades individuales de hasta más de 3 m atribuidas a la acción de flujos gravitacionales de barro o de detritos (Spalletti 1980; Wells y Harvey 1987; Blair y McPherson 1992).

Sistema fluvial efímero

En íntima asociación con el sistema de abanico aluvial, aparece otro que se asigna a ambiente fluvial efímero, con asociaciones de facies que responden muy ampliamente a los modelos de McKee *et al.* (1967), Tunbridge (1981, 1984) y Olsen (1987, 1989), con depósitos atribuibles a lóbulos arenosos y a planicie fangosa (Fig. 3).

Los primeros se caracterizan por cuerpos de areniscas con geometría tabular, sin canalizaciones y con evidencias de sedimentación traccional con alto ritmo de acreción vertical. Las facies arenosas son de régimen variable; se ordenan verticalmente desde niveles de alta energía en la base (Sh, SI) asociados con capas masivas (Sm), hasta de baja energía (SI) en el tope de los litosomas. Las areniscas también pueden encontrarse amalgamadas o interestratificadas con depósitos finos en los que son muy frecuentes las óndulas de olas (Fro), estructuras de decantación suspensiva (Fh) y masivas (F), con evidencias de exposición subaérea. En nuestra opinión, estas asociaciones de facies representan la acción de crecidas laminares en ambiente de *wadi* intermedio con agradación de lóbulos de desbordamiento.

Por su parte, los depósitos más distales, correspondientes a la planicie fangosa, muestran el predominio de facies finas (Fig. 3) con agradación de estructuras traccionales (de corrientes y retrabajo de olas) y suspensivas (Fr, Fro, Fh), acompañados por ocasionales cuerpos de arenas masivas que representarían episódicas crecidas laminares de mayor envergadura.

Sistemas entrelazados

Los sistemas entrelazados gravosos se caracterizan por acumulaciones traccionales de conglomerados y areniscas conglomerádicas en litosomas con geometría lenticular, a los que se asocian cuerpos de areniscas también lenticulares y muy escasos niveles de

tobas y fangolitas (Fig. 3). Las características esenciales son las amalgamaciones tanto verticales como laterales de materiales gruesos en sucesiones espesas, de decenas de metros, y gran continuidad lateral (Miall 1978, 1981; Ramos y Sopeña 1983; Ramos *et al.* 1986) en las que se identifican depósitos del núcleo de barras gravosas (Gm, Gi, Gl, Gh, SGm) junto a macroformas tridimensionales gravosas y arenosas de acreción frontal (Gt, SGt, St).

Por su parte, los sistemas entrelazados arenosos poseen también geometrías lateralmente continuas y clara tendencia a la amalgamación vertical de litosomas generados por acumulación de carga traccional (Miall 1978, 1981; Rust y Gibling 1990; Eberth y Miall 1991). Sin embargo en ellos predominan los cuerpos arenosos producidos por migración de macroformas tridimensionales (St), de barras bidimensionales (Sp) y muy frecuentes carpetas de alto régimen de flujo (Sh, SI) (véase Fig. 3). En forma subordinada se encuentran algunas acumulaciones de núcleos gravosos (Gm), y capas de bajo régimen (Sr, F) correspondientes a agradación y abandono de barras y canales de las redes entrelazadas.

Sistemas fluviales meandrosos

Están representados por típicas secuencias positivas de rellenos de paleocauces con pasaje a planicie de inundación. La participación de variados tipos de facies sedimentarias (Fig. 3), la geometría de los litosomas, su arreglo interno de facies y la existencia de amplios tramos dominados por materiales finos de planicie de inundación y depósitos de crecidas, son evidencia de sistemas fluviales de carga mixta o sistemas meandrosos de alta sinuosidad (Collinson 1986, 1996; Hastings 1990; Werren *et al.* 1990), con ejemplos en los que predomina la agradación (*channel fills* en el sentido de Cuevas Gonzalo y Martinius 1993) y otros en los que lo hace la migración lateral de recodos por presencia de flujos helicoidales y acreción de barras en espolón.

Los rellenos de paleocanales están constituidos principalmente por facies de areniscas y areniscas conglomerádicas en unidades amalgamadas vertical y lateralmente, con tendencia granodecreciente al tope. Se trata de litosomas tabulares hasta lenticulares con significativa continuidad areal (geometría en faja, según Friend 1983 y Miall 1988). Se hallan limitados en su base por una superficie de erosión (a veces de corte) sobre la que se disponen niveles residuales gravosos o areno gravosos (Gm, SGm) y luego un intervalo mantiforme con apilamiento de macroformas (dunas) bi a tridimensionales de acreción frontal (Sp, St). Estos *sets*, de 0,3 a más de 1 m de espesor, se asocian vertical y lateralmente con estratos masivos (Sm) o de capa plana (Sh). Algunos

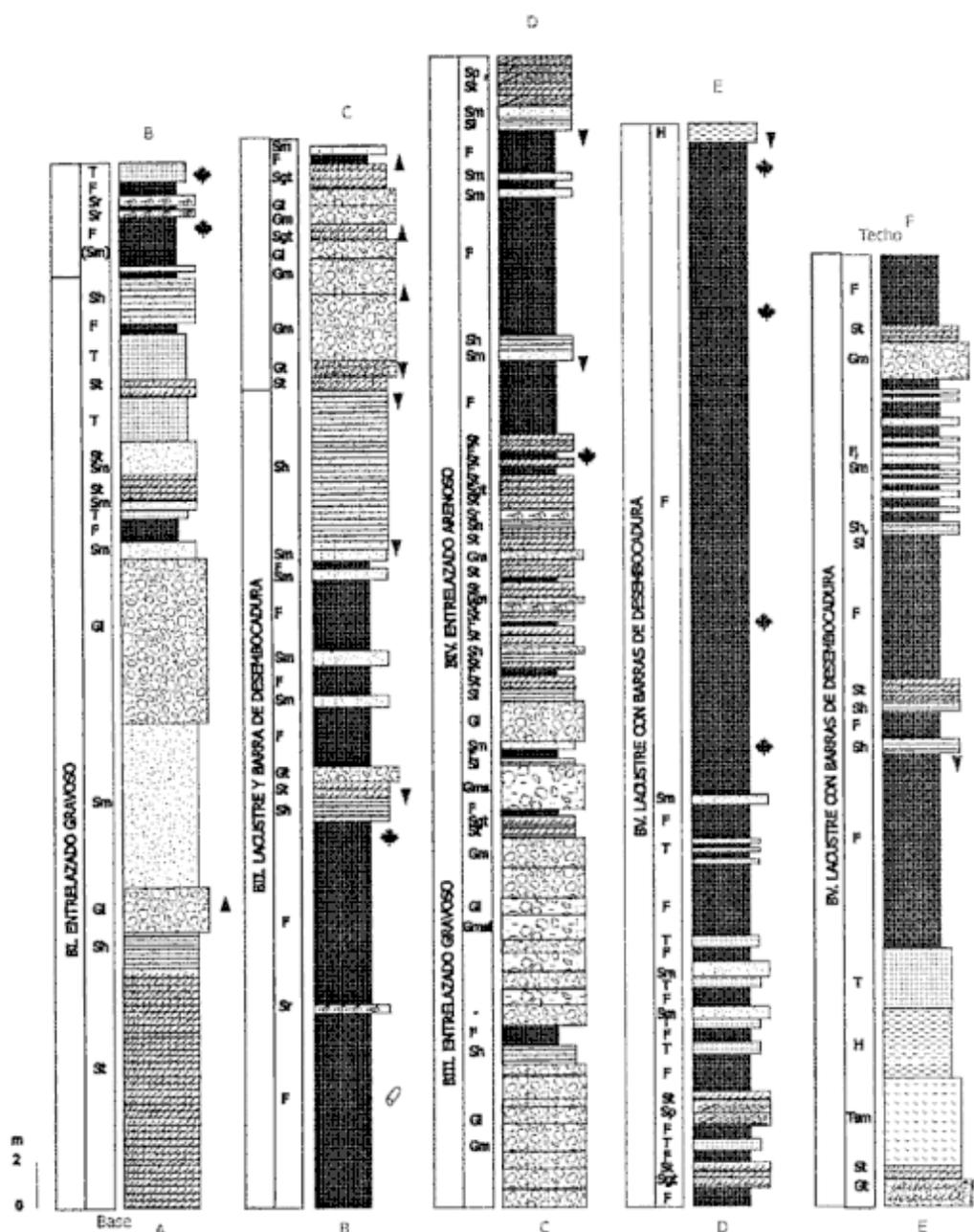


Figura 4: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación Barreal, área de Barreal.

rellenos de canal muestran también elementos de acreción lateral con macroformas espesas (hasta 1.8 m) caracterizadas por entrecruzadas épsilon (Se). Estas macroformas representan acumulaciones de barras de punta y/o diagonales y se ubican por lo común hacia la base de los litosomas, aunque a veces se intercalan entre niveles de megaóndulas de acreción frontal. La parte alta de los litosomas posee un arreglo granodecreciente progresivo con facies heterolíticas en las que se intercalan camadas de arenas masivas y ondulíticas (Sm, Sr) con finos de decantación suspensiva (F). Estos depósitos son atribuibles a ambiente de albardón y transitan vertical-

mente a pelitas (F) y también piroclastitas primarias y reelaboradas (T, TS) de cuenca de inundación.

Los sistemas de planicie de inundación o intercanales (Hastings 1990) están caracterizados por dos asociaciones de facies, una en la que prevalecen los depósitos finos de decantación y otra en la que se identifican materiales más gruesos producidos por acumulaciones de carga traccional. El miembro fino se compone de secciones de fangolitas y chonitas masivas (F, Ch) entre las que se intercalan tobas masivas africas. Aparecen también niveles de paleosuelos con marcada continuidad lateral y desarrollo de estructuras prismáticas en columnas irregulares y

bioturbaciones por raíces. Los intervalos gruesos se componen de cuerpos arenosos y gravosos de pocos centímetros hasta 1,5 m de potencia. En su mayoría son litosomas de areniscas (Sm, Sh, Sp, St, Sl, TS), lenticulares con discreta continuidad lateral, desarrollados sobre una superficie de erosión, por lo que se interpretan como rellenos de canales de desbordamiento (*crevasses*; Smith *et al.* 1989; Diemer y Belt 1991). En su tope, pueden mostrar pasajes abruptos a sedimentos pelíticos como tendencia granodecreciente progresiva. A veces el pasaje desde los finos de decantación suspensiva a estos cuerpos más gruesos está definido por un delgado apilamiento granocreciente de tobas reelaboradas y arenas masivas o con capa plana (ST, Sm, Sh), lo que se interpreta como el depósito de lóbulos de desbordamiento (*crevasse splay*) sobre los que finalmente prograda el canal *crevasse* (cf. Clemente y Pérez Arlucea 1993).

Sobre la base de la geometría lentiforme del miembro grueso y tabular con considerable extensión areal para el fino, se considera que estos sistemas meandrosos se desarrollaron por fenómenos combinados de agradación con acreción lateral durante la evolución de la faja de canales y barras de punta. Los cursos de agua habrían tenido alta sinuosidad y baja movilidad, mientras que el proceso de abandono de los canales se habría producido por avulsión a partir de los canales de descarga y lóbulos de explayamiento, hipótesis que queda avalada por la notable frecuencia de depósitos de dichos ambientes en el registro sedimentario de planicie de inundación.

Sistemas de planicies con sedimentación piroclástica

Depósitos de piropsamitas y piropelitas aparecen a veces como delgadas intercalaciones entre otras asociaciones de facies. Sin embargo, en el Grupo Sorocayense se encuentran también espesas secciones dominadas enteramente por este tipo de sedimentitas, hecho que pone en evidencia períodos en los que se produjo una marcada reactivación del volcanismo explosivo en regiones aledañas a la cuenca. Sobre la base de las características de las facies piroclásticas (capas delgadas masivas, con estructuras de bioturbación y pedogenéticas, textura tobácea a chonítica bastante homogénea), se infiere que los depósitos piroclásticos son producto de decantación subaérea por transporte eólico de cenizas y polvos, por lo que siguiendo a Spalletti y Mazzoni (1977), Pye (1987), Johnson (1989), Spalletti (1992), Spalletti *et al.* (1995) y Chan (1999) se pueden interpretar como acumulaciones loésicas producidas en planicies o praderas de bajo gradiente. Algunos cuerpos de areniscas tobáceas con base erosional y con estructuras de corrientes, así como delgadas intercalaciones de

intraconglomerados, sugieren procesos de retrabajamiento por cursos de agua (canales de desbordamiento, lóbulos de explayamiento) y/o crecidas laminares de poco desarrollo (cf. Spalletti 1994; Spalletti *et al.* 1995).

Sistemas lacustres

Se caracterizan por espesas sucesiones clásticas en las que prevalecen depósitos pelíticos (Fig. 3), a los que se asocian intervalos de textura más gruesa en los que se amalgaman cuerpos de areniscas gruesas hasta sabulitas y conglomerados finos generados por flujos traccionales, mientras que resulta muy escasa a nula la generación de sedimentos químicos y biogénicos. Estos caracteres permiten interpretar a estas asociaciones de facies como el registro de lagos hidrológicamente abiertos (Allen y Collinson 1986; Talbot y Allen 1996), con predominio de acumulaciones lacustres-fluviales (Carroll y Bohacs 1999).

En el Triásico de Barrcal-Calingasta se reconocen asociaciones de facies de *offshore* y lacustres someras (Fig. 3). La asociación de facies de *offshore* es la que constituye las porciones más profundas o depocentrales. Se caracteriza por el predominio de sedimentitas pelíticas, físilas, laminadas y/o masivas (F, Fh, Ch) producidas por decantación a partir de plumas suspensivas (*overflows* e *interflows*). A estos depósitos, se asocian delgadas intercalaciones de areniscas muy finas a medianas, masivas y con contacto basal neto a irregular (Sm) que corresponden a corrientes gravitacionales muy diluidas, y pueden vincularse con flujos friccionales muy distales producidos por ingreso de aguas fluviales (*underflows*) así como con el desarrollo de flujos de fondo derivados del oleaje.

La asociación de facies de *offshore* es clave para definir la naturaleza de las aguas y -sobre todo- el diseño de circulación, ya que las sucesiones constituidas por fangolitas y lutitas negras, ricas en materia orgánica, corresponden a un ambiente lacustre de tipo meromítico (Allen y Collinson 1986; Spalletti 1997), es decir un cuerpo permanente caracterizado por estratificación de la columna de agua, con persistencia de un nivel superficial (epilimnion) normalmente oxigenado y otro nivel inferior (hipolimnion) estanco y sin renovación. Esta estratificación puede atribuirse a diferencias en la densidad de las aguas causadas por variaciones en la temperatura y/o en la concentración de sólidos.

Por otra parte, cuando los depósitos de *offshore* están enteramente caracterizados por sucesiones de fangolitas y chonitas de tonalidades más claras (blanquecinas, amarillentas, ocráceas, verdosas, rosadas) reflejan su acumulación en una interfase sedimentaria

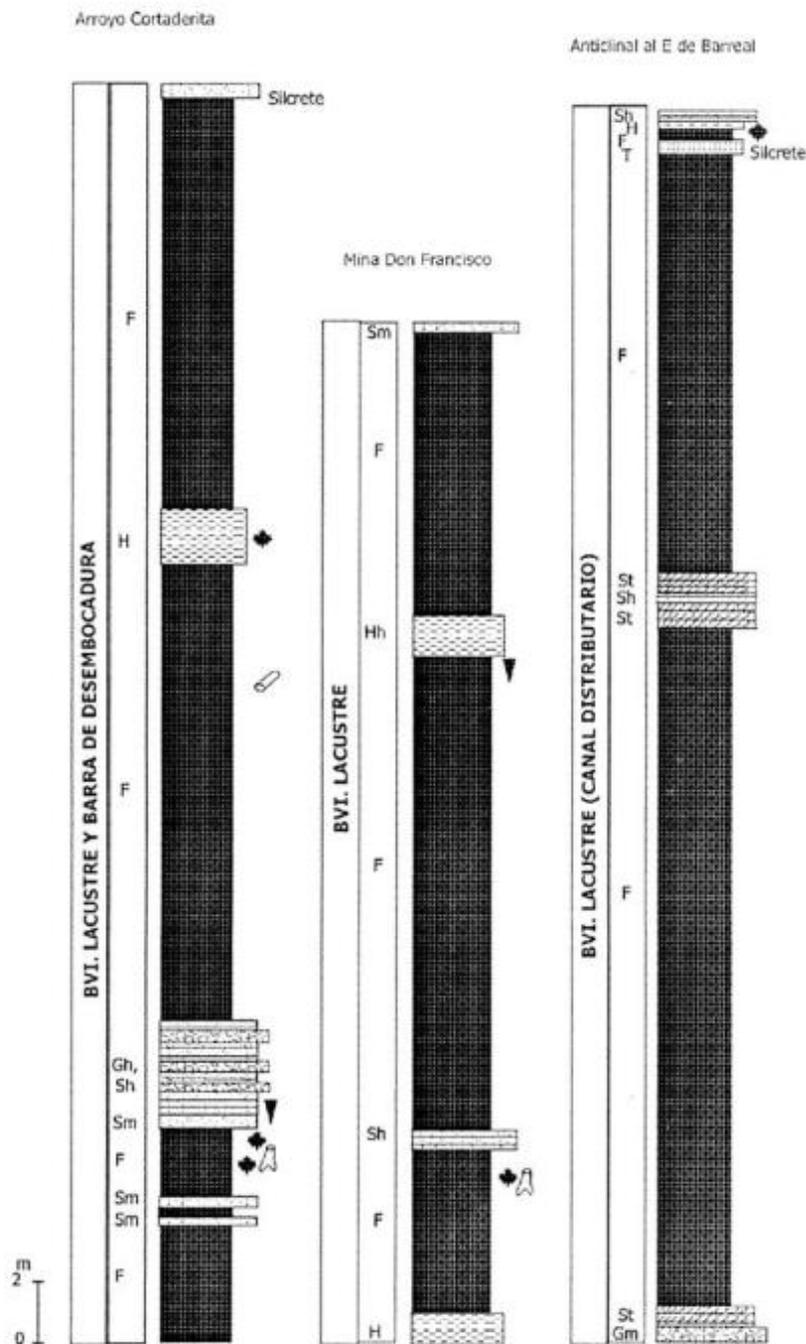


Figura 5: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación Cortaderita (sección inferior), área de Barreal.

mucho más oxigenada. Por lo tanto, se atribuyen a sistemas lacustres holomécticos (Allen y Collinson 1986; Talbot y Allen 1996) con libre circulación vertical y carentes de estratificación por densidad de las aguas, al menos en forma permanente.

La asociación de facies lacustre somera (epilimnica) está compuesta por un conjunto de sedimentitas algo más gruesas que las de *offshore* (Fig. 3). Son depósitos con escaso a nulo contenido de materia orgánica formados sobre una interfase oxigenada o de libre circulación. Están constituidos por facies he-

terolíticas arenoso-pelíticas (H) en las que se registran sucesivas interposiciones de depósitos de decantación suspensiva con niveles ondulíticos originados por olas oscilatorias. Aparecen también cuerpos de areniscas finas masivas bioturbadas (Sm), así como estratos psamíticos con óndulas de flujo oscilatorio o combinado (Sro), con laminación horizontal (Sh) y con estructuras monticulares producidas por ondas orbitales de tormenta (Shes), todos ellos depósitos típicos de la faja lacustre periférica o somera bajo dominio del oleaje (Chan y Dott 1986).

Los sistemas lacustres triásicos del Grupo Soroca-yense se pueden caracterizar como cuerpos de agua de regiones templadas y húmedas. Se destacan por la naturaleza enteramente silicoclástica de los materiales sedimentarios, por la existencia de una flora abundante en las áreas marginales y por la presencia de niveles piroclásticos de caída (*sublacustrine pyroclastic fallout layers*, Valero Garcés 1993).

La formación de los sistemas lacustres hidrológicamente abiertos en el margen pasivo del hemigraben triásico ha estado favorecida por el desarrollo de cuerpos de agua dulce de significativa extensión y una alta persistencia en las condiciones de nivel de base alto, con escasas variaciones en el posicionamiento de las líneas de costa. Los lagos holomícticos han sido, probablemente, cubetas de discreta profundidad en las que cambios climáticos estacionales (en especial el enfriamiento de aguas superficiales en el período invernal) favorecieron el desarrollo de sistemas con circulación vertical de las aguas y consecuente oxigenación de la interfase sedimentaria. En cambio, los lagos meromícticos, con zona hipolimnionica persistentemente anóxica, pueden haber tenido una mayor profundidad de sus aguas (Galloway y Hobday 1996), así como elevada disponibilidad orgánica por producción de fitoplancton (Olsen 1990) y/o aportes de detritos vegetales desde las áreas perilacustres (Spalletti 1997), condiciones que bien pudieron favorecer la rápida consumición del oxígeno disuelto en el agua. No se puede descartar, asimismo, que el desarrollo de sistemas lacustres meromícticos se haya visto favorecido por condiciones climáticas algo más cálidas en comparación con las que prevalecieron durante la formación de lagos holomícticos (cf. Allen y Collinson 1986).

Sistemas deltaicos

Se definen por el desarrollo de depósitos traccionales, arenosos y gravosos, con espesores que van desde 5 m a algo más de 25 m dispuestos progracionalmente sobre sedimentitas finas de sistemas lacustres. En esta asociación se reconocen asociaciones de facies correspondientes al frente y la planicie deltaica (Fig. 3). Los depósitos del frente deltaico están caracterizados por acumulaciones pertenecientes a barras de desembocadura (Elliott 1986; Orton y Reading 1993), definidas por su geometría en cuña a tabular, con buen desarrollo de secuencialidad grano y estrato creciente compuesta por sucesiones de facies $H \rightarrow Sh \rightarrow Sm_{(b)} \rightarrow St$. Los depósitos de barras de desembocadura pueden aparecer en forma aislada o constituyendo varios litosomas apilados. Vale agregar que secuencias granocrecientes de menor espesor en comparación con las atribuidas a barras de desembocadura son interpretadas como sub-

deltas producidos por la progradación de lóbulos y canales de desbordamiento sobre depósitos lacustres marginales de bahía interdistributaria (cf. Gagliano y van Beek 1970; Elliott 1974, 1986).

Los depósitos de la planicie deltaica son rellenos de paleocanales distributarios (Coleman y Wright 1975; Chan y Dott 1986; Reading y Collinson 1996), con mínima participación de depósitos finos de complejo interdistributario. Poseen geometría lenticular y se desarrollan por encima de discontinuidades erosionales; están compuestos de sucesivas interdigitaciones de capas lenticulares Gm, Gt, Sm, St y Sh, más delgadas intercalaciones de pelitas. Estos paleocauces suelen disponerse en continuidad vertical sobre depósitos correspondientes a las barras de desembocadura.

Las características sedimentológicas y el apilamiento vertical de las facies permiten inferir que estos fueron cuerpos deltaicos con dominio fluvial (Reading y Collinson 1996) La marcada continuidad lateral de los depósitos de barras de desembocadura y el diseño simple de superposición de facies permite sugerir que el influjo de las aguas fluviales se produjo en condiciones hipopénicas (*buoyant model*, Wright 1977; Elliott 1977), con desembocaduras en las que prevalecieron plumas suspensivas (van Heerden y Roberts 1980). Vale destacar que -tal como fuera comentado por Spalletti (1997)- el establecimiento de condiciones hipopénicas en la zona de interacción fluvio-lacustre fue esencial en el mantenimiento de la anoxia en el hipolimnion de los sistemas lacustres meromícticos, el que no podía ser renovado por circulación en el fondo.

Ordenamiento vertical de los sistemas depositacionales

En el área ubicada al este de Barreal la sucesión triásica se inicia (base de la Formación Barreal) con una asociación de facies que se interpreta como perteneciente a un sistema entrelazado gravoso (B-I, Cuadro 2, Fig. 4). Sobre una superficie de amplio desarrollo, considerada el resultado de un brusco ascenso relativo en el nivel de base, se instala un sistema lacustre meromíctico en el que aparecen depósitos de decantación alternantes con facies de barras de desembocadura deltaicas (B-II, en Cuadro 2, Fig. 4). Este conjunto está sobrepuesto por los depósitos de sistemas entrelazados gravosos y arenosos (B-III y B-IV, respectivamente, en Cuadro 2 y Fig. 4), mientras que el tramo más alto de la Formación Barreal está constituido por un sistema lacustre holomíctico (B-V, Cuadro 2), generado a expensas de un nuevo ascenso relativo en el nivel de base, y en el que se identifican depósitos de decantación, marginales y de bahías, junto a facies progracionales deltaicas co-

Cuadro 2: Asociaciones de facies y sistemas depositacionales. Formaciones Barreal y Cortaderita, región de Barreal.

UNIDAD LITOESTRATIGRÁFICA	SECCIÓN	ESPESOR	SISTEMA DEPOSITACIONAL		
Base	B I	39,5 m	ENTRELAZADO GRAVOSO		
	SUPERFICIE DE INUNDACIÓN (ASCENSO RELATIVO DE NIVEL DE BASE)				
	B II a	21,2 m	PRIMER LAGO MEROMÍCTICO		
	B II b	2,3 m	BARRA DE DESEMBOCADURA		
	B II c	9,4 m	PRIMER LAGO MEROMÍCTICO		
	B II d	6,9 m	BARRA DE DESEMBOCADURA		
	B III	31 m	ENTRELAZADO GRAVOSO		
	RETROGRADACIÓN				
	B IV	11,2 m	ENTRELAZADO ARENOSO		
	SUPERFICIE DE INUNDACIÓN (ASCENSO RELATIVO DE NIVEL DE BASE)				
FM. BARREAL 219,2 m	B Va	12,8 m	2° LAGO HOLOMÍCTICO Y BARRAS PEQUEÑAS		
	B Vb	3,2 m	BARRA DE DESEMBOCADURA		
	B Vc	5 m	BAHÍA Y PEQUEÑOS CANALES		
	B Vd	41,3 m	SEGUNDO LAGO HOLO-MEROMÍCTICO		
	B Ve	1,9 m	CANAL DISTRIBUTARIO (BARRA DIGITAL)		
	B Vf	9,1 m	SEGUNDO LAGO, FACIES MARGINAL		
	B Vg	8 m	BAHÍA, SEGUNDO LAGO, PEQUEÑAS BARRAS		
	B Vh	1,6 m	BARRA DE DESEMBOCADURA		
	B Vi	14,8 m	2° LAGO HOLOMÍCTICO Y BARRA DE DESEMB.		
	SUPERFICIE DE INUNDACIÓN (ASCENSO RELATIVO DE NIVEL DE BASE)				
Base	SECCIÓN MINA DON ANTICLINAL				
	PRINCIPAL FRANCISCO				
	B VI a	7 m	5,5 m	22,4 m	TERCER LAGO MEROMÍCTICO
	B VI b	3,5 m	0,7 m	1,8 m	NIVEL BAJO (BARRA BOCA, LITORAL, FLUVIAL)
	B VI c	30,5 m	26,3 m	15 m	TERCER LAGO MEROMÍCTICO
	DISCORDANCIA REGIONAL				
	B VII	20,2 m		DOS BARRAS DE BOCA Y CANAL GRAVOSO	
	B VIII	16 m		ENTRELAZADO GRAVOSO	
	RETROGRADACIÓN				
	FM. CORTADERITA 174,2 m (30 m no expuestos)	B IX	9 m		ENTRELAZADO ARENOSO, CANALES AVULSIVOS
RETROGRADACIÓN					
B X		20 m		PLANICIE TOBÁCEA Y CANALES AVULSIVOS	
REACTIVACIÓN (ASCENSO TECTÓNICO)					
B XI		20 m		ENTRELAZADO ARENOSO	
RETROGRADACIÓN					
Tope	B XII	18 m		MEANDROSO Y BARRA EN ESPOLÓN	
	REACTIVACIÓN (ASCENSO TECTÓNICO Y CAMBIO CLIMÁTICO)				

respondientes a barras de desembocadura, lóbulos de explayamiento y canales distributarios (Fig. 4).

El contacto entre las Formaciones Barreal y Cortaderita está marcado una superficie que limita dos distintos sistemas lacustres, ya que el de la última unidad muestra las características de un cuerpo de agua meromíctico (B-VI, en Cuadro 2 y Fig. 5) en el que también se identifican lóbulos deltaicos y depósitos de zonas lacustres marginales. Este sistema depositacional está limitado en su techo por una importante discontinuidad (intra-Formación Cortaderita) evidenciada por abruptos cambios de facies y por una significativa reorganización paleogeográfica en la cuenca, reflejada por las paleocorrientes que cambian desde una orientación hacia el sur en las Formaciones Barreal y tramo inferior de Cortaderita a otra dirigida al ESE en la sección superior de la Formación Cortaderita. Se identifica aquí un nuevo sistema fluvial entrelazado gravoso (B-VII y B-VIII, en Cuadro 2 y Fig. 6), que da luego lugar a otro entrelazado arenoso asociado con cuerpos de canales gravo-

so avulsivos (B-IX) y más arriba a una planicie constituida por tobas reelaboradas entre las que siguen apareciendo rellenos de canales avulsivos (B-X, Cuadro 2, Fig. 6). Hacia el tope de la Formación Cortaderita se produce la reinstalación de un sistema entrelazado arenoso (B-XI) que pasa verticalmente a otro de características meandrosas (B-XII, Cuadro 2, Fig. 6).

Al este de Barreal, la Formación Cepeda se desarrolla sobre una nueva discontinuidad, iniciándose con facies proximales generadas por flujos traccionales y de detritos, asignables a ambiente de cono aluvial y culminando con depósitos de sistemas fluviales entrelazados gravosos y arenosos (Cuadro 3, Fig. 6). En el cerrito Colorado del Cementerio (Cuadro 3, Fig. 7) esta unidad también comienza con facies clásticas gruesas de ambiente aluvial sobre las que aparecen sedimentitas de grano fino formadas en lóbulos arenosos, sin mayores evidencias de canalización, y planicies fangosas que representan a las porciones medias y distales de un sistema fluvial efí-

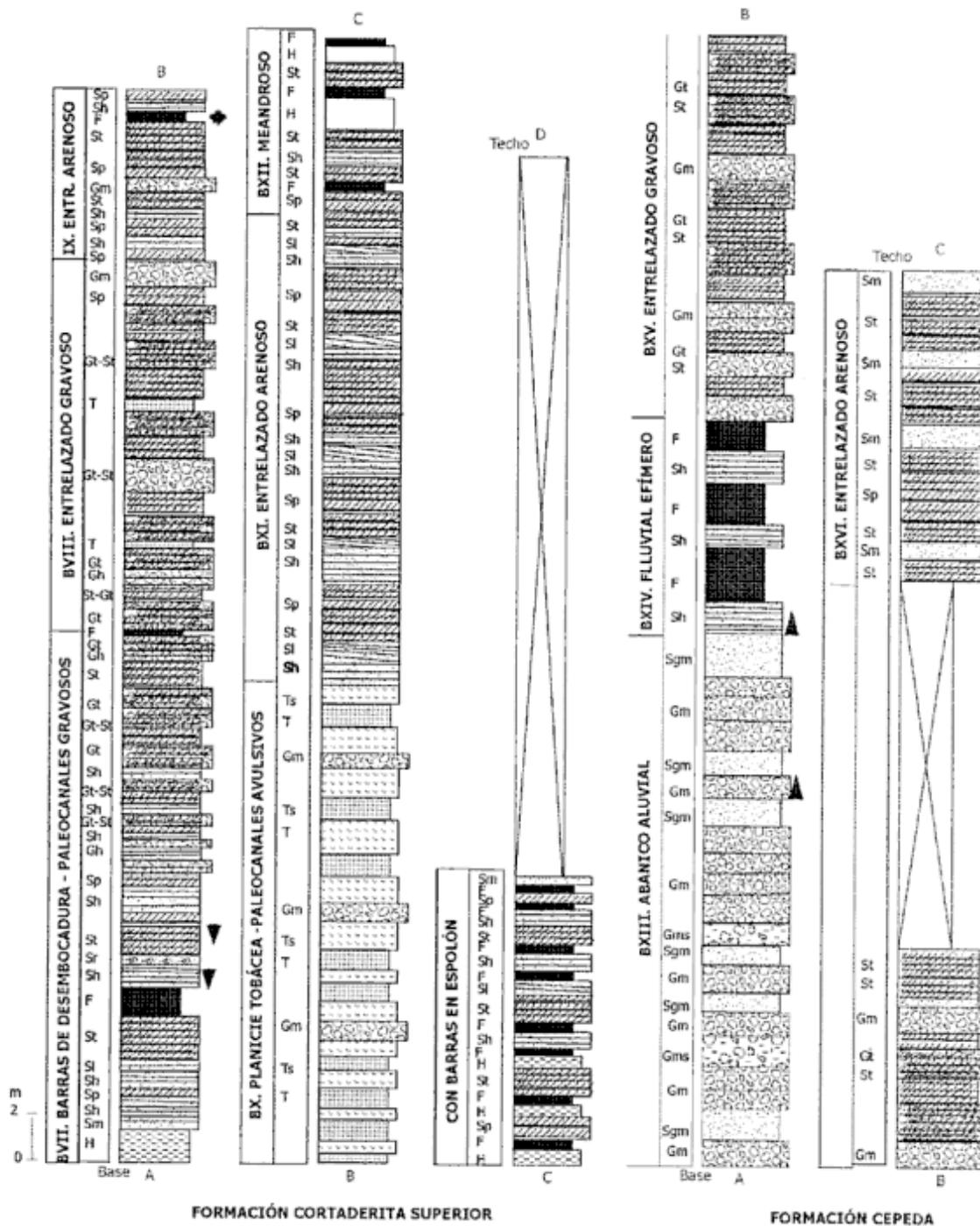


Figura 6: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación Cortaderita (sección superior) y Formación Cepeda, área de Barreal.

mero o de *wadi*. En el tope se han identificado depósitos atribuidos a flujos de detritos que se interestratifican con facies arenosas originadas en ambiente fluvial entrelazado.

Vale señalar que los sistemas fluviales efímeros son algo menos comunes en los depósitos continentales del Triásico argentino. Éstos han sido identificados, por ejemplo, en la base de la Cuenca Cuyana (Formaciones Río Mendoza y Las Cabras, Kokogíán *et*

al. 1993) y en la Cuenca de Ischigualasto (Formación Los Colorados, Milana y Alcober 1994). Al igual que en esta última cuenca, en el área de Barreal los sistemas fluviales efímeros se hacen presentes en la unidad más joven de la sucesión triásica (Formación Cepeda). La presencia de estos depósitos en el Triásico tardío de Barreal así como en la Cuenca de Ischigualasto permite inferir la existencia de algún tipo de barreras a la circulación de masas de aire

Cuadro 3: Asociaciones de facies y sistemas deposicionales. Capas rojas de la Formación Cepeda, región de Barreal.

PERFIL ESTRATIGRÁFICO	SECCIÓN	ESPESOR	SISTEMA DEPOSITACIONAL
Base	B XIII	22 m	ABANICO ALUVIAL
SECCIÓN PRINCIPAL 84 m (15 m no-expuestos)	B XIV	9 m	PLANICIE ENTRELAZADA DISTAL, INTERABANICO ?
	B XV	25 m	ENTRELAZADO GRAVOSO
	B XVI	13 m	RETROGRADACIÓN ENTRELAZADO ARENOSO
Tope			
Base	C XIII	26 m	ABANICO ALUVIAL
CERRO COLORADO DEL CEMENTERIO 109,8 m	C XIV	25 m	ENTRELAZADO ARENOSO
	C XV	8,5 m	PLANICIE FANGOSA (FLUVIAL EFÍMERO)
	C XVI	8 m	LÓBULOS ARENOSOS (FLUVIAL EFÍMERO)
	C XVII	23 m	LÓBULOS MIXTOS ARENOSOS Y FANGOSOS
			REACTIVACIÓN (ASCENSO TECTÓNICO)
	C XVIII	3,3 m	CENOGLOMERADOS O DEP. DE FLUJO DE BARRO
Tope	C XIX	10 m	ENTRELAZADO ARENOSO

húmedas que habrían favorecido el desarrollo de condiciones climáticas francamente áridas en el depocentro.

En la región de Hilario, la Formación Agua de los Pajaritos está caracterizada por la amalgamación de depósitos de flujos piroclásticos (H-I, Cuadro 4, Fig. 8) sobre los que posteriormente aparecen asociaciones de facies tobáceas y tufolíticas (piroclásticas reelaboradas) depositadas en ambientes de planicies y como rellenos de canales meandriformes de discreto desarrollo (H-II, en Cuadro 4 y Fig. 8). La sedimentación volcanoclástica continúa en la Formación El Alcázar, para cuyos 115 m basales se propone un ambiente de planicie loésica (H-III, Cuadro 4, Fig. 9) caracterizada por importante participación de tobas y chonitas. Estos depósitos son sucedidos por facies epiclásticas asignadas a un sistema fluvial, meandriforme, de carga mixta (H-IV, en Cuadro 4 y Fig. 10). Como consecuencia de un ascenso relativo en el nivel de base se instala en el área un ambiente lacustre (H-V a H-VII, Cuadro 4, Fig. 10) en el que participan facies de decantación suspensiva, marginales, de bahía y de rellenos de canales distributarios. Les suceden depósitos de un nuevo sistema lacustre meromórfico (H-VIII a H-XI, Cuadro 4, Fig. 10) con facies hipolímnicas ricas en materia orgánica a las que se asocian sedimentos epilímnicos marginales y de progradación deltaica. Por encima de una marcada discontinuidad regional, en la base de la Formación Hilario, se desarrollan luego asociaciones de facies correspondientes a un sistema meandriforme de carga mixta con los correlativos depósitos de planicie de inundación (H-XII, en Cuadro 4 y Fig. 10). Desgraciadamente en esta área la sucesión sedimentaria aparece truncada hacia el techo por lo que no ha sido posible relevar una sección continua de la Formación Hilario.

Correlaciones

Las correlaciones entre las regiones de Hilario y de Barreal se han trazado sobre la base de discontinuidades que se pueden reconocer e incluso trazar arealmente. Como se verá más adelante, estos niveles de correlación, ilustrados en la figura 11, son también esenciales para la delimitación de secuencias deposicionales. En Barreal, la primera de estas superficies es la del contacto entre las asociaciones de facies B-IV y B-V, mientras que en Hilario se ubica entre las asociaciones H-IV y H-V; se trata de una importante superficie de ascenso relativo de nivel lacustre sobre la que se desarrolla en ambas regiones un conjunto de facies predominantemente fino y multicolor (Fig. 11). El segundo nivel de correlación es el que se ubica entre las asociaciones B-V y B-VI (Barreal) y H-VII y H-VIII (Hilario) y que pone en contacto dos distintos tipos de asociaciones lacustres, la superior con dominio de facies hipolímnicas (Fig. 11). Por su parte, el último nivel de correlación estratigráfica aparece en Barreal al tope de la asociación de facies B-VI y en Hilario por encima de la asociación H-XI; consiste en la ya comentada discontinuidad que pone término a los depósitos lacustres y que marca una singular reorganización paleogeográfica en la cuenca (discontinuidad intra-Formación Cortaderita y del contacto entre las Formaciones El Alcázar e Hilario).

Arquitectura secuencial

El desarrollo de las secuencias continentales está ligado a factores de control, tales como espacio de acomodación y aportes sedimentarios. La disponibi-

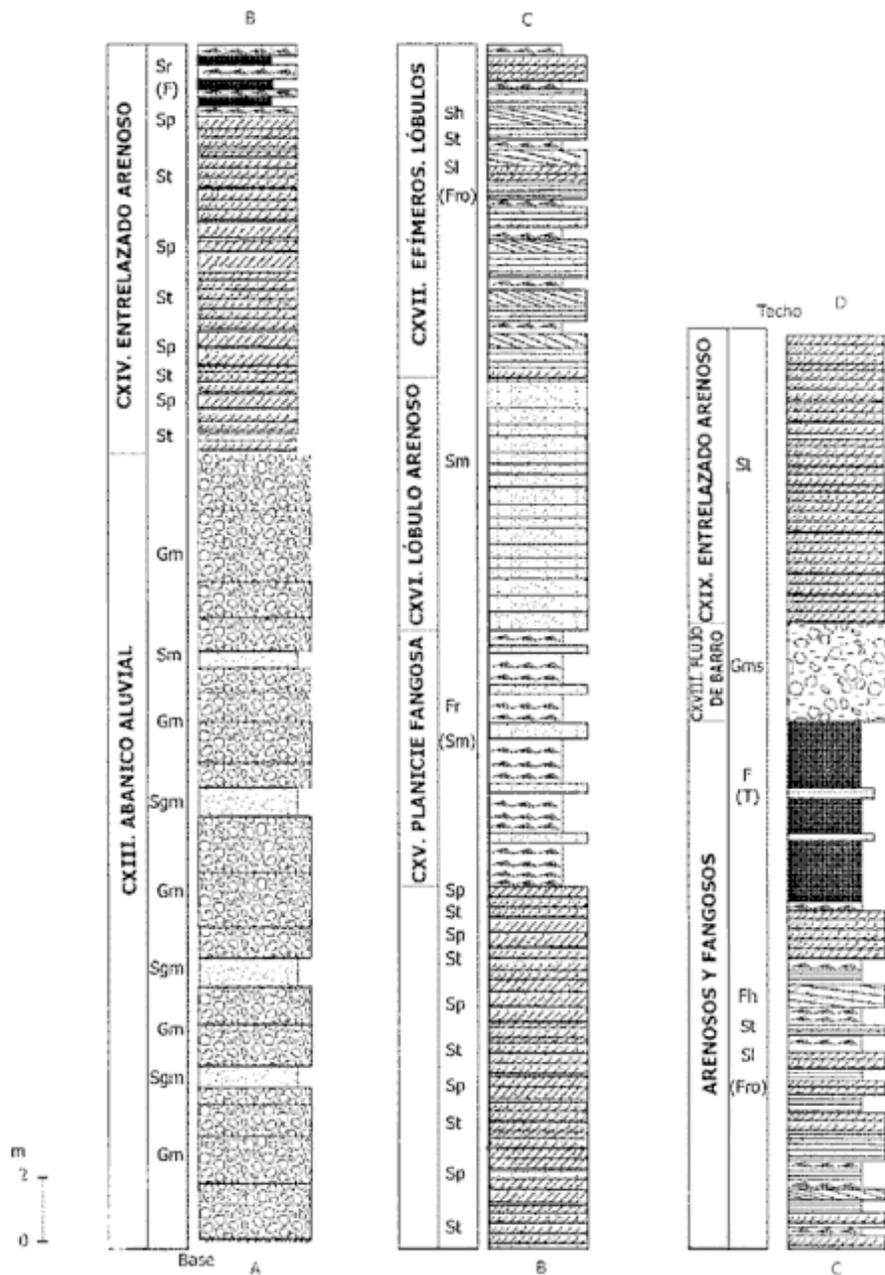


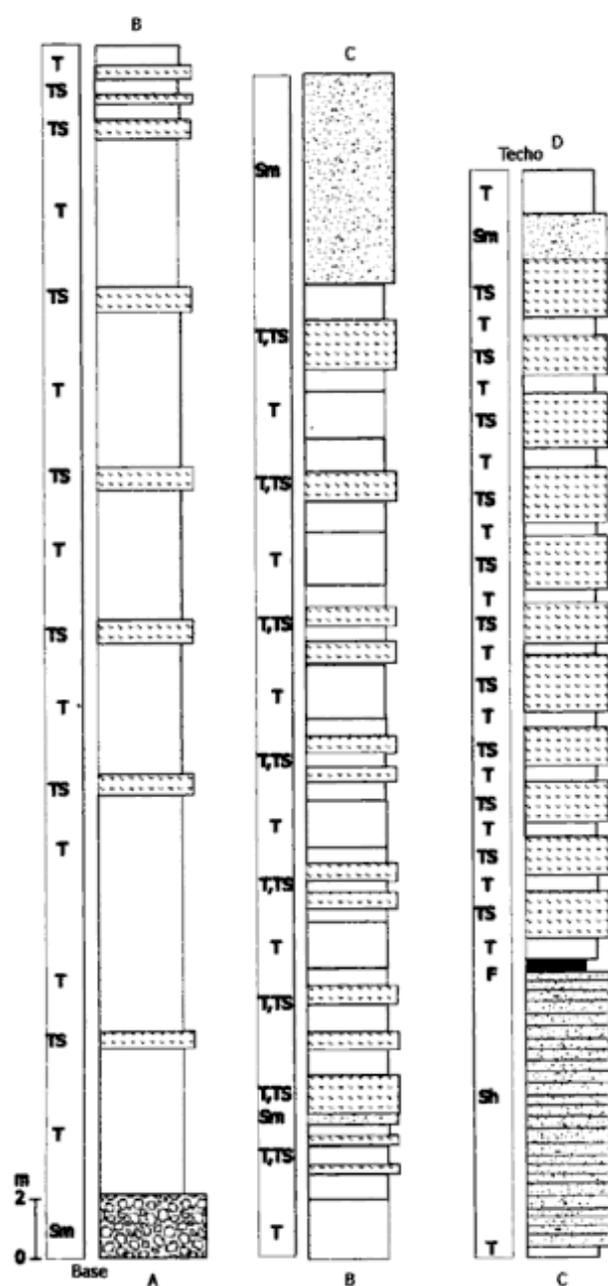
Figura 7: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación Cepeda, cerro Colorado del Cementerio, Barreal.

lidad de espacio se relaciona -a su vez- con el perfil de grado (Mackin 1948) o perfil de base (Quirk 1996), las fluctuaciones del nivel de base geomorfológico y la subsidencia (Kokogián *et al.* 1989, 1993; Shanley y McCabe 1991, 1993, 1994; Legarreta *et al.* 1993; Wright y Marriott 1993; Olsen *et al.* 1995; Spalletti y Barrio 1998).

En el Triásico de Barreal-Hilario las características del aporte sedimentario son el resultado de las pendientes tectónicas, el clima y los procesos de volcanismo explosivo sinsedimentario. Por su parte, las variaciones en el espacio de acomodación se relacionan con el movimiento de las fallas del hemigraben (Milana y Alcober 1994) y con cambios periódicos

en el ritmo de subsidencia de la cuenca (Cross *et al.* 1993; Spalletti y Barrio 1998), dándose situaciones con alta acomodación en las que domina la subsidencia tectónica y hay reducción de contribuciones detríticas de textura gruesa, y situaciones con baja acomodación en las que la subsidencia está atenuada y hay incremento en el aporte de materiales detríticos de mayor granulometría.

En el área de estudios se aprecia que en sentido vertical se definen alternancias entre sistemas deposicionales fluviales, fundamentalmente de carácter traccional (entrelazados gravosos y arenosos), y sistemas lacustres meromféticos y holomféticos en los que dominan facies distales de decantación suspen-



EN SU TOTALIDAD: ASOCIACIÓN DE FACIES HIII, PLANICIE LOÉSICA, TOBÁCEA

Figura 9: Columna estratigráfica representativa, distribución de facies y de sistemas deposicionales de la Formación El Alcázar (sección inferior), área de Hilario.

siva a las que se asocian depósitos marginales y lóbulos progradacionales deltaicos. Evidentemente, el desarrollo de los sistemas fluviales responde a situaciones de escasa acomodación, incremento en la pendiente del perfil de equilibrio y consecuente intensificación del aprovisionamiento de materiales extra-cuencas de textura gruesa. Las facies lacustres, en cambio, están vinculadas con la creación de un mayor espacio de acomodación debido al ascenso en

el nivel de base geomorfológico, muy probablemente vinculado al aumento en la subsidencia tectónica, disminución en la pendiente del perfil de base y reducción en el suministro de detritos gruesos. Con todo, de acuerdo a Carroll y Bohacs (1999), las asociaciones de facies lacustres-fluviales resultan típicas de cuencas lacustres con sobrealimentación (*over-filled lake basins*) en las que el influjo de aguas y de sedimentos es casi siempre superior al potencial de acomodación.

Los contactos entre las asociaciones de facies fluviales y lacustres constituyen entonces importantes superficies estratigráficas. El neto pasaje desde los depósitos fluviales a los lacustres refleja el súbito ascenso relativo en el nivel de base, controlado muy probablemente por incremento en la tasa de subsidencia (Browne y Plint 1994; Plint y Browne 1994) y por movimientos de las fallas presentes en el margen pasivo del hemigraben. El tránsito de los sistemas lacustres a los fluviales se da mediante el desarrollo de una importante discontinuidad interpretada como el resultado de un aumento significativo en las pendientes regionales (perfil de equilibrio) y reducción del ritmo de subsidencia en el depocentro que se traduce en un proceso de progradación fluvial. En el caso de las sucesiones estudiadas, los significativos cambios de facies que se manifiestan en el contacto entre las secciones inferior y superior de la Formación Cortaderita y en el que limita a las Formaciones Cortaderita y Cepeda implican una singular reorganización paleogeográfica de la cubeta.

Sobre la base de las asociaciones de facies y de las principales discontinuidades en el registro sedimentario, se han podido establecer tres secuencias depositacionales. Lamentablemente, los límites entre estas secuencias no siempre coinciden con los establecidos para la definición de las unidades litoestratigráficas.

En el área al este de Barreal, la primera secuencia (SD 1) comprende a la Formación Barreal y a la sección inferior de la Formación Cortaderita, mientras que en Hilario está representada por la Formación Agua de los Pajaritos y la mayor parte de la Formación El Alcázar (Fig. 11). Se inicia con un sistema fluvial entrelazado gravo-arenoso, con un corto episodio lacustre, en tanto que en Hilario está dominada por la actividad volcánica explosiva que se manifestó con depósitos de flujo y caída piroclásticos. Las porciones superiores de esta secuencia muestran el desarrollo regional de sistemas lacustres holomféticos y meromféticos, con frecuentes episodios de progradación deltaica definidos por la aparición de facies de frente y de planicie deltaica.

La segunda secuencia (SD 2) aparece sobre una importante discontinuidad estratigráfica que marca un singular cambio paleogeográfico. Se identifica en la sección superior de la Formación Cortaderita y en el tope de la Formación El Alcázar (Fig. 11) y está

secos o autocíclicos (progradaciones de redes fluviales sobre el nivel de base lacustre) (cf. Spalletti 1995, 1997; Milana 1999).

Por su parte, el estilo de superposición de las asociaciones de facies fluviales consiste en frecuentes pasajes desde sistemas entrelazados gravosos a entrelazados arenosos, e incluso desde éstos a sistemas meandrosos y de planicies tobáceas. Estas transiciones nos muestran con claridad una tendencia a la reducción en las pendientes del área depositacional (aplanamiento progresivo del perfil de equilibrio) e incremento gradual en el espacio de acomodación. La mencionada ciclicidad (granodecreciente hasta hidrodinámicamente decreciente) de los depósitos fluviales puede ser atribuida al desarrollo de tractos o sistemas retrogradacionales (*backstepping*) (Xue y Galloway 1993; Legarreta *et al.* 1993).

No obstante, una mejor caracterización secuencial de los depósitos se obtiene siguiendo a Currie (1997), ya que las facies gruesas, desarrolladas sobre las discontinuidades estratigráficas, pueden considerarse tractos degradacionales, mientras que los depósitos formados a menores gradientes corresponderían a los llamados tractos transicionales. Por último, los sistemas lacustres originados en condiciones de alta acomodación pueden ser definidos como tractos agradacionales.

Finalmente, es necesario destacar que la abundancia de depósitos de tefra y de areniscas piroclásticas, nos muestra que el relleno sedimentario triásico evolucionó bajo una importante actividad volcánica explosiva ácida. Se interpreta aquí que el volcanismo contemporáneo ha influido en la generación de desniveles topográficos que circundaron a la cuenca, la ha provisto de importantes volúmenes de sedimentitas piroclásticas primarias y ha contribuido al desarrollo de depósitos epiclásticos de tipo loésico.

En diversas cuencas de *rift* se ha definido el desarrollo de megasecuencias granodecrecientes que reflejan un progresivo decrecimiento en los aportes de materiales clásticos gruesos y en la energía de las corrientes. En cambio, en el Triásico de Barreal e Hilario el diseño de superposición es mucho más confuso, sin que se aprecien tendencias a una sistemática reducción (o incremento) de la granulometría de los depósitos. Sobre la base de los hallazgos de Mather (1993), Melvin (1993), Fernández *et al.* (1993), Cole y Ridgway (1993) y Crews y Ethridge (1993) resulta claro que las megasecuencias granodecrecientes aparecen bien definidas en los márgenes activos de los *riffts* asimétricos o hemigrábenes. Por lo que se puede apreciar en nuestro caso, se deduce que en los flancos pasivos de estas depresiones la carencia de megaciclicidad puede ser la resultante de la interacción de múltiples factores de control en el desarrollo de las sucesiones sedimentarias.

Conclusiones

1.- Los depósitos triásicos de Barreal e Hilario (Precordillera occidental sanjuanina), correspondientes al margen pasivo de un hemigraben, se componen de diversas facies sedimentarias silicoclásticas, con fuerte afinidad volcánica.

2.- El análisis de facies ha permitido interpretar la presencia de los siguientes sistemas depositacionales: abanico y cono aluvial, fluvial entrelazado (gravoso y arenoso), fluvial efímero, fluvial meandroso de carga mixta o de alta sinuosidad, planicies con sedimentación piroclástica, lacustres hidrológicamente abiertos (holomféticos y meromféticos) y deltaicos de influencia fluvial.

3.- El registro triásico muestra constantes variaciones verticales, con sistemáticas repeticiones en la disposición de los sistemas depositacionales fluviales, lacustres y deltaicos.

4.- Las correlaciones entre áreas de afloramiento se efectuaron sobre la base del reconocimiento de discontinuidades, algunas relacionadas con un brusco ascenso en el nivel de base geomorfológico, otras que marcan cambios en el régimen de los sistemas lacustres y otras que se manifiestan como discontinuidades que implican importantes variaciones en los sistemas depositacionales y en la paleogeografía de la cuenca.

5.- El desarrollo de las secuencias depositacionales se vincula con la creación de espacio de acomodación y con los aportes sedimentarios. El espacio de acomodación estuvo controlado esencialmente por la subsidencia así como por la posición del perfil de equilibrio y las fluctuaciones del nivel de base. La naturaleza de los aportes detríticos fue determinada por las pendientes tectónicas, los procesos de volcanismo explosivo sinsedimentarios y -en menor medida- por factores climáticos.

6.- Las facies lacustres se desarrollaron cuando hubo mayor espacio de acomodación por incremento en la subsidencia y en la tasa de ascenso del nivel de base, así como concomitante reducción en el suministro de detritos de textura gruesa. Las facies fluviales corresponden a períodos con menor acomodación y subsidencia, aumento en el perfil de equilibrio y en la provisión de clásticos gruesos.

7.- Se definen tres secuencias depositacionales. La SD 1 se inicia con un sistema fluvial entrelazado gravo-arenoso y un corto episodio lacustre, más importante actividad volcánica explosiva, manifestada por depósitos de flujo y caída piroclásticos en la región de Hilario. Esta secuencia culmina con el desarrollo regional de sistemas lacustres holomféticos y meromféticos en los que se registran frecuentes episodios de progradación deltaica. La SD 2 se asienta sobre una muy marcada discontinuidad estratigráfica y está formada por depósitos de un sistema entrelazado arenoso, asociado a planicies con dominio de

acumulaciones de caída piroclástica. La SD 3 se caracteriza por depósitos fluviales proximales, producto de procesos de reactivación tectónica y de un probable cambio climático con tendencia a la desecación.

8.- Intrínsecamente, los ambientes lacustres reflejan algunas variaciones verticales en batimetría que se asignan a factores alofclicos de menor magnitud. Sin embargo, el desarrollo de lóbulos deltaicos se considera resultado de procesos autocíclicos.

9.- Los pasajes verticales desde sistemas entrelazados gravosos a arenosos, a meandrosos y a planicies tobáceas se deben a la reducción progresiva en el gradiente del perfil de equilibrio y el aumento gradual en el espacio de acomodación.

10.- Las facies fluviales traccionales (gravosas y arenosas) se atribuyen a tractos o cortejos degradacionales, las de carga mixta a tractos transicionales y las lacustres a tractos agradacionales.

11.- El volcanismo sinsedimentario ha influido fuertemente en la naturaleza de los detritos y de las facies (importantes volúmenes de piroclásticas primarias y reelaboradas), y ha tenido importancia en la generación de desniveles topográficos circundantes a la cuenca.

12.- A diferencia de lo que suele acontecer en los flancos activos de los hemigrábenes (desarrollo de megasecuencias granodecrecientes), en el flanco pasivo del hemigráben triásico no es posible definir una clara tendencia a la megaciclicidad. Este comportamiento se atribuye a la interacción de múltiples factores de control en el desarrollo de las sucesiones sedimentarias de los márgenes pasivos de estas cuencas de *rift* asimétrico.

Agradecimientos

El autor desea expresar su reconocimiento a los árbitros por las valiosas sugerencias efectuadas al manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. and Collinson, J.D., 1986. Lakes. In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, pp. 63-94. Blackwell, Oxford.
- Baraldo, J.A. y Guerin, P.G., 1984. Nuevo ordenamiento estratigráfico para el Triásico de Hilarío (Calingasta, San Juan). *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 79-94. San Carlos de Bariloche.
- Barredo, S.P. y Ramos, V.A., 1997. Los depósitos de Rincón Blanco (Precordillera de San Juan): un rift triásico. *Actas 2º Jornadas sobre Geología de la Precordillera*, 1: 130-135. San Juan.
- Blair, T.C. and McPherson, J.G., 1992. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 104: 762-769.
- Borrello, A.V. y Cuerda, A.J., 1965. Grupo Rincón Blanco (Triásico San Juan). *Notas Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires*, 2 (10). La Plata.
- Browne, G. and Plint, A., 1994. Alternating braidplain and lacustrine deposition in a strike-slip setting: the Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 40-59.
- Carroll, A.R. and Bohacs, K.M., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes: balancing tectonic and climatic controls. *Geology*, 27: 99-102.
- Chan, M., 1999. Triassic loessite of north-central Utah: stratigraphy, petrophysical character and paleoclimate implications. *Journal of Sedimentary Research*, 69: 477-485.
- Chan, M. and Dott Jr., R., 1986. Depositional facies and progradational sequences in Eocene wave-dominated deltaic complexes, southwestern Oregon. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 70: 415-429.
- Clemente, P. and Pérez Arlucea, M., 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 437-452.
- Cole, R. and Ridgway, K., 1993. The influence of volcanism on fluvial depositional systems in a Cenozoic strike-slip basin, Denali Fault System, Yukon Territory, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 152-166.
- Coleman, J. and Wright, L., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: Broussard, M. (Ed.): *Deltas, Models for Exploration*, pp. 99-149. Geological Society of Houston, Houston.
- Collinson, J.D., 1986. Alluvial Sediments. In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, pp. 20-62. Blackwell Science, Oxford.
- Collinson, J.D., 1996. Alluvial sediments. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd. Edition), pp. 37-82. Blackwell Science, Oxford.
- Crews, S. and Ethridge, F., 1993. Laramide tectonics and humid alluvial fan sedimentation, NE Uinta Uplift, Utah and Wyoming. *Journal Sedimentary Petrology*, 63: 420-436.
- Cross, T., Baker, M., Chapin, M., Clark, M., Gardner, M., Hanson, M., Lassenger, M., Little, L., McDonough, K., Sonnefeld, M., Valasek, D., Williams, M. and Witter, D., 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: Eschard, R. and Doligez, B. (Eds.): *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, pp. 11-33. Editions Technip, Paris.
- Cuevas Gonzalo, M. and Martinus, A., 1993. Outcrop data-base for the geological characterization of fluvial reservoirs: an example from distal fluvial fan deposits in the Loranca Basin, Spain. In: North, C. and Proser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publication, 73: 79-94. Londres.
- Currie, B.S., 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland basin system. *Geological Society of America Bulletin*, 108: 1206-1222.
- Damborenea, S.E., 1974. Geología del cerro Colorado del Cementerio, Barreal, provincia de San Juan (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29: 249-263. Buenos Aires.
- Diemer, J.A. and Belt, E.S., 1991. Sedimentology and paleohydrology of the meandering river system of the Fort Union Formation, southeastern Montana. *Sedimentary Geology*, 75: 85-108.
- Du Toit, D., 1927. A geological comparison of South America with South Africa. With a paleontological contribution by F. R. Cowper Red. Carnegie Institute, Washington, 157 p., Washington.
- Eberth, D.A. and Miall, A.D., 1991. Stratigraphy, sedimentology and evolution of a vertebrate-bearing, braided to anastomosed fluvial system, Cutler Formation (Permian-Pennsylvanian), north-central New Mexico. *Sedimentary Geology*, 72: 225-252.
- Elliott, T., 1974. Interdistributary bay sequences and their genesis.

- Sedimentology, 21: 611-622.
- Elliott, T., 1977. The variability of modern river deltas. *Science Programs*, 64: 215-227. Oxford.
- Elliott, T., 1986. Deltas. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies*, pp. 113-154. Blackwell, Oxford.
- Evans, J., 1991. Facies relationships, alluvial architecture, and paleohydrology of a Paleogene, humid-tropical alluvial-fan system: Chumstick Formation, Washington State, U.S.A. *Journal Sedimentary Petrology*, 61: 732-755.
- Fernández, J., Bluck, B. and Viseras, C., 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40: 879-893.
- Friend, P., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. In: Collinson, J. and Lewin, J. (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6: 345-354.
- Gagliano, S. and van Beeck, J., 1970. Geologic and geomorphic aspects of deltaic processes, Mississippi delta system. In: *Hydrologic and Geologic Studies of Coastal Louisiana*, Report 1, pp. 1-140. Louisiana State University.
- Galloway, W. and Hobday, D., 1996. *Terrigenous Clastic Depositional Systems: Application to Fossil Fuel and Groundwater Resources* (2nd. Edition). Springer, 489 pp. Berlín.
- Groeber, P. y Stipanovic, P., 1953. Triásico. En: Groeber, P. et al. (Eds.): *Mesozoico. Geografía de la República Argentina*, pp. 1-141. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA, 2. Buenos Aires.
- Hastings, J., 1990. Coarse grained meander belt reservoirs, Rocky Ridge Field, North Dakota. In: Barwis, J., McPherson, J. y Studlick, J. (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, pp. 57-84. Springer Verlag, Berlín.
- Johnson, S., 1989. Significance of loessites in the Maroon Formation (Middle Pennsylvanian to Lower Permian), Eagle Basin, northwest Colorado. *Journal Sedimentary Petrology*, 59: 782-791.
- Kokogján, D., Boggetti, D. y Rebay, G., 1989. Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos sutiles. *Actas 1er. Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos*, 2: 649-674.
- Kokogján, D., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos, V. (Ed.): *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (7): 65-78. Mendoza.
- Legarreta, L., Uliana, M., Larotonda, C. and Meconi, G., 1993. Approaches to nonmarine sequence stratigraphy - Theoretical models and examples from Argentine basins. In: Eschard, R. and Doligez, B. (Eds.): *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, pp. 125-143. Editions Technip, Paris.
- López Gamundí, O., 1994. Facies distribution in an asymmetric half graben: the northern Cuyo Basin (Triassic), western Argentina. *Abstracts 14th International Sedimentological Congress*, S1: 6-7. Recife.
- López Gamundí, O.R. y Astini, R.A., 1992. Caracterización de las facies lacustres en la sección basal del Triásico de El Alcázar-Agua de los Pajaritos, Provincia de San Juan, Argentina. *Actas 4ª Reunión Argentina de Sedimentología*, 3: 97-104. La Plata.
- Mackin, J.H., 1948. Concept of the graded river. *Geological Society of America Bulletin*, 59: 463-512.
- Mather, A., 1993. Basin inversion: some consequences for drainage evolution and alluvial architecture. *Sedimentology*, 40: 1069-1089.
- McKee, E.D., Crosby, E.J. and Berryhill, H.L. Jr., 1967. Flood deposits, Bijou Creek, Colorado, June 1965. *Journal of Sedimentary Petrology*, 37: 829-851.
- Melvin, J., 1993. Evolving fluvial style in the Kekiktuk Formation (Mississippian), Endicott Field Area, Alaska: base level response to contemporaneous tectonism. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1723-1744.
- Mésigos, M., 1953. El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral, Sierra de Barreal (prov. de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8: 65-109. Buenos Aires.
- Miall, A.D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, pp. 597-604. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, Calgary.
- Miall, A., 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *American Association of Petroleum Geologists Continuum Education Course, Note Series 20*, 75 pp.
- Miall, A.D., 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72: 682-697.
- Milana, J.P., 1999. Anatomía de parasecuencias de un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos, Cuenca Triásica de Ischigualasto, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 365-387. Buenos Aires.
- Milana, J.P. y Aleoher, O., 1994. Modelo de funcionamiento tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 217-235. Buenos Aires.
- Olsen, H., 1987. Ancient ephemeral stream deposits: local terminus fan model from the Bunter Sandstone Formation (L. Triassic) in the Tronder -3, -4 and -5 wells, Denmark. In: Frostick, L. and Reid, I. (Eds.): *Desert Sediments: Ancient and Modern*. Special Publication Geological Society of London: 69-86. Londres.
- Olsen, H., 1989. Sandstone-body structures and ephemeral stream processes in the Dinosaur Canyon Member, Moenave Formation (Lower Jurassic), Utah, U.S.A. *Sedimentary Geology*, 61: 207-221.
- Olsen, P., 1990. Tectonic, climatic, and biotic modulation of lacustrine ecosystems - examples from Newark Supergroup of eastern North America. In: Katz, B. (Ed.): *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 50: 209-224. Tulsa.
- Olsen, T., Steel, R., Hogseth, K., Skar, T. and Roe, S., 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 265-280.
- Orton, G. and Reading, H., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40: 475-512.
- Plint, A. and Browne, G., 1994. Tectonic event stratigraphy in a fluvio-lacustrine, strike-slip setting: the Boss Point Formation (Westphalian A), Cumberland Basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 341-364.
- Pye, K., 1987. *Aolian Dust and Dust Deposits*. Academic Press, 334 pp., Londres.
- Quartino, B.J., Zardini, R. y Amos, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región de Barreal-Calingasta, Provincia de San Juan, República Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Monografía 1*, 1-184. Buenos Aires.
- Quirk, D., 1996. «Base profile»: a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. In: Howell, J. and Aitken, J. (Eds.): *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications*, pp. 37-49. Geological Society, Special Publication 104, Londres.
- Ramos, A. and Sopena, A., 1983. Gravel bars in low sinuosity streams (Permian and Triassic, Central Spain). In: Collinson, J. and Lewin, J. (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*, Special Publication International Association of Sedimentologists, 6: 301-312. Oxford.
- Ramos, A., Sopena, A. and Pérez Arlucea, M., 1986. Evolution of Buntsandstein fluvial sedimentation in the northwest Iberian Ranges (Central Spain). *Journal Sedimentary Petrology*, 56: 862-875.

- Reading, H., 1986. Facies. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies* (2nd. Edition), pp. 4-19. Blackwell, Oxford.
- Reading, H. and Collinson, J., 1996. Clastic Coasts. In: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy* (3rd. Edition), pp. 154-231. Blackwell Science, Oxford.
- Rolleri, E.O. y Criado Roqué, R.P., 1968. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *Actas 3º Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 1-76. Buenos Aires.
- Rust, B. and Gibling, M., 1990. Braidplain evolution in the Pennsylvanian South Bar Formation, Sydney Basin, Nova Scotia, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 59-72.
- Shanley, K. and McCabe, P., 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy. An example from the Kaiparowits Plateau, Utah. *Geology*, 19: 742-745.
- Shanley, K. and McCabe, P., 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. In: Flint, S. and Bryant, I. (Eds.): *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 15: 21-56. Londres.
- Shanley, K. and McCabe, P., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78: 544-568.
- Smith, N., Cross, T., Dufficy, J. and Clough S., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36: 1-23.
- Spalletti, L.A., 1980. Paleoambientes Sedimentarios en Secuencias Silicoclásticas. *Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria*: 1-175. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., 1992. El loess y el problema de la identificación de las loessitas. *Revista Museo de La Plata, nueva serie, Geología*, 11: 45-56. La Plata.
- Spalletti, L.A., 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología* 1, 2: 125-142.
- Spalletti, L.A., 1995. Los sistemas de acumulación fluviales y lacustres del Triásico en la región occidental de la Precordillera sanjuanina, República Argentina. *Actas 2º Reunión del Triásico del Cono Sur*: 27-28, Bahía Blanca.
- Spalletti, L.A., 1997. Sistemas deposicionales fluvio-lacustres en el rift triásico de Malargüe (sur de Mendoza, República Argentina). *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 49: 109-124. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A. y Barrio, C.A., 1998. Arquitectura y secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco) en la Cuenca Cuyana, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 388-400. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A. y Mazzoni, M.M., 1977. Sedimentología del Grupo Sarmiento en un perfil ubicado al sur del lago Colhué Huapi, provincia de Chubut. *Obra Centenario Museo de La Plata, Geología*, 4: 261-283. La Plata.
- Spalletti, L.A. y Morel, E.M., 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihufu (Triásico), sur de Mendoza (Argentina). *Actas 4º Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 159-166. La Plata.
- Spalletti, L., Arrondo, O., Morel, E. y Ganuza, D., 1988. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 544-557. Buenos Aires.
- Spalletti, L., Artabe, A., Brea, M. y Ganuza, D., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 175-188. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 4(3): 3-183. Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. *Actas 20º Congreso Geológico Internacional, Sección 2*: 73-112. México.
- Stipanovic, P.N., 1972. La Cuenca triásica de Barreal (provincia de San Juan). En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 537-566. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P.N., 1979. El Triásico del valle del Río de Los Patos (provincia de San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 695-744. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Stipanovic, P.N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. In: Moullade, M. and Nairn, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic Geology of the World: II. The Mesozoic*, pp. 181-199. Elsevier, Amsterdam.
- Stipanovic, P.N. y Bonetti, M.I.R., 1969. Consideraciones sobre la cronología de los terrenos triásicos argentinos. *Godwanan Stratigraphy, Proceedings of the 1st Gondwana Symposium*, pp. 1081-1119. International Union of Geological Sciences, UNESCO, Paris.
- Talbot, M.R. and Allen, P.A., 1996. Lakes. In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3º. Edit.), pp. 83-124. Blackwell Science, Oxford.
- Tunbridge, I.P., 1981. Sandy high-energy flood sediments - some criteria for their recognition, with an example from the Devonian of S.W. England. *Sedimentary Geology*, 28: 79-95.
- Tunbridge, I.P., 1984. Facies model for a sandy ephemeral stream and clay playa complex; the middle Devonian Trentishoe Formation of North Devon, U.K. *Sedimentology*, 31: 697-715.
- Valero Garcés, B., 1993. Lacustrine deposition and related volcanism in a transtensional tectonic setting: Upper Stephanian - Lower Autunian in the Aragón-Béarn Basin, western Pyrenees (Spain - France). *Sedimentary Geology*, 83: 133-160.
- van Heerden, I. and Roberts, H., 1980. The Atchafalaya Delta - Louisiana's new prograding coast. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 30: 497-506.
- Wells, S. and Harvey, A., 1987. Sedimentologic and geomorphologic variations in storm-generated alluvial fans, Howgill Fells, northwest England. *Geological Society of America Bulletin*, 98: 182-198.
- Werren, E., Shew, R., Adams, E. and Stancliffe, R., 1990. Meander belt reservoir geology, Mid-dip Tuscaloosa, Little Creek Field, Mississippi. In: Barwis, J., McPherson, J. y Studlick, J. (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, pp. 85-108. Springer Verlag, Berlin.
- Wright, L.D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 857-868.
- Wright, V. and Marriott, S., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86: 203-210.
- Xue, L. and Galloway, W., 1993. Genetic sequence stratigraphic framework, depositional style, and hydrocarbon occurrence of the Upper Cretaceous QYN Formations in the Songliao lacustrine basin, northeastern China. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1792-1808.
- Yrigoyen, M.R. y Stover, L.W., 1970. La palinología como elemento de correlación del Triásico en la Cuenca Cuyana. *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 427-447. Buenos Aires.

Recibido: 10 de enero, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001

Mineralogía y metamorfismo de volcanitas de Aluminé, Neuquén

Silvia L. LAGORIO¹, Gabriela I. MASSAFERRO², María E. VATTUONE^{1,3}, Teresita F. MONTENEGRO^{1,4}
y Carlos O. LATORRE³

¹ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.), Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

² Centro Nacional Patagónico-CONICET, Blvd. Brown s/n, 9120 Puerto Madryn, Chubut

³ Instituto de Geocronología y Geología Isotópica-CONICET, Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

⁴ CONICET

E-mail: lag@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Al norte de la localidad de Aluminé se han reconocido dos tipos de metavolcanitas pertenecientes a la Formación Aluminé. Características mineralógicas, texturales y químicas revelan la naturaleza andesítica de su protolito. La paragénesis metamórfica de la meta-andesita I consiste esencialmente en venas y nódulos de ortosa, clinopiroxeno diopsídico, granate andradítico, magnetita, cuarzo y calcita, desde los bordes hacia el centro. Esta asociación aparece asimismo como alteración *pervasiva* de la roca. La ortosa se formó asimismo a partir de la plagioclasa a través de un proceso de metasomatismo potásico previo. Clinopiroxeno, granate, magnetita y cuarzo se formaron en condiciones de facies *hornfels* de hornblenda. La facies esquistos verdes está representada por magnetita, calcita, cuarzo, epidoto, zoisita, tremolita-actinolita, albita, clorita, esfena, pirita y calcopirita. La prehnita asociada a albita, tremolita-actinolita, clorita y cuarzo caracterizan la facies prehnita-actinolita. La cristalización de estilbita ocurre en la última etapa, correspondiente a facies ceolita. En la meta-andesita II la facies *hornfels* de hornblenda está definida por hornblenda, plagioclasa, biotita y cuarzo. El subsiguiente reemplazo parcial de estos minerales por epidoto, zoisita, clorita, calcita, actinolita, esfena, pirita y calcopirita de lugar a la facies esquistos verdes. El metamorfismo que afecta a las andesitas comprende desde la facies *hornfels* hornbléndico hasta la facies ceolita, evidenciando un proceso retrógrado. El metamorfismo es adjudicado a cuerpos ígneos presentes en el área

Palabras clave: *Meta-andesita, Ortosa, Diópsido, Granate, Metasomatismo, Aluminé, Neuquén*

ABSTRACT. *Mineralogy and metamorphism of volcanic rocks from Aluminé, Neuquén.* Two kinds of metavolcanic rocks were recognised in outcrops of the Aluminé Formation located to the north of the town of Aluminé. Mineralogical, textural and chemical characteristics reveal the andesitic nature of the protolith. Metamorphic paragenesis of the meta-andesite I consists essentially of veins and nodules of orthoclase, diopsidic clinopyroxene, andraditic garnet, magnetite, quartz and calcite, sequentially from the edge to the centre. This assemblage appears also as a pervasive alteration of the rock. Orthoclase was also formed from plagioclase crystals by a previous metasomatic process. Clinopyroxene, garnet, magnetite and quartz were formed under hornblende hornfels facies conditions. Magnetite, calcite, quartz and other minerals, such as epidote, zoisite, tremolite-actinolite, albite, chlorite, sphene, pyrite and chalcopyrite, indicate greenschist facies. Prehnite with albite, tremolite-actinolite, chlorite and quartz are indicative of the prehnite-actinolite facies. Stilbite crystallisation is the latest stage, in zeolite facies. In meta-andesite II, the hornblende hornfels facies is defined by the presence of hornblende, biotite, plagioclase and quartz; a partial replacement of these minerals by epidote, zoisite, chlorite, calcite, actinolite, sphene, pyrite and chalcopyrite indicates the presence of the greenschist facies. The metamorphism in the meta-andesitic rocks spans the hornblende hornfels- to zeolite facies pointing to a retrograde process. Granitic bodies present in the area would have triggered the transformations in the andesites.

Key words: *Meta-andesite, Orthoclase, Diopside, Garnet, Metasomatism, Aluminé, Neuquén*

Introducción

En la región de Aluminé existen extensos afloramientos de rocas volcánicas y piroclásticas asociadas de composición andesítica que fueron reunidos por Turner (1965) en la Formación Aluminé. Turner (1965) asignó estos depósitos al Triásico si bien en estudios más recientes (Latorre *et al.* 1997; Vattuone *et al.* 1998; Lagorio *et al.* 1998) se ha demostrado que parte de estos afloramientos tienen edades más modernas que comprenden desde el Jurásico-Cretá-

cico temprano hasta el Paleoceno inclusive.

Localmente, al norte de la localidad de Aluminé (Fig. 1), las rocas volcánicas de la Formación Aluminé están afectadas por un metamorfismo que se presenta en distintas facies que responden a variaciones composicionales del protolito, a diversos procesos intervinientes y a las distintas condiciones de temperatura a las que fueron sometidas las rocas. Esto da origen a una secuencia metamórfica completa desde facies de *hornfels* hornbléndico hasta facies de ceolitas, precedida por metasomatismo potásico.

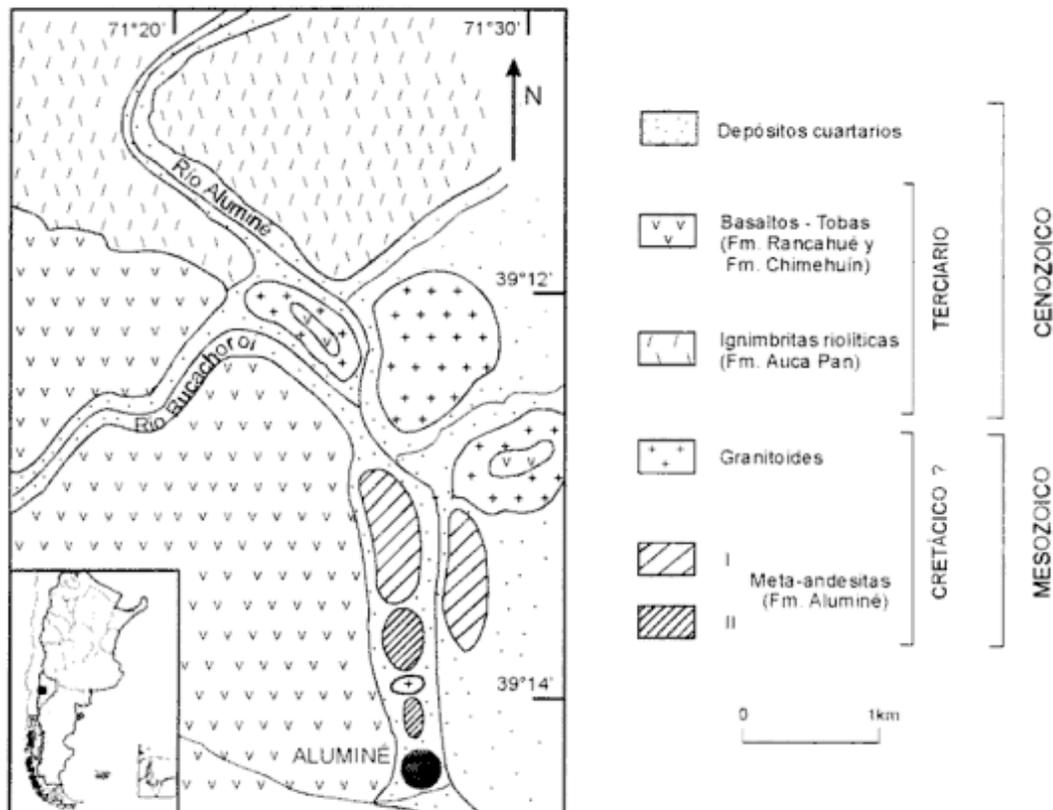


Figura 1: Mapa geológico (modificado de Turner 1976).

El objetivo de este trabajo es describir las características de las metavolcanitas de la Formación Aluminé en el área de la localidad homónima e interpretar y definir los procesos que las afectaron.

Es probable que los procesos metamórficos estén relacionados con la intensa actividad magmática que se registrara en esta zona a partir del Jurásico como consecuencia de la instauración de un margen de subducción en el borde occidental de la placa sudamericana. Regionalmente han sido descriptos cuerpos intrusivos de edad cretácica (Vattuone *et al.* 1996; Latorre *et al.* 1997; Vattuone *et al.* 1998). Asimismo, en la localidad próxima de Moquehue, Latorre y Vattuone de Ponti (1990) describieron procesos con similitudes a los aquí analizados, en relación a los intrusivos cretácicos.

Metodología

Para el estudio se realizaron cortes petrográficos, análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y traza de las rocas; asimismo se efectuaron estudios con microsonda electrónica de algunas especies minerales. Los contenidos de elementos mayoritarios fueron analizados por ICP y de elementos traza por ICP-MS en el laboratorio ACTLABS de Canadá; en algunas muestras los elementos mayores

han sido determinados por vía húmeda en el laboratorio de Química de Rocas del Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA).

Los análisis de microsonda de varias especies minerales se realizaron en el Centro de Investigaciones Técnicas de las Fuerzas Armadas (CITEFA). El equipo empleado fue una microsonda electrónica de energía dispersiva EDAX adosada a un microscopio electrónico Phillips 9100. Los patrones utilizados son elementos metálicos. Las condiciones operativas son a 20Kv, con corrección convencional ZAF y TKOFF = 25°.

Los minerales opacos fueron identificados a través de observaciones macroscópicas y por óptica de reflexión.

Características petrográficas

Se reconocen dos tipos de metavolcanitas de acuerdo a las asociaciones mineralógicas presentes, las que fueron denominadas meta-andesita I y meta-andesita II.

Meta-andesita I

La roca es de color gris y textura porfírica, con fenocristales de feldespato de color rosado que alcan-

zan hasta 1,5 centímetros. Presenta venas irregulares y nódulos con diámetros que varían entre 1 y 3 cm y están constituidos desde el borde hacia el centro por feldespato potásico, clinopiroxeno, granate, magnetita, cuarzo y calcita (Fig. 2a). Acompañan en algunos sectores, reemplazando a los anteriores minerales, tremolita-actinolita, epidoto, zoisita y albita; en menor cantidad clorita, piritita, calcopirita, prehnita, titanita y estilbita.

El protolito, sólo reconocible en escasos y reducidos sectores, es una andesita con fenocristales de plagioclasa y de mafitos (totalmente alterados) inmersos en una pasta de textura pilotáxica afieltrada (Fig. 2b). La alteración produce el reemplazo de gran parte de la mineralogía primaria con obliteración parcial de la textura original. El cambio más notorio es el reemplazo de fenocristales de plagioclasa por ortosa. La pasta está parcialmente reemplazada por ortosa, cuarzo microcristalino y calcosilicatos.

Meta-andesita II

Es una roca maciza y de color negro. Posee textura granoblástica y por sectores conserva la textura porfírica de la roca original con pasta pilotáxica afieltrada. Los fenocristales de plagioclasa se conservan frescos.

La paragénesis metamórfica está conformada esencialmente por hornblenda, biotita, cuarzo y plagioclasa. En forma subordinada se hallan presentes clorita, epidoto, zoisita, actinolita, titanita, calcita, piritita y calcopirita. Estos minerales aparecen reemplazando a los minerales primarios de la roca o bien en forma de venas.

El protolito andesítico está confirmado por la presencia de biotita y cuarzo (Williams *et al.* 1980; Shelley 1993).

Química de las rocas

El contenido de elementos mayoritarios de las rocas estudiadas se indica en el Cuadro 1. La *meta-andesita I* posee alto contenido de potasio (entre 5,8 y 10,60% en peso); en cambio, en la *meta-andesita II* el contenido de potasio es menor (promedio 2,74% en peso), lo que resulta coherente con la ausencia de feldespato potásico. El porcentaje de SiO₂ excede los valores promedio de rocas andesíticas (Cuadro 1), pero es consistente con la sílice secundaria observada.

La clasificación de estas muestras se realizó a través de los diagramas propuestos por Floyd y Winchester (1978) para rocas metamorfizadas. En el gráfico Nb/Y vs. Zr/TiO₂ las mismas quedan graficadas como andesitas (Fig. 3a); en el diagrama Zr/TiO₂ vs. SiO₂ la mayoría clasifica también como andesitas (con elevado contenido de sílice), sólo una queda representada en el campo de las dacitas (Fig. 3b).

Mineralogía

Meta-andesita I

Los cristales de *feldespato potásico (ortosa)* fueron determinados por vía óptica, difracción de ra-

Cuadro 1: Composición química de las rocas; contenido de elementos mayores (% en peso) y elementos traza (ppm).

	Meta-andesita I			Meta-andesita II	
	AI57	AI57B	AI57A	AI1	AI1A
SiO ₂	61,79	64,55	61,06	61,07	59,20
TiO ₂	0,70	0,80	0,65	0,84	0,86
Al ₂ O ₃	15,59	14,09	16,04	16,81	19,00
Fe ₂ O ₃ t	6,96	6,95	4,19	7,76	7,66
MnO	0,13	0,05	0,09	0,12	0,10
MgO	1,49	0,84	0,12	2,07	1,40
CaO	2,88	0,97	4,02	4,10	4,08
Na ₂ O	4,51	1,30	1,45	3,39	3,08
K ₂ O	5,80	9,51	10,60	2,93	2,56
P ₂ O ₅	0,14	0,80	0,08	0,15	0,09
L.O.I.	0,46	0,28	2,60	0,94	2,17
Suma	100,45	99,45	100,90	100,18	100,20
Cr	58,00	32,00		24,00	
Ni	25,00	0,00		46,00	
Rb	234,00	392,00		141,00	
Ba	988,00	898,00		343,00	
Sr	60,00	38,00		61,00	
Nb	4,00	4,40		6,30	
Zr	144,00	165,00		157,00	
Y	19,10	25,90		28,70	

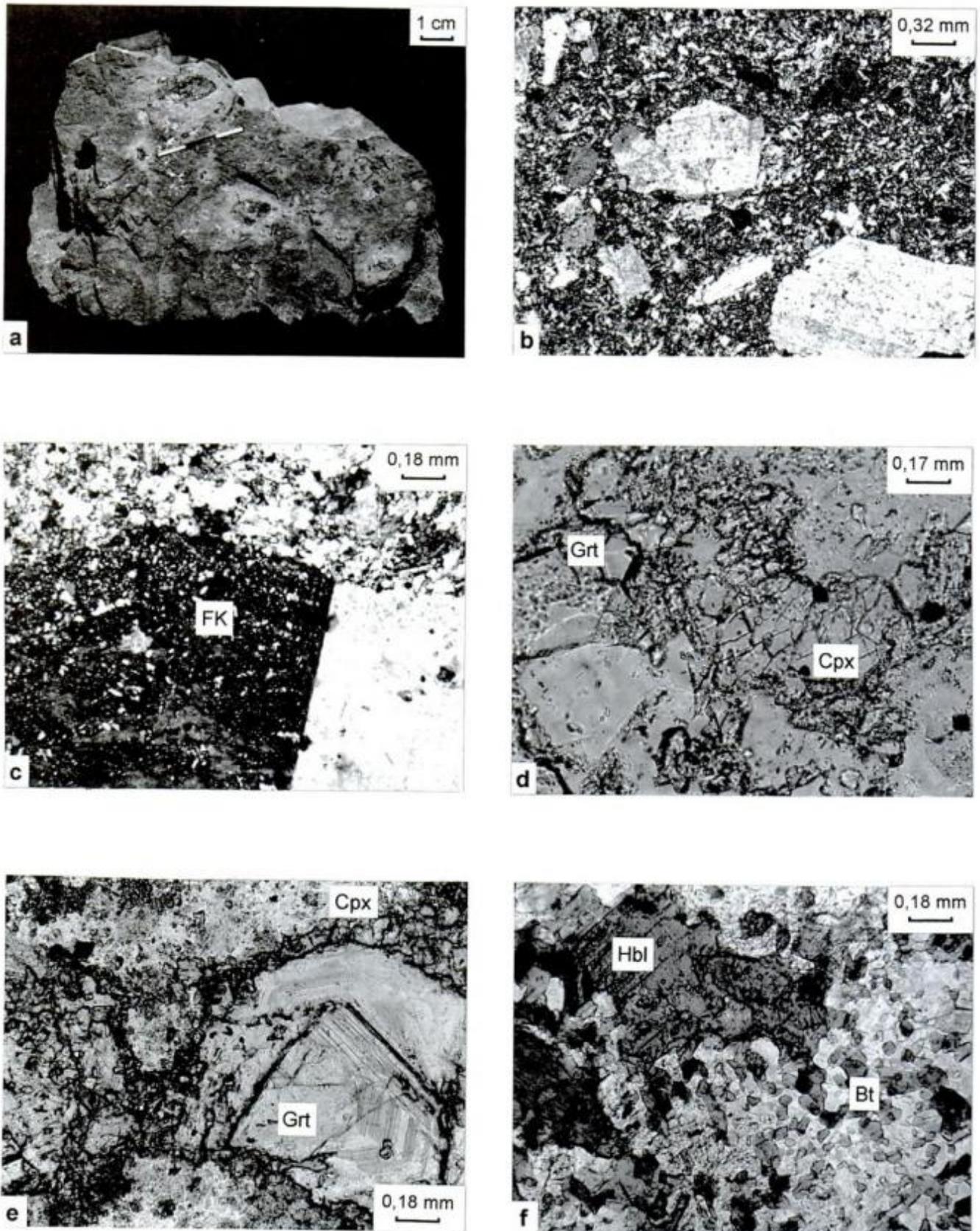


Figura 2: a, venas y nódulos en la *meta-andesita I*; b, textura porfírica original de dicha roca (con nicóles cruzados); c, cristal de ortosa (con nicóles cruzados); d, sección basal de clinopiroxeno; e, vena constituida por granate y clinopiroxeno; f, hornblenda y biotita en la *meta-andesita II*.

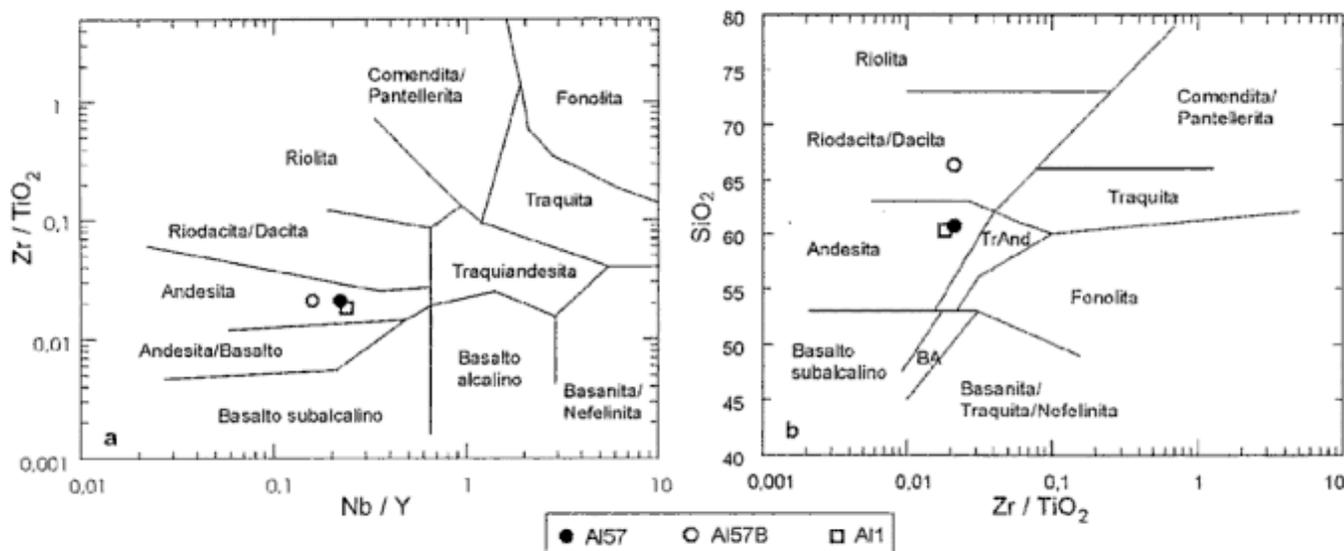


Figura 3: diagramas de clasificatorios de Floyd y Winchester (1978); a, Nb/Y vs. Zr/TiO₂ y b, Zr/TiO₂ vs. SiO₂. BA: basalto alcalino; TrAnd: traquiandesita.

yos X, métodos de tinción y analizados químicamente con microsonda electrónica (Cuadro 2). Presentan tamaños variables que alcanzan hasta 1,5 cm de largo. Por lo general son euhedrales, poseen maclas de dos individuos (Fig. 2c) y también de tipo polisintético, heredadas de la plagioclasa cálcica a la cual reemplazan. Los bordes están argilitizados. En algunos casos muestran perfitas de reemplazo, lo cual justifica el contenido de sodio de algunos análisis realizados con microsonda electrónica (Cuadro 2, N° 1 y 3). La difracción de rayos X arrojó como resultado un difractograma que concuerda con la ficha 31-966 (JCPDS 1986) correspondiente a ortoclasa y también se identificaron algunos picos de *albita*.

El *clinopiroxeno* posee coloración verdosa en sección delgada (Fig. 2d), con un leve pleocroísmo y un ángulo $\gamma:c = 43^\circ$. Pertenece a la serie diópsido-hedenbergita-johannsenita con una proporción molecular de diópsido que varía entre 52 y 66% (Cua-

dro 3, Fig. 4). Se presenta en cristales prismáticos subhedrales. Es reemplazado por granate, quedando núcleos relicticos.

El *granate* tiene una coloración homogénea castaña clara en corte delgado y muestra numerosas caras de crecimiento (Fig. 2e). Contiene una proporción molecular de andradita que oscila entre 62 y 66% (Cuadro 3, Fig. 4). Desarrolla contacto en caries directa con el clinopiroxeno. En algunos casos reemplaza parcialmente a los fenocristales de plagio-

Cuadro 2: Composición química del feldespato de la meta-andesita 1. Fórmula estructural en base a 32 oxígenos.

	FELDESPATO		
	1	2	3
SiO ₂	70,08	70,37	71,59
Al ₂ O ₃	18,06	18,34	19,61
CaO	1,25	0,00	0,00
Na ₂ O	3,70	1,84	4,20
K ₂ O	6,91	9,44	4,59
Total	100,00	99,99	99,99
N° de oxígenos	32		
Si	12,36	12,44	12,39
Al	3,76	3,82	4,00
Ca	0,24	0,00	0,00
Na	1,26	0,63	1,41
K	1,55	2,13	1,02
Or	51	77	42
Ab	41	23	58
An	8	0	0

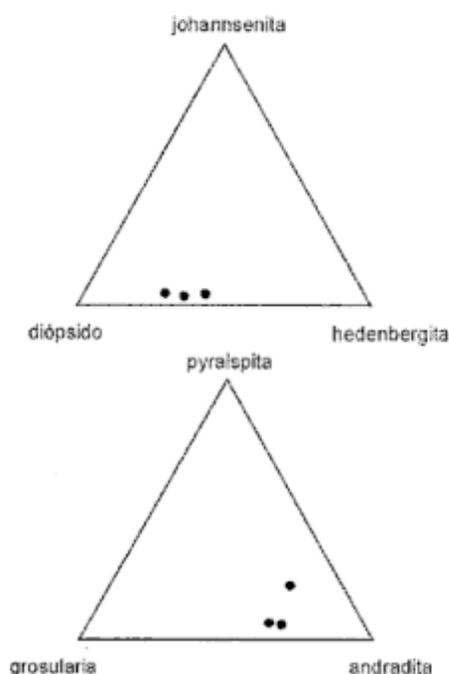


Figura 4: Composiciones expresadas en porcentajes molares de diópsido, hedenbergita, johannsenita para el clinopiroxeno y grosularia, andradita, piropo-essartina para el granate.

Cuadro 3: Composición química del piroxeno y granate de la *meta-andesita I* y del anfíbol de la *meta-andesita II*. Fórmulas estructurales en base a 6, 24 y 23 oxígenos respectivamente.

	PIROXENO			GRANATE			ANFÍBOL		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
SiO ₂	55,31	54,35	52,42	42,64	40,19	43,15	42,10	47,11	51,65
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,85	0,87	0,59
Al ₂ O ₃	2,85	2,53	1,61	6,32	6,70	7,08	14,44	11,45	13,39
FeO	9,14	10,91	12,60	0,00	0,00	0,00	19,75	20,94	18,57
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	19,91	21,90	19,92	0,00	0,00	0,00
MnO	1,70	1,44	1,55	1,19	1,32	0,77	0,98	0,86	0,58
MgO	11,91	10,40	8,49	2,96	0,39	0,86	5,29	6,36	7,62
CaO	19,06	20,37	23,32	26,97	29,50	28,21	16,59	11,44	7,02
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,93	0,59
Total	99,97	100,00	99,99	99,99	100,00	99,99	100,00	100,00	100,00
N° de oxígenos	6			24			23		
Si	2,04	2,02	2,00	6,68	6,42	6,75	6,29	6,23	7,28
Al ^{IV}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,71	1,07	0,72
Al ^{VI}	0,12	0,11	0,07	1,17	1,26	1,31	0,83	0,91	1,51
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,10	0,06
Fe ²⁺	0,28	0,34	0,40	0,00	0,00	0,00	2,47	2,58	2,19
Fe ³⁺	0,00	0,00	0,00	2,35	2,63	2,34	0,00	0,00	0,00
Mn	0,05	0,04	0,05	0,16	0,18	0,10	0,12	0,11	0,07
Mg	0,65	0,57	0,48	0,69	0,09	0,20	1,18	1,39	1,60
Ca	0,75	0,81	0,95	4,53	5,05	4,73	2,66	1,81	1,06
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,11
Di	66	60	52						
Hd	29	36	43						
Jo	5	4	5						
Adr				62	66	62			
Grs				16	27	30			
Sps				4	5	3			
Prp				18	2	5			

clasa. A su vez, se encuentra alterado parcialmente a epidoto, calcita y cuarzo.

El *cuarzo*, como sílice de grano fino, rodea a los fenocristales de plagioclasa sustituidos por ortosa, y reemplaza a la pasta. Asimismo está acompañando, en cristales de mayores dimensiones, a la magnetita, granate, calcita, tremolita-actinolita y epidoto.

La *calcita* está asociada al granate, magnetita, cuarzo, tremolita-actinolita, epidoto, en secciones anhedrales de reducido tamaño.

La *magnetita* se encuentra dispersa en toda la roca, asociada al granate y al clinopiroxeno diopsídico, y en ocasiones también a la tremolita-actinolita. En algunos casos es reemplazada por la titanita por lo que se puede inferir la presencia de Ti en, al menos, una generación de magnetita.

La *tremolita-actinolita* posee color verdoso y un pleocroísmo marcado entre verde azulado (γ) y verde amarillento (α); el ángulo $\gamma:c = 25^\circ$. Se presenta en secciones aciculares euhedrales. Reemplaza pseudomórficamente a la plagioclasa con formación de magnetita o bien, al dióxido, dejando relictos.

La *clorita* tiene composición magnesiánica y, localmente, varía a composición férrica, de acuerdo a los colores de interferencia. Entre las láminas de la clorita se encuentra *prehnita* en escasa cantidad.

La *titanita* constituye concentraciones de diverso tamaño dispersas en la pasta o que están asociadas a las

cloritas. En ocasiones aparece rodeando a la magnetita.

El *epidoto* se distribuye en forma variable; en sectores es constituyente principal junto con la *zoisita* y en otros muy escaso. En ambos casos reemplaza al granate y al anfíbol.

La *pirita* y la *calcopirita* se encuentran asociados al granate. La *estilbita* es muy escasa, tardía y tapiza superficies libres.

Meta-andesita II

La *hornblenda* se presenta en secciones prismáticas subhedrales a anhedrales (Fig. 2f) de hasta 4 mm. Se caracteriza por ser fuertemente pleocroica: verde amarillento (α), verde (β) y verde azulado (γ). El ángulo $\gamma:c$ medido es de 20° . De acuerdo a la clasificación de Leake (1978) los cristales corresponden a variedades comprendidas entre ferro-hornblenda actinolítica y ferro-hornblenda tschermakítica (Cuadro 3).

La *biotita* se observa en secciones pequeñas, características del metamorfismo térmico, conformando la denominada «textura en sal y pimienta» (Fig. 2f).

El *cuarzo* es abundante y, en el caso de las venas, se concentra en los bordes.

La *plagioclasa (andesina ácida)* aparece en secciones subhedrales a anhedrales de tamaño pequeño.

En forma subordinada se presentan: *epidoto*, *clorita*, *zoisita*, *titanita*, *calcita*, *pirita* y *calcopirita*.

Secuencia paragenética

De acuerdo con las relaciones texturales la formación de los minerales habría ocurrido en varias etapas principales durante el descenso de la temperatura (Fig. 5).

Para la *meta-andesita I*, las transformaciones comienzan con el reemplazo de la plagioclasa por la ortosa. La precipitación de sílice alrededor de los megacrístales reemplazados, forma parte también de esta etapa (I).

La formación del diópsido, andradita, magnetita y cuarzo constituyen la siguiente etapa (II), correspondiente a la facies *hornfels* hornbléndico (Turner y Verhoogen 1978; Barker 1990). Una mayor disponibilidad de calcio y condiciones de menor hidratación

habrían favorecido la formación de diópsido en lugar de hornblenda, conformando una asociación más característica de metamorfismo térmico a partir de rocas calcáreas.

La etapa III queda definida por la siguiente asociación mineralógica: epidoto, zoisita, clorita, albita, tremolita-actinolita, calcita, cuarzo, magnetita, titanita, pirita y calcopirita, constituyendo una paragénesis típica de facies de esquistos verdes.

La presencia de prehnita asociada a albita, tremolita-actinolita, clorita y cuarzo, define la facies de prehnita-actinolita (Frey *et al.* 1991) o etapa IV.

La cristalización de estilbita se produce en forma tardía, dentro de la facies ceolita o etapa V.

En la *meta-andesita II* la asociación hornblenda, biotita, plagioclasa y cuarzo define la facies *hornfels* de hornblenda, equivalente a la etapa II de la *meta-andesita I*. Actinolita, epidoto, zoisita, clorita, titanita, cuarzo, calcita, calcopirita y pirita corresponden a la facies de esquistos verdes (etapa III).

Meta-andesita I		I	II	III	IV	V
Mineral	Zonas					
Ortosa						
Diópsido						
Granate						
Magnetita						
Cuarzo						
Calcita						
Tremolita-Actinolita						
Epidoto						
Zoisita						
Albita						
Clorita						
Titanita						
Calcopirita						
Pirita						
Prehnita						
Estilbita						

Meta-andesita II		II	III	
Mineral	Zonas			
Hornblenda				
Biotita				
Plagioclasa				
Cuarzo				
Epidoto				
Zoisita				
Actinolita				
Clorita				
Titanita				
Calcita				
Pirita				
Calcopirita				

Figura 5: Cuadro paragenético en el cual se indican las asociaciones minerales que caracterizan las diversas zonas metamórficas.

Discusión y conclusiones

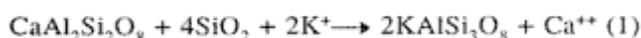
Al norte de la localidad de Aluminé afloran meta-volcanitas, cuyo protolito de naturaleza andesítica ha sido tipificado por caracteres petrográficos y confirmado por las relaciones entre elementos traza. Las asociaciones minerales observadas permitieron el reconocimiento de dos litotipos, denominados respectivamente meta-andesita I y II. La meta-andesita I ostenta una variada mineralogía, siendo el rasgo más notorio la presencia de ortosa, reemplazando a los fenocristales de plagioclasa originales.

Resultan muy significativos los elevados valores de Rb que poseen las rocas correspondientes a la *meta-andesita I*, comparados con los de las andesitas típicas. Si bien contenidos semejantes se registran en variedades de alto potasio (Gill 1981), esta anomalía resulta más coherente con la formación de ortosa secundaria verificada, producto de un metasomatismo potásico. Asimismo son altos los tenores de Ba, del mismo modo congruentes con la cristalización de ortosa, ya que dicho elemento puede ocupar la posición del K en la estructura de esta fase mineral.

En la *meta-andesita II*, el Rb y el Ba poseen valores mucho menores respecto a los de la *meta-andesita I*, consistente con la ausencia de ortosa y por lo tanto de un metasomatismo potásico; no obstante, los tenores de Rb y K son ligeramente superiores a los que contienen frecuentemente las andesitas.

Las relaciones texturales así como las características mineralógicas permiten interpretar la secuencia de formación de minerales de la particular asociación presente en la *meta-andesita I*. Para la denominación de las fases minerales en las diversas reacciones se utiliza la simbología propuesta por Kretz (1983).

Los fenocristales de *ortosa* tienen la particularidad de poseer algunas maclas de tipo polisintético, que se interpretan como un rasgo heredado, consecuencia de la sustitución metasomática de plagioclasa por feldespatos potásicos (Hippert 1987). Este intercambio se ejemplifica claramente a través de la reacción:



Los cristales de *ortosa* presentan por lo general un reborde de *cuarzo* microcristalino, debido a que la sílice que no interviene en el proceso de transformación de plagioclasa en *ortosa* se deposita en los bordes de los megacristales. Este rasgo refuerza el origen metasomático de los cristales (Augustithis 1973; Hippert 1987).

Teniendo en cuenta que este reemplazo de plagioclasa por *ortosa* implica una expansión volumétrica y que no se verifican evidencias texturales de empuje contra la pasta fresca, la recristalización de los fenocristales debió estar acompañada entonces por reemplazo parcial de los minerales de la mesostasis.

El origen secundario de la *ortosa* se confirma a

través de su presencia asimismo en nódulos y venas que atraviesan la roca original. En ambos casos es el primer mineral en formarse.

El calcio liberado en la reacción (1) habría contribuido, en parte, a la formación de los calcosilicatos.

A partir del *clinopiroxeno diopsídico* se forma principalmente *granate* y en menor proporción *magnetita* y *cuarzo*, lo que revela condiciones oxidantes (Gustafson 1974):



La *andradita*, a su vez, se halla parcialmente reemplazada por *magnetita*, *calcita* y *cuarzo*, verificándose la siguiente reacción descrita por Taylor y Liou (1978):



La *tremolita-actinolita* reemplaza al diópsido según las condiciones definidas por Slaughter *et al.* (1975):



Las variables que definen el campo de estabilidad de estos minerales son la T y P, teniendo en cuenta además la f_{O_2} y X_{CO_2} . Mediante el gráfico de Meinert (1982) se pueden estimar las condiciones de temperatura y fugacidad de oxígeno de formación de estos minerales para $X_{\text{CO}_2} = 0,1$ y $P = 0,5\text{Kb}$ (Fig. 6). Estudios termodinámicos más modernos (Moecher y Chou 1990; Zhang y Saxena 1991) ajustan el trazado de la curva de equilibrio de la reacción (2), sin introducir modificaciones sustanciales al esquema propuesto por Meinert (1982).

La temperatura mínima para esta asociación está dada por la formación de *magnetita*, *calcita* y *cuarzo* a 400°C ($X_{\text{CO}_2} = 0,1$ y $P_{\text{fluido}} = 0,5\text{ kb}$) (Taylor y Liou 1978). A su vez, ese límite coincide también con el pasaje de diópsido a *tremolita-actinolita*, que para un contenido de *hedenbergita* entre 20 y 40 está entre 400 y 420°C , a una fugacidad de oxígeno de aproximadamente -25 (Fig. 6).

La temperatura máxima puede quedar acotada en 500°C por la ausencia de *wollastonita* (Fig. 4), excepto que ésta no se haya podido formar debido a la escasez de *calcita*.

Las relaciones texturales muestran asimismo que la *andradita*, en algunos cristales, es reemplazada parcialmente por *epidoto*, *calcita* y *cuarzo*, acorde con lo señalado por Taylor y Liou (1978):



El *granate* da origen asimismo, a escasa cantidad de *pirita* y *calcopirita*, probablemente por la presencia de fluidos con azufre en solución. Esta para-

- Provincia del Neuquén, Argentina. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 321-325. Buenos Aires.
- Latorre, C. O. y Vattuone de Ponti, M. E., 1990. Metamorfismo desde facies ceolita hasta asociación grandita-hedenbergita en el Lago Moquehue, Provincia del Neuquén. Actas 1° Congreso Uruguayo de Geología, 1: 179-183. Montevideo.
- Latorre, C. O., Vattuone, M. E., Lagorio, S. y Montenegro, T., 1997. Vulcanitas cretácicas en la Formación Aluminé. Actas 8° Congreso Geológico Chileno, 1: 124-128. Antofagasta.
- Leake, B., 1978. Nomenclature of amphiboles. *Mineralogical Magazine*, 42: 533-563.
- Meinert, L. D., 1982. Skarn, Manto, and Breccia Pipe Formation in Sedimentary Rocks of the Cananea Mining District, Sonora, Mexico. *Economic Geology*, 77: 919-949.
- Meinert, L. D., 1984. Mineralogy and Petrology of Iron Skarn in Western British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 79: 869-882.
- Moecher, D. P. and Chou, I., 1990. Experimental investigations of andradite and hedenbergite equilibria employing the hydrogen sensor technique, with revised estimates of $D G_{m, 298}^{\circ}$ for andradite and hedenbergite. *American Mineralogist*, 75: 1327-1341.
- Newberry, R. J., 1982. Tungsten-Bearing Skarns of the Sierra Nevada. I. The Pine Creek Mine, California. *Economic Geology*, 77: 823-844.
- Orville, P. M., 1963. Alkali Ion Exchange between Vapor and Feldspar Phases. *American Journal of Science*, 261: 201-237.
- Shelley, D., 1993. *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman & Hall, 445 p., London.
- Slaughter, J., Kerrick, D. M. and Wall, W. J., 1975. Experimental and thermodynamic study of equilibria in the system CaO-MgO-SiO₂-O-CO₂. *American Journal of Science*, 275: 143-162.
- Taylor, B. E. and Liou, J. G., 1978. The low temperature stability of andradite in C-O-H fluids. *American Mineralogist*, 63: 378-393.
- Turner, J. C., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20 (2): 153-184. Buenos Aires.
- Turner, J. C., 1976. Descripción geológica de la Hoja N° 36a, Aluminé, Provincia del Neuquén. Boletín N° 145, Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires.
- Turner, F. J. y Verhoogen, J., 1978. *Petrología Ignea y Metamórfica*. Ediciones Omega, 726 p., Barcelona.
- Vattuone, M. E., Latorre, C. O., Montenegro, T., Lagorio, S., Fazio, A. M. y Miretzky, P., 1998. Caracterización geoquímica de vulcanitas cretácicas afectadas por metamorfismo de bajo grado en Moquehue y Aluminé entre los 38° y los 40°LS, Neuquén. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso de Geología Económica, 2: 191-196. Buenos Aires.
- Vattuone de Ponti, M.E., Latorre, C.O. y Tourn, S. 1996. Alteración hidrotermal con manifestaciones de sulfuros relacionada a intrusiones magmáticas del batolito nordpatagónico en el área de Aluminé, Neuquén. Actas 3° Jornadas de Mineralogía y Metalogenia: 257-263. La Plata.
- Williams, H., Turner, F. J. y Gilbert, C. M., 1980. *Petrografía*. Editorial Continental, 430 p., Mexico.
- Zhang, Z. and Saxena, S. K., 1991. Thermodynamic properties of andradite and application to skarn with coexisting andradite and hedenbergite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 107: 255-263.

Recibido: 14 de enero, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001

El volcanismo neógeno de la cordillera de las Yaretas, Cordillera Frontal (34°S), Mendoza

Daniel J. PÉREZ

Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pab. 2, 1428 Capital Federal, E-mail: daniel@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Se estudia la evolución tectónica y magmática de la región de la cordillera de las Yaretas, Mesón de Hierro y arroyo Papal, Cordillera Frontal, 34°S. La secuencia volcánica en la cordillera de las Yaretas corresponde a una típica serie de retroarco. El área de estudio se localiza en el sector norte de la Zona Volcánica Sur Andina (SVZ) la cual se extiende de 33° a 46°S, sector donde la placa de Nazca tiene un ángulo de subducción normal de 25° a 30°. La estratigrafía en el sector de la cordillera de las Yaretas, comienza con andesitas y basaltos de la Brecha Volcánica Yaretas, que sobreyacen a rocas eruptivas neopaleozoicas y sedimentitas de la Formación Saldeño. Continúa el Aglomerado Volcánico La Paloma, que se apoya en forma concordante sobre las brechas volcánicas. La secuencia finaliza con los basaltos Mesón de Hierro y Corral. La secuencia volcánica del sector del arroyo Papal, está compuesta por los Basaltos Cerro Papal, las Andesitas Arroyo Overa y Cerro Duraznito, y la Ignimbrita Vega de la Miseria. Las características geoquímicas de las volcanitas estudiadas indican que son rocas calcoalcalinas típicas de arco. Se dan dos nuevas dataciones realizadas por el método K/Ar, una para la Brecha Volcánica Yaretas, sobre anfíbol, con una edad de 13.5 ± 2.1 Ma; y otra para la Andesita Duraznito, sobre roca total, con una edad de 5.9 ± 1.7 Ma. Las volcanitas miocenas del sector de las Yaretas y arroyo Papal, presentan características de emplazamiento y edades similares con respecto a diferentes rocas del Complejo volcánico El Teniente, localizado en el arco magmático principal, en Chile. Una comparación entre ambas secuencias deja ver algunas diferencias entre el arco y el retroarco durante los tiempos miocenos.

Palabras clave: Neogene volcanism, Miocene, Las Yaretas, Frontal, Mendoza, Argentina

ABSTRACT. Neogene volcanism of the cordillera de las Yaretas, Frontal Cordillera (34°S) Mendoza. The tectonic and magmatic evolution of the cordillera de las Yaretas, Mesón de Hierro and Arroyo Papal regions of the Frontal Cordillera (34°S) were studied. The area is located in the northern part of the Andean Southern Volcanic Zone (SVZ) which extends from 33°S to 46°S, and where the segment of the subducting Nazca Plate dips normally at 25-30°. The volcanic sequences of the cordillera de las Yaretas have a typical retro-arc setting. The sequence starts with the Yaretas Volcanic Breccia, composed of andesites and basalts, overlying Late Palaeozoic igneous rocks and sedimentary deposits of the Saldeño Formation (Cretaceous). Concordantly overlying the volcanic breccia is La Paloma Volcanic Agglomerate and the section ends with basaltic volcanic rocks, represented by Corral and Meson de Hierro Basalts. The volcanic sequence of the Papal region is composed of the Cerro Papal Basalt, the Arroyo Overa and Cerro Duraznito andesites, and the Vega de la Miseria Tuff. The geochemical characteristics of the volcanic rocks of the Yaretas and Papal areas, define a calc-alkaline trend developed within a magmatic arc setting. This paper presents two new K/Ar ages: an amphibole mineral age of 13.5 ± 2.1 Ma for the Yaretas Volcanic Breccia, and a whole-rock age of 5.9 ± 1.7 Ma for the Duraznito Andesite. The volcanic sequences show similar age and emplacement characteristics to the Teniente Volcanic Complex, located at the same latitude in the main arc of Chile. A comparison between both sequences denotes some peculiar differences in the arc and retro-arc during Miocene times.

Key words: Volcanismo neógeno, Mioceno, Las Yaretas, Frontal, Mendoza, Argentina

Introducción

La presente contribución tiene por objetivo principal el estudio del volcanismo mio-plioceno y la evolución tectónica en el segmento que ocupa la cordillera de las Yaretas, en el ámbito de la Cordillera Frontal a los 34°S. El levantamiento geológico de la región permitió analizar aspectos estratigráficos y estructurales y estudiar las secuencias volcánicas ce-

nozoicas, desarrolladas en la cordillera de las Yaretas, Mesón de Hierro y sector del arroyo Papal. Se analizaron sus características petrográficas, geoquímicas y se obtuvieron edades radiométricas. Como resultado se pudieron establecer diferentes eventos magmáticos y tectónicos neógenos, que llevaron a la estructuración actual de este segmento de los Andes. Esto permitió elaborar un modelo de evolución tectónico y paleogeográfico a estas latitudes.

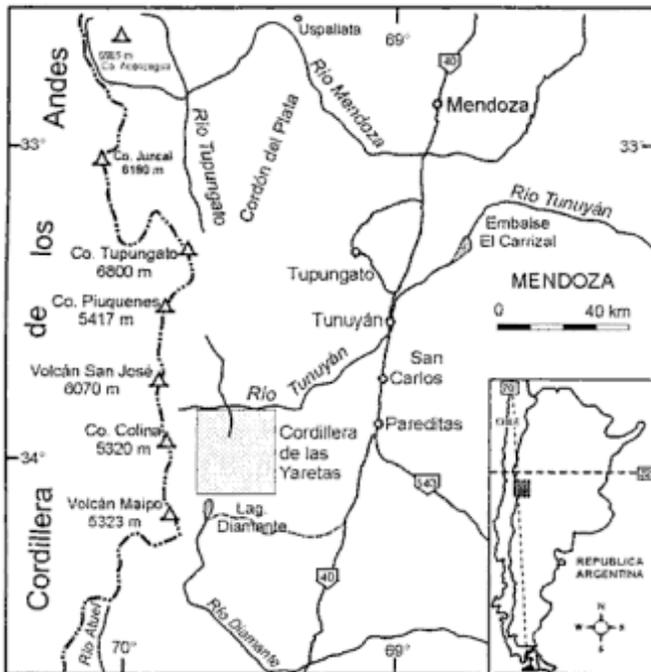


Figura 1: Mapa de ubicación de la región estudiada.

La región de estudio se localiza en el sector noroccidental de la provincia de Mendoza, departamento de San Carlos. Limita al norte con los ríos Tunuyán y Salinillas; al sur con la laguna Diamante y el volcán Maipo; al este con la Pampa de las Yaretas y al oeste con los sedimentos mesozoicos de la Cordillera Principal. Se encuentra en el ámbito de la Cordillera Frontal entre los $69^{\circ}20'-69^{\circ}45'S$ y $33^{\circ}50'-34^{\circ}10'O$ (Fig. 1).

La evolución tectónica de los Andes está directamente relacionada con la segmentación de la placa de Nazca, condicionando la evolución estructural y magmática, formando diferentes segmentos y rasgos tectónicos regionales en la placa superior (Jordan *et al.* 1983; Cahill e Isacks 1992).

Los depósitos volcánicos mio-pliocenos agrupados en el Complejo Volcánico Yaretas, se localizan dentro de los Andes Centrales, en el extremo norte de la zona volcánica sur cuaternaria (SVZ) (Thorpe y Francis 1979) la cual se extiende al sur del volcán Tupungato ($33^{\circ}21'30''S$). Esta zona se ubica sobre un segmento de subducción de la placa de Nazca que rápidamente alcanza profundidades de 100 a 150 km, debido a que en este sector el ángulo de subducción tiene de 25° a 30° (Fig. 2).

Antecedentes

Las primeras referencias de rocas volcánicas de edad terciaria en la cordillera de las Yaretas, corresponden a los informes inéditos de Trümpy (1941) y Baulfés (1951). Estos autores mencionaron la exis-

tencia de andesitas y tobas andesíticas en la región del cerro de la Paloma y arroyo Grande, al sur del río Tunuyán, las que se encuentran cubriendo una antigua superficie de granitos y pórfidos de edad permotriásica. Estos informes fueron sintetizados por Groeber (1951) en el mapa geológico de la Hoja geológica 25a. Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) mencionaron en el cerro Papal y portezuelo de las Numeradas, tobas, mantos e intrusiones de andesitas del Huincanlitiense, las cuales tendrían su continuación en la cordillera de las Yaretas. Polanski (1964) presentó una descripción más acabada del volcanismo terciario del sector norte de la cordillera de las Yaretas. Este autor nombró una Asociación Volcánica Eocena, compuesta por andesitas y basaltos, los Aglomerados del Cerro Paloma, y una Asociación Volcánica Pleistocena formada por rocas volcánicas e hipabisales de composición andesítico-basáltica, las cuales se habrían depositado antes del penúltimo y mayor englazamiento de la serranía. Finalmente cabe destacar los estudios realizados en la región por los integrantes del Laboratorio de Tectónica Andina de la Universidad de Buenos Aires (Álvarez 1997; Pérez *et al.* 1996, 1997; Ramos *et al.* 1998, 1999).

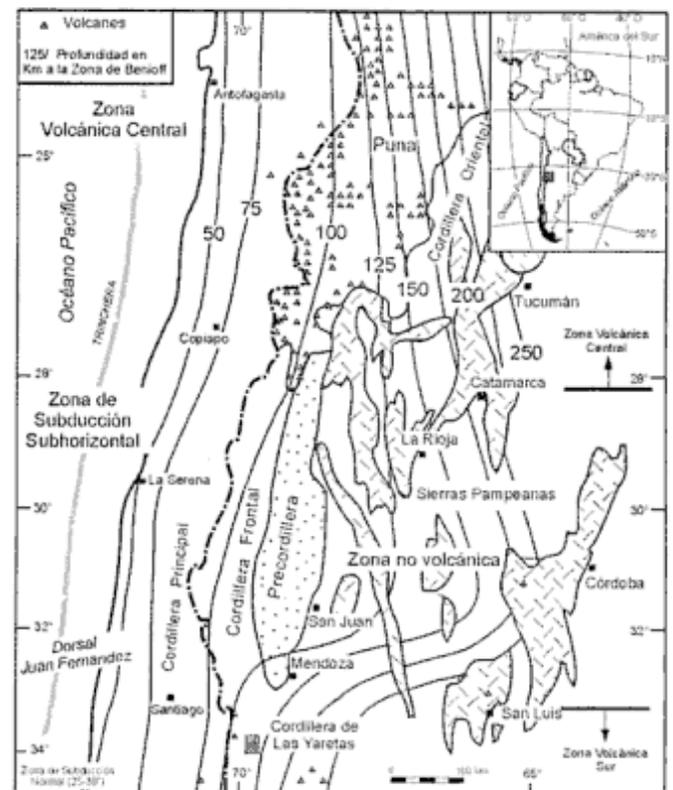


Figura 2: Mapa de los Andes Centrales con los diferentes segmentos de subducción de la placa de Nazca debajo de Los Andes y su control en la distribución de las provincias geológicas de Argentina. Contornos de la zona Wadati-Benioff del segmento subhorizontal según Cahill e Isacks (1992). Se indica la ubicación de los depósitos del Complejo Volcánico Yaretas, en relación con las zonas no volcánica, Central y Norte; y con las zonas de subducción subhorizontal.

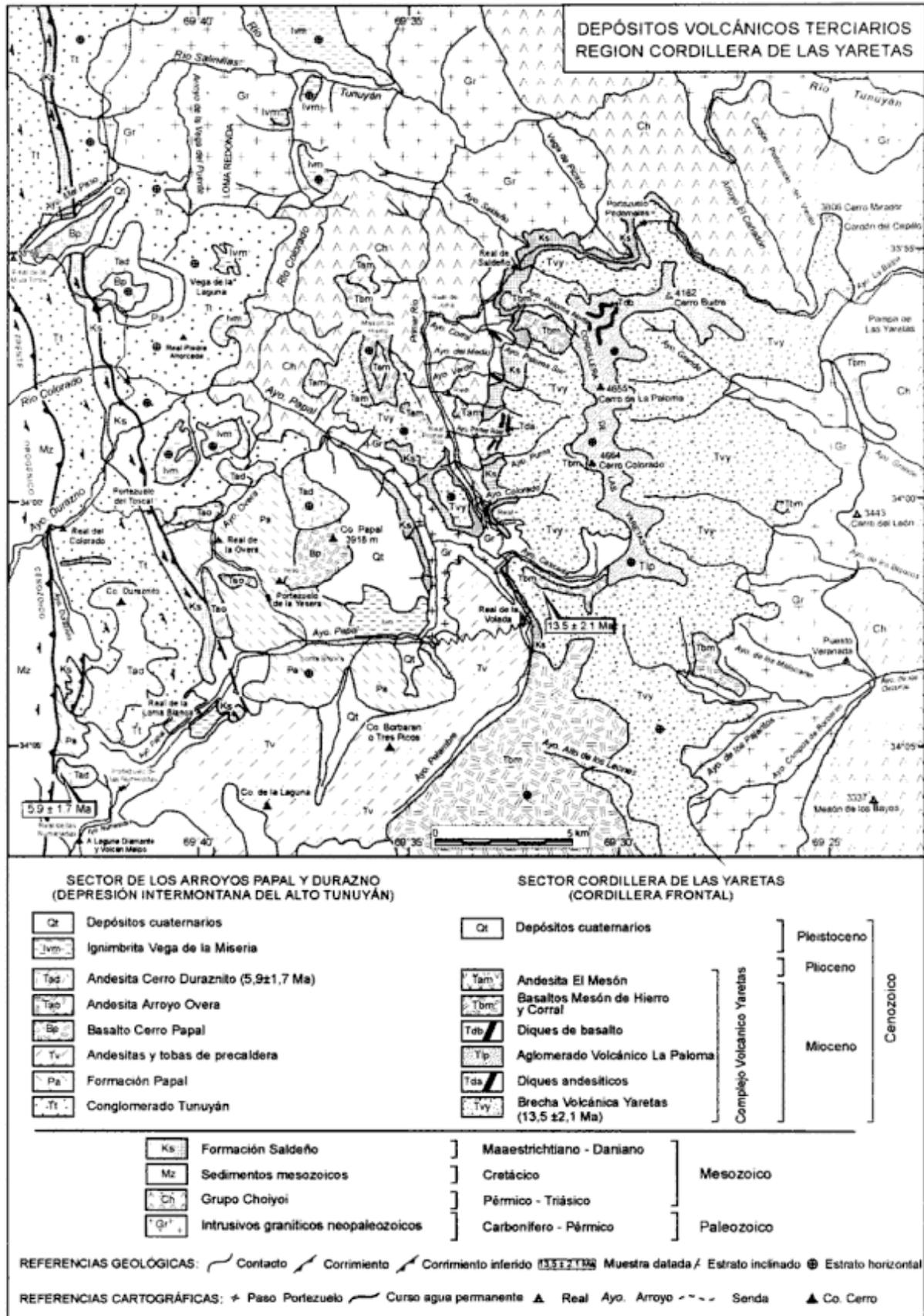


Figura 3: Mapa geológico del sector estudiado. El sector occidental está basado parcialmente en Álvarez (1997) y observaciones del autor.

Estratigrafía

La estratigrafía de la región en estudio corresponde al ámbito de la Cordillera Frontal y Principal. Está compuesta por un basamento prejurásico y por secuencias mesozoicas y cenozoicas (Figs. 3 y 4).

El basamento prejurásico está formado por intrusivos graníticos neopaleozoicos cubiertos por riolitas y riocacitas permotriásicas del Grupo Choyoi. En conjunto constituyen el substrato de la cordillera de las Yaretas y el Mesón de Hierro localizándose en la Pampa de las Lletas y en los ríos Colorado, Tunuyán, Primer Río y arroyos Papal y Pelambres.

Las secuencias mesozoicas se apoyan en discordancia angular sobre las rocas infrayacentes y están representadas por las sedimentitas marinas y continentales del Jurásico y Cretácico. Están integradas por las Formaciones Tábanos, Lotena, La Manga, Auquilco, Tordillo y el Grupo Mendoza. A estos depósitos sobreyacen las Formaciones Saldeño y Pircala de edad cretácica tardía-paleocena.

La cobertura cenozoica está representada por los las secuencias sinorogénicas del Conglomerado Tunuyán y por las pelitas y yeso de la Formación Papal (Pérez *et al.* 1996). Estos depósitos rellenan una cuenca de antepaís que ocupa una depresión estructural longitudinal ubicada entre la cordillera de las Yaretas y los depósitos mesozoicos de la Cordillera

Principal, conocida como la depresión intermontana del Alto Tunuyán (Polanski 1957). Sobre estas sedimentitas se acumulan secuencias volcánicas, integradas por andesitas, brechas andesíticas, tobas y basaltos, siendo estas volcanitas el principal objetivo de este estudio.

Secuencias volcánicas cenozoicas

El volcanismo cenozoico correspondiente a un típico magmatismo de arco, se encuentra en estas latitudes bien representado en Chile. Las secuencias volcánicas que aquí se discuten, comprenden un volcanismo desarrollado al este y por detrás del arco magmático principal, sobre rocas del antepaís. Su ubicación y características químicas, lo permiten definir como un típico volcanismo de retroarco en el Mioceno.

El volcanismo de retroarco mioceno está formado, en la región de estudio, por las secuencias volcánicas de la cordillera de las Yaretas y del Mesón de Hierro, a las que se denominará Complejo Volcánico Yaretas. Luego continúa un volcanismo de arco, de edad mio-pliocena, mejor representado por las volcanitas del sector del arroyo Papal y cerro Duraznito (Figs. 3 y 4).

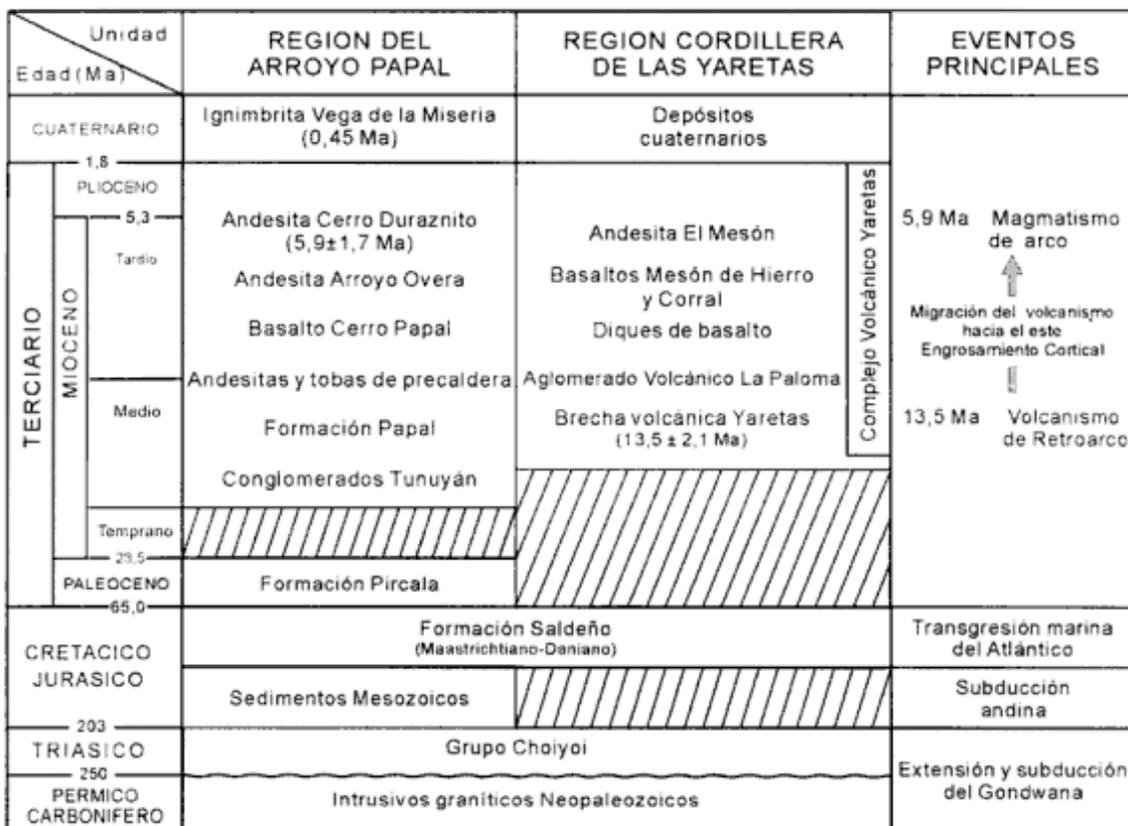


Figura 4: Cuadro estratigráfico de las regiones de cordillera de las Yaretas y arroyo Papal.

Complejo Volcánico Yaretas

Brecha Volcánica Yaretas (nom. nov.)

Estas volcanitas afloran en todo el ámbito de la cordillera de las Yaretas, constituyen la base del Complejo Volcánico Yaretas y se encuentran integradas por andesitas y basaltos. Esta brecha corresponde al Mollelitense de Groeber (1947) o Asociación Volcánica Eocena de Polanski (1964).

Estas rocas desarrollaron centros efusivos que cubren una planicie de erosión labrada sobre la Formación Saldeño, sobre las rocas graníticas neopaleozoicas y riolitas del Grupo Choiyoi. Esta planicie ya descrita por Polanski (1964) alcanza al norte del cerro de la Paloma la cota 4.060 m s.n.m. y al sur del cerro Colorado la de 3.460 m s.n.m., lo cual indica un basculamiento general de la planicie hacia el sudeste. El punto más alto de la planicie se encuentra en el portezuelo Pedernales, al noroeste de la cordillera de las Yaretas, a 4.060 metros. Se destaca que tanto la Brecha Volcánica Yaretas como el Aglomerado La Paloma, no presentan grandes inclinaciones, por lo que el basamento neopaleozoico junto con la Formación Saldeño estarían formando en este sector, parte del autóctono en el momento de desarrollarse el volcanismo terciario.

En la cordillera de las Yaretas existen dos centros efusivos mayores, constituidos por andesitas y basaltos, que corresponden a los cerros de la Paloma y Colorado (Fig. 3). En el Mesón de Hierro se destaca un tercer centro efusivo, de composición similar e infrayaciendo a basaltos y andesitas asignadas al Pleistoceno (Polanski 1964).

Las volcanitas con mayor desarrollo corresponden a un aglomerado andesítico-basáltico que constituye la parte inferior del complejo y la base de la cordillera de las Yaretas. Son rocas andesíticas de colores claros, piroxénicas donde la augita es el mineral máfico principal. En el arroyo Primer Real se pueden ver varias coladas formadas por brechas claras y oscuras, intercaladas por diques y filones capa de andesitas muy potentes, de 5 a 10 metros. Las brechas se componen de clastos de andesita y riolita que, en la base, presentan un tamaño de 5-10 cm, aumentando hacia la parte superior, donde alcanzan hasta 40 centímetros. En los arroyos Puma y Colorado, se pueden identificar dos centros volcánicos que generaron lavas basálticas brechosas, en parte columnares. Los basaltos brechosos más difundidos son piroxénicos, con escasa olivina alterada, no faltando tampoco verdaderos basaltos toleíticos. La parte superior de la asociación es andesítico-hornbléndica de coloraciones claras y rojizas, con sus correspondientes tobas. El espesor de los basaltos varía entre 20 y 50 metros.

En la ladera occidental de la cordillera de las Yaretas el color de estas rocas varía de gris verdoso oscuro hasta pardo claro y oscuro. Son rocas compac-

tas de textura porfírica con fenocristales subhedrales de plagioclasa, de hábito tabular. La pasta es afanítica de color verde claro. Una muestra representativa, indica que son rocas de andesitas piroxénicas, con textura porfírica seriada que disminuye hacia la pasta. Presenta un 35% de fenocristales de plagioclasa y piroxeno. La plagioclasa es andesina a labradorita, con maclado zonal, suave alteración a carbonato y escasa penetración de limolitas y de material clorítico y serpentínico. A veces tiende a formar glomérulos y en estos casos se asocia a carbonato y minerales opacos. El piroxeno es augita y está alterado a: 1) material clorítico serpentínico; 2) material clorítico serpentínico más carbonato; 3) carbonato; 4) material clorítico serpentínico y ocasionalmente con cuarzo que en este caso no es de silicificación sino residual. En general el piroxeno tiene rebordes de limonitas. La pasta se encuentra compuesta por microlitos de plagioclasa, piroxeno alterado y un agregado granoso de índice mayor que el del bálsamo. El mineral opaco tiene una proporción aproximada al 2,5%, y se observa en dos generaciones de cristales: uno de mayor tamaño, subhedral-anhedral; y otro más pequeño dispuesto en la pasta. En general muchos de ellos, principalmente los pequeños, están limonitizados. Como mineral accesorio se observa apatita. La roca presenta alteración carbonática suave, con tendencia a moderada.

Aglomerado Volcánico La Paloma (nom. nov.)

Estos depósitos se extienden desde el norte del cerro de la Paloma hasta el sur del cerro Colorado, sobreyaciendo a la Brecha Volcánica Yaretas. Se encuentran a la altura de 4.200 a 4.600 m y cuentan con un espesor aproximado de 300 metros. Yacen en posición subhorizontal, presentando una marcada estratificación, debido a la intercalación de material tobáceo más claro entre los aglomerados oscuros. Si bien la base de la secuencia no está expuesta, tanto la composición mineralógica de los clastos de andesitas y basaltos, como sus afinidades químicas, indican un parentesco con las andesitas y basaltos de la Asociación Volcánica Yaretas.

Los bancos de aglomerados están fuertemente cementados y los clastos corresponden a andesitas y basaltos. Son frecuentes los clastos de una basandesita con fenocristales de labradorita, augita e hipersiteno; la pasta es hipocrystalina y está compuesta exclusivamente por plagioclasa y vidrio. La petrografía del aglomerado, indica afinidades directas con las rocas de la Brecha Volcánica Yaretas.

El aglomerado volcánico ha sido atravesado por un pequeño *stock* de basalto olivínico al que se denomina Basalto Corral, el cual se localiza entre los arroyos Paloma Norte y Sur, con un diámetro aproximado de 6 a 7 kilómetros. Sus características petro-

gráficas indican una correlación con los basaltos del Mesón de Hierro y del cerro Papal; así como con los dos filones-capa emplazados en el aglomerado, localizados en las nacientes del arroyo Paloma Norte y a mayor altura que el *stock*.

Basalto Mesón de Hierro (nom. nov.)

Estas rocas fueron descritas por Polanski (1964) como Asociación Volcánica Pleistocena, de composición andesítico-basáltica y forman los basaltos del Mesón de Hierro y Corral de la cordillera de las Yaretas.

El *stock* de basalto olivínico Corral está emplazado en la Brecha Volcánica Yaretas, inmediatamente por debajo de los Aglomerados La Paloma. La misma relación se observa en los basaltos de los arroyos Colorado y Cascada, mientras que los otros diques atraviesan el aglomerado.

En el Mesón de Hierro el basalto se deposita, en el sur sobre la Brecha Volcánica Yaretas y en el norte sobre rocas graníticas neopaleozoicas y riolitas del Grupo Choiyoi. En el centro y sector superior del Mesón se ha identificado una lava andesítica cubriendo a los basaltos. En los sectores norte y sur del Mesón de Hierro, el basalto es atravesado por otros cuerpos de andesitas, las que junto a la lava andesítica de la cumbre del Mesón, se encuentran con similar emplazamiento.

Las rocas cuando frescas son de color gris oscuro. Al microscopio presentan textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa (70-80%) y piroxeno (20-30%). La pasta tiene plagioclasas, piroxenos, minerales opacos y vidrio intersticial. Por su parte el Basalto Corral presenta fenocristales de olivina además de plagioclasa, piroxeno y opacos. En la pasta se observa plagioclasa con mayor fluidalidad que las rocas del Mesón.

Andesita El Mesón (nom. nov.)

Esta unidad se menciona por primera vez y corresponde a una serie de lavas y domos andesíticos que se habrían desarrollado con posterioridad al volcanismo de las Yaretas y Mesón de Hierro. Aflora en los sectores sudoeste, norte y cumbre del Mesón y en la ladera oeste de las Yaretas, al norte del arroyo Primer Real. Estas andesitas contienen anfíbol como mineral máfico principal. Son compactas, de color claro, gris amarillento a pardo claro y gris, con fenocristales subhedrales de plagioclasa de hábito tabular.

Una muestra representativa de la Andesita El Mesón indica que es una roca hipocristalina con cristales hipidiomorfos y textura porfírica donde la pasta se presenta en mayor proporción, hasta un 90%, que los fenocristales. Estos se componen de anfíboles

(hornblenda), biotita, plagioclasa, cuarzo y en algunos casos epidoto. Se observan cumulos de anfíbol y opacos. La plagioclasa es andesina a oligoclasa, subhedral, con extinción zonal. La hornblenda puede representar hasta un 90%, en algunos casos basáltica o lamprobolita. Es subhedral a euhedral, con pleocroísmo de verde a castaño o amarillo a castaño verdoso, observándose en algún caso macla de dos individuos y buenas secciones basales. La pasta presenta textura pilotáxica en la cual se observa gran cantidad de opacos.

Volcanitas del sector del arroyo Papal

Estas volcanitas fueron descritas por Groeber (1947) y Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) como andesitas, basaltos e ignimbritas; y se localizan en el sector de los arroyos Papal y Durazno. Con posterioridad Álvarez (1997) diferenció en dicho sector, sobre la base de características petrográficas y geoquímicas, cuatro unidades volcánicas: Basalto Cerro Papal, Andesita Arroyo Overa, Andesita Cerro Durazno e Ignimbrita Vega de la Misericordia, esta última asociada a los eyectos de formación de la caldera donde se emplazó el volcán Maipo (Figs. 3 y 4).

Basalto Cerro Papal (Álvarez 1997)

Estas rocas constituyen la mitad austral del cerro Papal, y forman una mesada cubierta por un manto de basalto, la cual por su posición topográfica indica una relación similar con los Basaltos Mesón de Hierro y Corral. Según Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) corresponderían al Chapualitense inferior, de edad cuaternaria.

Son rocas de color gris rojizo, de grano fino donde se ven sólo algunos cristales de color negro. Presenta textura fina porfírica. Los fenocristales que forman el 30%, están compuestos por plagioclasa (40%), piroxenos (20%), olivina (20%) y cuarzo. La plagioclasa es andesina, con cristales subhedrales y maclas polisintéticas. El piroxeno es augita, subhedral a anhedral. La olivina se observa en cristales euhedrales muy fracturados. La pasta constituye un 70% de la roca, presenta textura intergranular con abundantes tablillas de plagioclasa entre las que se destacan cristales de augita, titanita y minerales opacos.

Andesita Arroyo Overa (Álvarez 1997)

Esta serie de cuerpos subvolcánicos y domos de andesitas fueron asignados al Huincanlitense de edad miocena tardía por Herrero Ducloux e Yrigoyen

(1952). Afloran entre el arroyo de la Overa y el paso de la Yesera. Estas andesitas tienen piroxeno como mineral máfico principal, rasgo mineralógico distintivo, que permitió separarlas en una unidad independiente (Álvarez 1997).

Son rocas compactas de color gris verdoso, con fenocristales subhedrales de plagioclasa de hábito tabular. Se observan mafitos aciculares, de color pardo oscuro. La pasta es afanítica verde claro. Son rocas de textura porfírica, con 80% de pasta y 20% de fenocristales, compuestas principalmente por plagioclasa (40%) y piroxenos (50%), y en menor proporción anfíboles (5%), feldespato potásico, cuarzo y minerales opacos. La pasta de textura intersertal y traquítica presenta fluidalidad y se encuentra muy alterada a sericita, arcillas, clorita y carbonatos. Los cristales de plagioclasa son subhedrales e incoloros, de hábito tabular; es andesina y se encuentra alterada a sericita y clorita o reemplazada parcialmente por opacos. Muestra maclas de Carlsbad o polisintéticas. La augita es el mafito predominante. Tiene cristales subhedrales o prismáticos, encontrándose parcial o totalmente reemplazados por minerales opacos. El anfíbol es hornblenda en muy baja proporción (5%); presenta pleocroísmo de color castaño claro a oscuro y bordes de volatilización.

Andesita Cerro Duraznito (Álvarez 1997)

Estas andesitas fueron asignadas al Huincanlense de edad miocena tardía (Herrero Ducloux e Yrigoyen 1952). Está representada por una serie de cuerpos de dimensiones mayores que los del arroyo Overa. El mayor de esos cuerpos es el del cerro Duraznito, el cual intruye en forma discordante al Conglomerado Tunuyán. El otro cuerpo corresponde a las rocas andesíticas del cerro Papal, las cuales atraviesan y cubren a las sedimentitas de la Formación Papal. Otros afloramientos de estas andesitas se localizan al sur del cerro Duraznito hasta el paso de las Numeradas; donde sobreyacen a sedimentitas mesozoicas y Conglomerado Tunuyán (Figs. 3 y 4). Las relaciones de campo indican que la Andesita Cerro Duraznito es posterior a los depósitos de la Formación Papal y al Conglomerado Tunuyán. Estas andesitas presentan como mineral máfico más importante al anfíbol, lo que permitió establecer la diferencia con la Andesita Arroyo Overa y separarlas en la unidad denominada Andesita Cerro Duraznito (Álvarez 1997).

Las andesitas son de colores claros, amarillento a pardo claro y gris, compactas, con la misma proporción de pasta (50%) y fenocristales (50%). Los minerales máficos son aciculares, de color pardo oscuro. La pasta es afanítica verde grisáceo. Al microscopio muestran textura porfírica, con 30-40% de pasta y 60-70% de fenocristales, compuestos principalmente por plagioclasa, anfíboles y en menor proporción feldespato potásico, cuarzo, biotita y minerales

opacos. La pasta es de textura felsítica, destacándose tablillas de plagioclasa y material arcilloso de alteración. La plagioclasa (40-70%) es andesina a oligoclasa, es anhedral a subhedral, con extinción zonal. Presenta maclas polisintéticas y de Carlsbad. Entre los máficos se identificaron hornblenda y biotita. La hornblenda es de color verde en secciones basales, con pleocroísmo de verde a castaño amarillento. La biotita es anhedral con pleocroísmo de castaño amarillento a castaño oscuro, se encuentran parcialmente alterados a opacos.

Igimbrita Vega de la Miseria (Álvarez 1997)

Esta unidad es de amplia distribución en la región de estudio y corresponde a eyectos de postcaldera, asignados por Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) al Tilhuelitense superior de edad cuaternaria. Depósitos similares fueron descritos como Asociación Volcánica Pumícea (Polanski 1962) al este de la zona de estudio en los ríos Papagayos y Yaucha. Se trata de depósitos poco potentes, de colores claros y poco resistentes entre los que se acumulan lapillos pumíceos blancos, tobas claras e ignimbritas.

Estos afloramientos se localizan en los sectores de los arroyos Overa, Durazno, Papal, asentándose en diferentes rocas de edad terciaria y cuaternaria. Hacia el norte en los ríos Colorado y Tunuyán se localizaron afloramientos de estas rocas asentados sobre rocas neopaleozoicas.

Es una roca constituida por vidrio volcánico incoloro. Los fenocristales representan menos del 1% de la roca. Se observaron cristales de feldespato potásico subhedral con macla Carlsbad, plagioclasa euhedral con macla polisintética, biotita subhedral con marcado pleocroísmo de castaño a castaño oscuro y minerales opacos. En la pasta se identificaron fragmentos mayores de vidrio volcánico. Las paredes de las burbujas aparecen preservadas conservándose intactas o poco deformadas. Las rocas corresponden a una pumicita.

Stern *et al.* (1984) estudiaron afloramientos similares de distintos flujos piroclásticos, al oeste de Santiago y este de Rancagua, en el sector chileno y en el valle del río Papagayos en Argentina. Sobre la base de análisis geoquímicos y geocronológicos de fragmentos pumíceos, estos autores indicaron que estos depósitos piroclásticos, se habrían originado por una sola y larga erupción, aproximadamente a los 450.000 años, proveniente de una gran caldera, localizada en el sector del volcán Maipo.

Características geoquímicas

Se realizaron análisis químicos de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras de muestras representa-

tivas de las unidades volcánicas terciarias de la región de las Yaretas y Mesón de Hierro. Las muestras M2Y, M9Y, M11Y, M12Y, M17Y, P6, P7, P1, P2 y P10 corresponden a las brechas andesítico-basálticas de la Brecha Volcánica Yaretas; M16Y y M24Y a diques de andesitas en dicha brecha; M13Y y M15Y a los basaltos localizados en los arroyos Colorado y Cascada, entre la Brecha Volcánica y el Aglomerado La Paloma; M14Y y M20Y a clastos de andesita y basalto respectivamente del Aglomerado La Paloma; M22Y y M23Y a filones capa dentro del aglomerado; M33Y al Basalto Mesón de Hierro y M39Y al Basalto Corral; M34Y, M35Y y M36Y a la Andesita El Mesón; M38Y a un cuerpo de andesita en la ladera oeste de las Yaretas, la cual será analizada en conjunto con la Andesita El Mesón (Cuadros 1, 2 y 3).

Se han incorporado los resultados de los análisis de las volcanitas de la región del arroyo Papal (Álvarez 1997). Las muestras Y5, Y6, Y8 y D2 corresponden a la Andesita Arroyo Overa; Y1, Y2, Y10, Y11, D1 y D3 a la Andesita Cerro Duraznito; Y3, Y4 al Basalto Cerro Papal; Y7 a la Ignimbrita Vega de la Miseria (Cuadro 3).

Los resultados de los análisis químicos, se presentan en los cuadros 1 a 3 y fueron obtenidos en el laboratorio ACTLABS, Canadá, por los métodos de activación neutrónica (INAA), inductividad de plasma por espectrometría de masa (ICP) y fluorescencia de rayos-X (XRF).

Sobre la base de estos análisis químicos y teniendo en cuenta las relaciones de campo y características petrológicas de las volcanitas terciarias, se intentará establecer sus propiedades geoquímicas y la

Cuadro 1: Análisis representativos de la Brecha Volcánica Yaretas.

Brecha Volcánica Yaretas												
MUESTRA	M2Y	M9Y	M11Y	M12Y	M17Y	P6	P7	P1	P2	P10	M16Y	M24Y
SiO ₂	57,10	51,66	50,68	50,57	50,11	46,85	52,75	55,43	52,95	60,98	56,20	55,03
TiO ₂	0,78	1,08	0,90	1,20	1,25	1,29	0,79	0,68	0,74	0,72	0,58	0,67
Al ₂ O ₃	16,15	18,08	18,93	17,90	17,77	16,25	17,24	16,62	15,38	16,02	17,47	18,59
Fe ₂ O ₃	5,69	9,57	8,22	10,07	9,93	10,30	7,21	3,89	4,91	5,38	6,12	5,85
MnO	0,14	0,18	0,20	0,18	0,18	0,15	0,12	0,08	0,12	0,09	0,14	0,16
MgO	1,62	4,73	2,78	5,19	4,01	6,71	2,84	1,02	1,20	3,76	1,43	1,95
CaO	6,65	9,22	7,88	9,41	7,10	9,38	6,53	6,89	7,76	5,53	6,91	6,83
Na ₂ O	2,26	3,03	3,10	2,86	4,88	3,13	3,79	3,89	5,92	4,31	3,19	3,51
K ₂ O	2,16	1,26	2,26	1,19	1,74	1,50	2,24	3,30	3,17	2,33	2,02	2,23
P ₂ O ₅	0,30	0,38	0,48	0,37	0,41	0,29	0,38	0,25	0,62	0,27	0,45	0,31
LOI	7,06	1,07	2,99	0,97	3,25	3,28	5,12	7,46	7,17	0,33	5,87	3,43
Total	99,91	100,26	98,42	99,91	100,63	99,13	99,01	99,51	99,94	99,72	100,38	98,56
La	32,70	18,10	27,20	15,90	19,60	11,00	23,90	0,00	0,00	23,80	28,00	29,80
Ce	69,00	40,00	57,00	37,00	42,00	27,00	52,00	0,00	0,00	46,00	58,00	59,00
Nd	32,00	19,00	27,00	18,00	22,00	17,00	25,00	0,00	0,00	17,00	28,00	26,00
Sm	7,49	4,77	5,87	4,64	5,19	4,13	5,09	0,00	0,00	3,60	5,60	5,39
Eu	1,89	1,55	1,71	1,53	1,62	1,39	1,56	0,00	0,00	1,01	1,73	1,68
Tb	0,90	0,60	0,70	0,70	0,60	0,60	0,70	0,00	0,00	0,50	0,70	0,70
Yb	4,15	2,06	2,46	2,04	2,12	1,51	1,88	0,00	0,00	0,89	2,29	2,61
Lu	0,61	0,30	0,37	0,30	0,32	0,23	0,27	0,00	0,00	0,12	0,34	0,39
Rb	55	41	51	31	44	54	86	143	151	58	74	52
Sr	956	787	890	759	607	697	711	985	326	679	754	1317
Ba	670	746	969	497	608	339	590	1161	1057	756	715	862
Cs	0,70	1,10	1,20	0,60	3,00	5,80	7,60	0,00	0,00	1,30	1,00	0,90
U	1,40	0,60	1,40	0,60	0,60	0,40	0,80	0,00	0,00	0,90	1,30	0,90
Th	4,80	2,30	4,30	1,70	2,70	1,30	3,00	0,00	0,00	4,50	4,80	3,30
Zr	0	0	0	0	0	68	134	122	147	163	0	0
Nb	12,0	8,0	8,0	5,0	8,0	3,0	7,0	4,0	5,0	8,0	9,0	8,0
Hf	6,70	2,80	4,10	2,30	2,90	1,80	3,40	0,00	0,00	4,30	3,70	4,30
Ta	0,80	0,70	-0,30	0,30	0,40	0,30	0,60	0,00	0,00	0,80	1,00	0,60
Sc	8	23	14	25	20	35	13	11	17	12	6	7
Cr	5	33	15	18	15	45	20	0	0	121	4	6
Ni	2	13	7	10	9	23	11	0	0	44	2	3
Co	18	34	31	40	36	44	36	0	0	50	21	19
FeO/MgO	6,67	3,84	5,62	3,69	4,70	2,92	4,82	7,25	7,77	2,72	8,13	5,70
K ₂ O/Na ₂ O	0,95	0,42	0,73	0,42	0,36	0,48	0,59	0,85	0,53	0,54	0,63	0,63
Ba/La	20,49	41,21	35,62	31,26	31,02	30,82	24,67			31,76	25,54	28,93
La/Sm	4,37	3,79	4,63	3,43	3,78	2,66	4,69			6,61	5,00	5,53
La/Yb	7,88	8,79	11,06	7,79	9,24	7,28	12,71			26,74	12,23	11,42
Eu/Eu*	0,86	1,09	1,00	1,04	1,08	1,08	1,00			0,91	1,04	1,04
Sm/Yb	1,80	2,32	2,39	2,27	2,45	2,73	2,71			4,04	2,44	2,06
La/Ta	40,87	25,86	-90,66	53,00	49,00	36,67	39,83			29,75	28,00	49,67

evolución magmática de la región.

Se las ha correlacionado para su comparación con las volcanitas del sector central de los Andes argentino-chilenos (Maksaev *et al.* 1984; Kay *et al.* 1987a, b, 1991) y con las rocas del Complejo Volcánico El Teniente (Kay *et al.* 1999), ubicado al oeste del sector en estudio, en el arco magmático principal.

Brecha Volcánica Yaretas y Aglomerado Volcánico La Paloma

Estas volcanitas se analizan en conjunto debido a sus características petrográficas similares. Los elementos mayoritarios de estas muestras presentan una variación composicional en sílice para la Brecha

Volcánica Yaretas de 46,85-60,98% SiO₂, mientras que para el Aglomerado La Paloma alcanza a 60,43-62,95% SiO₂; clasificando a las rocas en su conjunto y según el diagrama TAS (Le Maitre *et al.* 1989), en basaltos, traquibasaltos, traquiandesitas basálticas, andesitas basálticas y andesitas (Fig. 5a). Se observan altos contenidos de alúmina (15,38-18,93% Al₂O₃); moderados a altos valores de óxido de hierro (3,89-10,30% Fe₂O₃) y un rango en la relación de FeO/MgO de 3,84-3,15. Como grupo es consistente con rocas originadas en magmas con medio a alto-K (1,19-2,26% K₂O) (Fig. 5b, Cuadros 1 y 2). Estas características en conjunto permiten ver la similitud entre estas rocas volcánicas.

La figura 5c indica que tanto la Brecha Volcánica Yaretas como el Aglomerado Volcánico La Paloma, corresponden a rocas de magmas predominantemente

Cuadro 2: Análisis representativos del Aglomerado Volcánico La Paloma, Andesita El Mesón y los basaltos Mesón de Hierro y equivalentes.

MUESTRA	Basaltos arroyos Colorado y Cascada		Aglomerado Volcánico La Paloma				Basaltos Mesón de Hierro y Corral			Andesita El Mesón		
	M13Y	M15Y	Clastos		Diques		M33Y	M39Y	M35Y	M34Y	M36Y	M38Y
SiO ₂	48,14	54,89	60,43	62,95	51,22	57,97	52,33	56,55	61,12	60,74	61,89	59,34
TiO ₂	1,49	0,87	0,50	0,76	1,22	0,87	1,15	0,95	0,74	0,88	0,64	0,81
Al ₂ O ₃	17,98	17,80	18,25	16,93	16,50	17,45	17,96	17,40	16,85	17,55	17,23	16,66
Fe ₂ O ₃	10,32	7,04	4,84	5,03	9,04	6,78	7,79	7,36	5,35	5,22	4,77	5,68
MnO	0,16	0,11	0,13	0,13	0,15	0,11	0,11	0,12	0,10	0,05	0,09	0,10
MgO	5,24	6,27	1,24	1,08	6,84	2,16	4,61	5,65	2,61	2,84	2,39	3,65
CaO	10,02	7,45	6,09	5,55	8,65	7,23	7,66	7,37	5,77	5,74	5,61	6,27
Na ₂ O	2,87	4,16	3,40	3,71	3,00	3,48	4,07	3,84	4,09	5,01	4,16	4,02
K ₂ O	1,80	1,57	2,40	2,61	1,25	2,50	1,48	1,24	1,82	1,58	2,08	1,76
P ₂ O ₅	0,71	0,25	0,28	0,32	0,30	0,34	0,34	0,27	0,42	0,32	0,30	0,45
LOI	1,65	-0,01	3,05	0,75	1,75	1,40	2,16	-0,01	0,59	0,93	1,31	0,34
Total	100,38	100,40	100,61	99,82	99,92	100,29	99,66	100,74	99,46	100,86	100,47	99,08
La	16,20	18,60	30,70	30,50	17,80	29,00	25,70	19,30	23,10	21,70	24,00	24,40
Ce	34,00	40,00	64,00	61,00	38,00	58,00	50,00	40,00	45,00	44,00	48,00	49,00
Nd	18,00	18,00	30,00	31,00	18,00	27,00	23,00	20,00	22,00	20,00	21,00	20,00
Sm	4,64	3,81	5,29	6,72	4,27	6,00	4,96	3,94	4,22	4,12	3,91	4,40
Eu	1,41	1,16	1,61	1,90	1,32	1,56	1,44	1,17	1,21	1,18	1,16	1,27
Tb	0,50	0,50	0,60	0,90	0,50	0,80	0,50	0,50	0,50	0,40	0,40	0,50
Yb	1,89	1,28	2,20	3,31	1,66	2,60	1,15	1,13	1,11	0,68	0,92	1,08
Lu	0,28	0,19	0,33	0,49	0,24	0,39	0,16	0,17	0,16	0,10	0,14	0,16
Rb	45	29	78	64	30	77	33	32	28	27	41	37
Sr	691	775	906	750	674	692	850	663	1011	1038	1050	1029
Ba	530	679	869	993	467	735	611	550	753	674	867	721
Cs	0,60	0,70	1,90	1,20	0,60	1,20	1,00	0,70	0,70	0,80	1,70	0,80
U	0,90	0,40	0,90	1,10	0,60	1,50	0,90	0,60	1,00	0,70	0,90	1,30
Th	2,30	2,00	4,20	4,00	2,50	5,00	3,80	2,60	3,50	2,60	3,30	3,10
Zr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb	6,0	6,0	10,0	10,0	8,0	10,0	9,0	6,0	8,0	6,0	6,0	7,0
Hf	2,20	3,40	4,70	5,90	3,20	4,80	3,70	3,00	3,60	3,20	3,40	3,70
Ta	0,80	0,70	0,60	-0,30	-0,30	0,40	-0,30	-0,30	-0,30	-0,30	-0,30	-0,30
Sc	23	18	4	6	30	14	15	17	10	9	8	12
Cr	12	278	11	2	227	18	93	257	13	57	6	41
Ni	10	101	2	2	77	6	42	86	18	33	9	34
Co	37	42	21	27	38	23	37	42	26	29	34	34
FeO/MgO	3,74	2,13	7,42	8,85	2,51	5,96	3,21	2,47	3,89	3,49	3,79	2,96
K ₂ O/Na ₂ O	0,63	0,38	0,71	0,70	0,42	0,72	0,36	0,32	0,44	0,31	0,50	0,44
Ba/La	32,72	36,50	28,31	32,56	26,24	25,34	23,77	28,50	32,60	31,06	36,12	29,55
La/Sm	3,49	4,88	5,80	4,54	4,17	4,83	5,18	4,90	5,47	5,27	6,14	5,54
La/Yb	8,57	14,53	13,95	9,21	10,72	11,15	22,35	17,08	20,81	31,91	26,09	22,59
Eu/Eu*	1,08	1,01	1,06	0,93	1,07	0,86	1,05	1,00	0,98	1,05	1,07	1,00
Sm/Yb	2,45	2,98	2,40	2,03	2,57	2,31	4,31	3,49	3,80	6,06	4,25	4,07
La/Ta	20,25	26,57	51,17	-101,6	-59,33	72,50	-85,67	-64,33	-77,00	-72,33	-80,00	-81,33

Cuadro 3: Análisis representativos de las Andesitas Arroyo Overa y Cerro Duraznito, el Basalto Cerro Papal y la Ignimbrita Vega de la Misericordia.

MUESTRA	Andesita Arroyo Overa				Andesita Cerro Duraznito						Basalto Cerro Papal		Ig.V. d.l. Misericordia
	Y5	Y6	Y8	D2	Y1	Y2	Y10	Y11	D1	D3	Y3	Y4	Y7
SiO ₂	58,26	55,44	46,10	56,02	62,62	66,03	64,83	63,45	65,00	64,26	51,62	54,77	73,64
TiO ₂	0,75	0,81	0,68	0,92	0,67	0,51	0,55	0,76	0,56	0,56	1,12	1,15	0,13
Al ₂ O ₃	15,99	16,14	10,16	16,27	17,20	16,12	16,15	18,63	16,70	16,64	18,58	17,35	12,81
Fe ₂ O ₃	5,55	6,12	5,12	6,54	4,11	3,23	3,70	3,44	3,51	3,48	9,20	8,00	0,88
MnO	0,07	0,10	0,19	0,08	0,05	0,06	0,03	0,03	0,05	0,07	0,05	0,10	0,08
MgO	4,73	5,94	1,63	5,32	2,48	1,69	2,25	0,19	2,00	1,87	2,86	5,19	0,14
CaO	6,48	6,86	18,24	6,62	4,62	3,39	3,87	3,86	4,35	4,20	9,33	7,76	0,86
Na ₂ O	4,49	4,25	2,34	4,43	5,59	5,12	4,71	8,09	5,38	5,10	4,05	4,25	4,10
K ₂ O	1,99	1,53	0,69	2,67	1,80	3,01	2,41	1,15	2,53	2,52	1,98	1,37	4,69
P ₂ O ₅	0,20	0,23	0,14	0,26	0,20	0,17	0,18	0,26	0,19	0,18	0,50	0,28	0,07
LOI	2,36	3,25	15,28	1,51	1,08	1,64	1,88	0,92	0,73	1,21	1,57	0,00	3,10
Total	100,87	100,67	100,57	100,64	100,42	100,97	100,56	100,78	101,00	100,09	100,86	100,22	100,50
La	20,60	18,40	11,20	21,80	19,20	20,40	22,20	25,30	19,50	20,50	23,70	22,80	18,70
Ce	46,00	42,00	28,00	51,00	42,00	43,00	49,00	52,00	43,00	45,00	60,00	53,00	39,00
Nd	23,00	19,00	13,00	22,00	20,00	19,00	22,00	22,00	20,00	21,00	28,00	24,00	13,00
Sm	3,96	4,06	3,45	4,41	3,66	3,10	3,68	3,41	3,42	3,43	6,46	5,01	2,84
Eu	1,17	1,16	1,10	1,19	1,14	0,80	1,05	1,15	1,01	1,04	2,07	1,54	0,48
Tb	0,60	0,60	0,70	0,50	0,40	0,30	0,40	0,40	0,40	0,40	0,90	0,60	0,69
Yb	1,17	1,49	2,44	1,31	0,71	0,73	0,87	0,63	0,62	0,58	2,60	1,21	1,55
Lu	0,15	0,20	0,34	0,18	0,09	0,09	0,10	0,09	0,08	0,10	0,32	0,16	0,19
Rb	37	35	21	45	44	65	80	0	48	49	41	19	151
Sr	635	658	743	730	874	644	759	894	915	919	838	748	77
Ba	513	455	715	534	685	865	906	396	732	899	605	456	733
Cs	1,50	1,30	1,00	0,00	0,80	1,70	1,60	1,00	1,40	1,50	0,00	0,30	4,30
U	1,10	1,20	1,10	1,10	0,60	1,20	1,30	1,80	1,30	1,10	0,80	0,80	5,60
Th	3,40	2,40	1,70	4,10	2,30	4,20	4,30	4,00	2,80	2,70	2,30	2,80	10,20
Zr	141	134	74	134	129	137	134	139	138	127	231	145	86
Nb	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Hf	3,50	3,10	1,80	3,10	3,00	3,00	3,70	3,50	3,60	3,20	3,00	3,40	2,70
Ta	0,00	0,00	0,00	0,00	0,80	0,80	0,60	0,00	0,80	0,90	0,70	0,70	1,60
Sc	17	19	16	18	8	6	8	10	7	7	18	18	2
Cr	268	259	19	153	54	30	63	59	40	31	16	186	8
Ni	88	128	5	74	28	12	30	15	22	17	2	81	2
Co	31	34	12	37	29	21	19	16	31	27	31	40	35
FeO/MgO	2,23	1,96	5,97	2,34	3,15	3,63	3,12	34,40	3,33	3,54	6,11	2,93	11,94
K ₂ O/Na ₂ O	0,44	0,36	0,29	0,60	0,32	0,59	0,51	0,14	0,47	0,49	0,49	0,32	1,14
Ba/La	24,90	24,73	63,84	24,49	35,68	42,40	40,81	15,65	37,54	43,85	25,53	20,00	39,20
La/Sm	5,20	4,53	3,25	4,94	5,25	6,58	6,03	7,42	5,70	5,98	3,67	4,55	6,58
La/Yb	17,61	12,35	4,59	16,64	27,04	27,94	25,52	40,16	31,45	35,34	9,11	18,84	12,06
Eu/Eu*	0,93	0,91	0,91	0,94	1,10	0,95	1,01	1,16	1,02	1,05	1,04	1,05	0,46
Sm/Yb	3,38	2,72	1,41	3,37	5,15	4,25	4,23	5,41	5,52	5,91	2,48	4,14	1,83
La/Ta					24,00	25,50	37,00		24,37	22,78	33,86	32,57	11,69

subalcalinos, con leves tendencias a la alcalinidad.

El diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971) muestra que las rocas de la Brecha Volcánica Yaretas y el Aglomerado La Paloma se ubican en el campo calcoalcalino; indicando además que, a partir de términos básicos de características levemente toleíticas con un fuerte enriquecimiento en hierro, hay una continua tendencia de diferenciación hacia términos más calcoalcalinos (Fig. 5d).

Para el análisis comparativo de los elementos traza y tierras raras se utilizará el condrito de Leedey (Masuda *et al.* 1973) como normalización, al igual que el usado para las volcanitas al norte y oeste de la zona de estudio, por Kay *et al.* (1987a, b, 1991, 1999) con las cuales se correlacionarán posteriormente.

En los diagramas de distribución de multielementos

de tierras raras y elementos traza, se presentan las concentraciones normalizadas de las unidades volcánicas de las Yaretas. Los diseños de estas rocas muestran un alto contenido en bario y torio, bajo contenido de tantalio con respecto al lantano (Fig. 6). Además, en las volcanitas de las Yaretas, se observan relaciones Ba/La (20-35) y La/Ta (25-53) altas, y moderada a baja relación La/Yb (7,2-11). También, se aprecia una relación moderada de La/Sm (2,6-4,6), y baja de Sm/Yb (1,8-2,7). Existe una pequeña anomalía de Eu (Eu/Eu*=0,86-1,09) (Fig. 7, Cuadros 1 y 2). Estas características señalan que estas rocas se formaron en un ambiente de arco y destacan nuevamente las similitudes entre la Brecha Yaretas y el Aglomerado La Paloma.

Estudios realizados en centros volcánicos cuater-

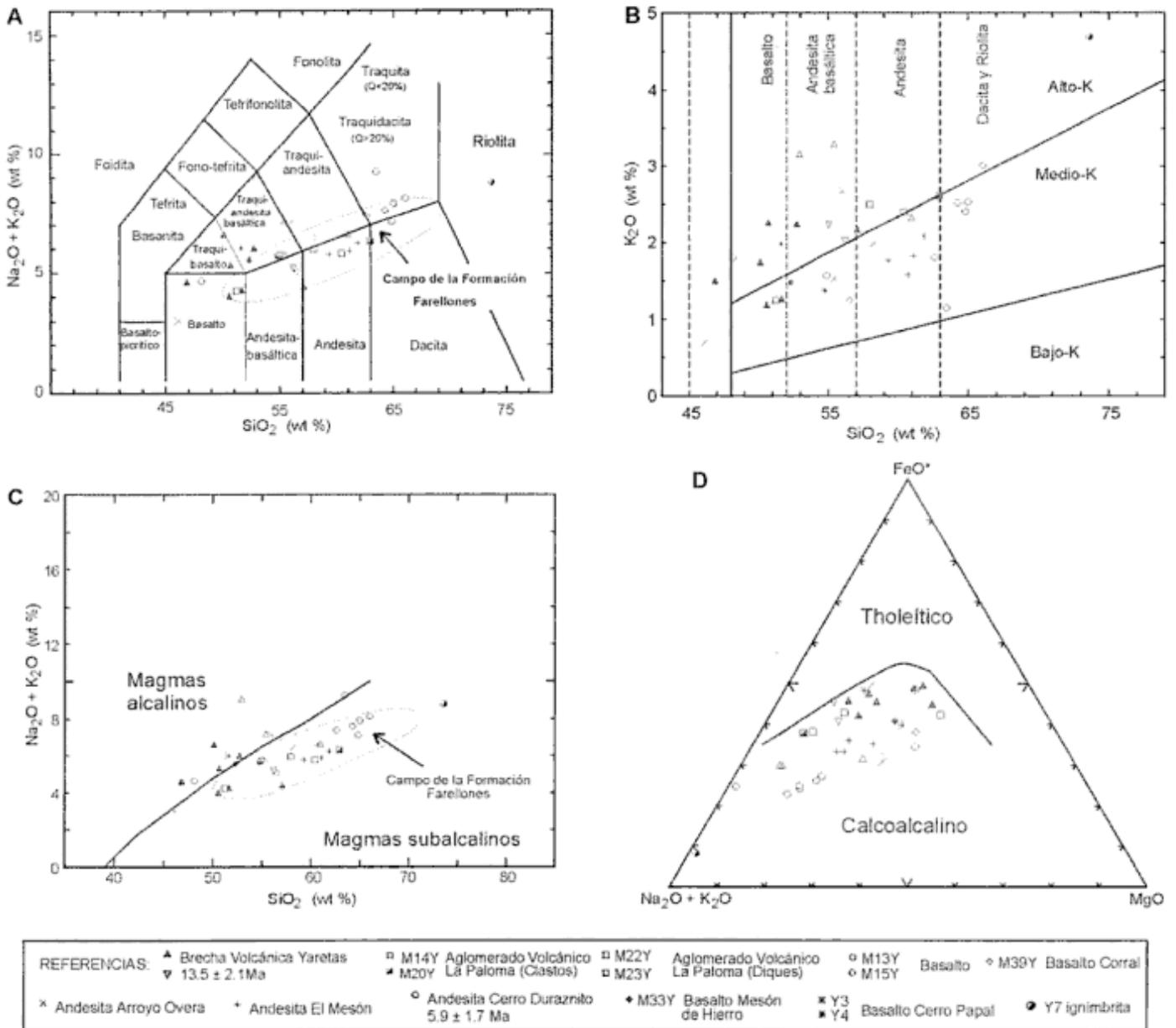


Figura 5: a, Clasificación química y nomenclatura de rocas volcánicas, por el diagrama TAS, total de álcalis versus sílice (Le Maitre *et al.* 1989). b, Subdivisión de rocas subalcalinas sobre la base del contenido de K₂O y SiO₂; con campos de bajo, medio y alto-K (Le Maitre *et al.* 1989). c, Subdivisión de rocas volcánicas, en alcalinas y sub-alcalinas (Irvine y Baragar 1971). d, Diagrama AFM con los campos calcoalcalinos y toleíticos (Irvine y Baragar 1971). En a y c se grafica el campo de la Formación Farellones para su correlación de las regiones de Pelambres, Aconcagua y cerro Tórtolas según Vergara *et al.* (1993), Kay *et al.* (1987a, b, 1991). Referencias de los análisis de las rocas ploteadas.

narios de la Zona Volcánica Sur (Hickey *et al.* 1986; Hildreth y Moor bath 1988) indican para el eje del arco magmático, relaciones de La/Ta de 40-90, las que hacia el este disminuyen a 35/60; y relaciones Ba/La mayores de 20. Con respecto a estos parámetros, las rocas volcánicas de las Yaretas presentan valores sustancialmente menores en La/Yb y similares en Ba/La. Estas diferencias estarían indicando que las rocas en estudio se habrían desarrollado en una posición más alejada con respecto a la trinchera de la zona de subducción y que se formaron detrás del arco andino principal del Mioceno, correspon-

diendo por lo tanto a un típico magmatismo de retroarco.

Basaltos Mesón de Hierro, Corral y Cerro Papal

Se estudian aquí, el basalto que se encuentra en el Mesón de Hierro, el stock de basalto olivínico Corral, los basaltos de los arroyos Colorado y de la Cascada y los diques que atraviesan el Aglomerado Volcánico La Paloma. También se agrega a este conjunto el Basalto Cerro Papal por sus similitudes con

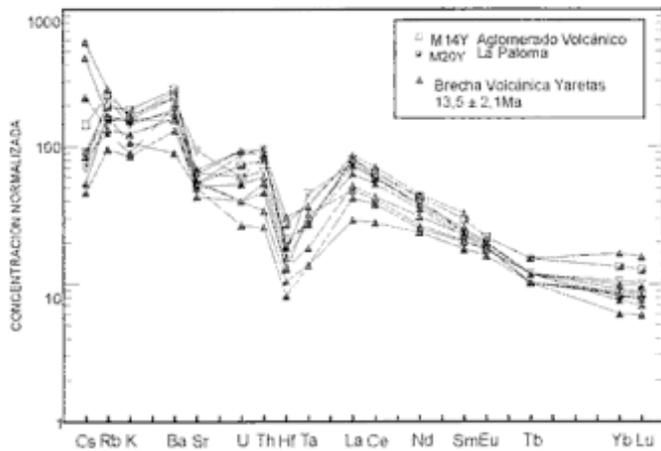


Figura 6: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para la Brecha Volcánica Yaretas y el Aglomerado Volcánico La Paloma. Normalización según Masuda *et al.* (1973).

los anteriores (Cuadros 2 y 3).

Las características químicas de los elementos mayoritarios de las muestras analizadas, señalan una amplia variación composicional en sílice (48,14-57,97% SiO₂), indicando un rango desde basaltos hasta andesitas (Fig. 5a). Presentan altos contenidos de alúmina (16,50-18,58% Al₂O₃); altos valores de óxidos de hierro (6,78-10,32% Fe₂O₃) y una relación FeO/MgO de 2,13-5,96. Son rocas originadas en magmas con medio a alto-K (1,24-2,50% K₂O) (Fig. 5b, Cuadros 2 y 3). Los magmas originales son principalmente subalcalinos (Fig. 5c) con tendencia continua de diferenciación hacia términos más alcalinos (Fig. 5d).

Los diagramas de distribución de multielementos de tierras raras y elementos traza de estas rocas, indican alto contenido en bario y torio y bajo contenido de tantalio con respecto al lantano (Fig. 8, Cuadros 2 y 3). Además, muestran altas relaciones Ba/La (23-36), moderadas La/Ta (26), y moderada a media relación La/Yb (9-22). También se observa una relación moderada La/Sm (3-5), una baja relación Sm/Yb (3) y una pequeña anomalía de Eu (Eu/Eu* = 0,8-1).

Andesitas El Mesón, Arroyo Overa y Cerro Duraznito

Se analizan las rocas de las Andesitas El Mesón (M35Y, M34Y, M36Y, M35Y); Arroyo Overa (Y5, Y6, Y8, D2); y Cerro Duraznito (Y1, Y2, Y10, Y11, D1) (Cuadros 2 y 3).

Las características químicas de los elementos mayoritarios de estas rocas, muestran una variación composicional en sílice (55,44-66,03% SiO₂) que las clasifica en andesitas basálticas, andesitas, traquian-

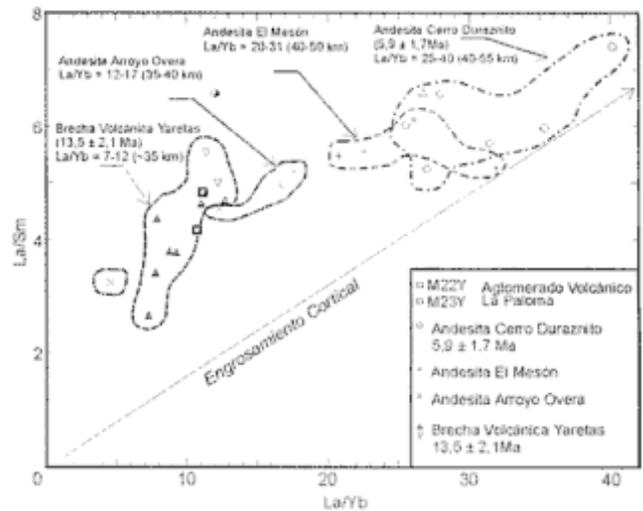


Figura 7: Relaciones La/Yb versus La/Sm, para las muestras de las Yaretas, Mesón de Hierro y arroyo Papal.

desitas, dacitas y traquidacitas (Fig. 5a). Se observan altos contenidos de alúmina (15,99-18,63% Al₂O₃); moderados valores de óxidos de hierro (4,77-6,54% Fe₂O₃) y una relación FeO/MgO de 2,22-3,89. Son rocas originadas en magmas calcoalcalinos de medio a alto-K (1,53-3,01% K₂O) (Fig. 5b, Cuadros 2 y 3), subalcalinos (Fig. 5c) con una tendencia continua de diferenciación hacia términos más alcalinos (Fig. 5d).

Los diagramas de distribución de multielementos de tierras raras y elementos traza de las Andesitas El Mesón, Arroyo Overa y Cerro Duraznito, indican alto contenido en bario y torio, y bajo contenido de tantalio con respecto al lantano (Fig. 10, Cuadros 2 y 3). Estas rocas en conjunto muestran relaciones altas Ba/La (36-29 Andesita El Mesón, 24-63 Andesita Arroyo Overa y 35-43 Andesita Cerro Duraznito). La relación La/Yb se presenta en valores me-

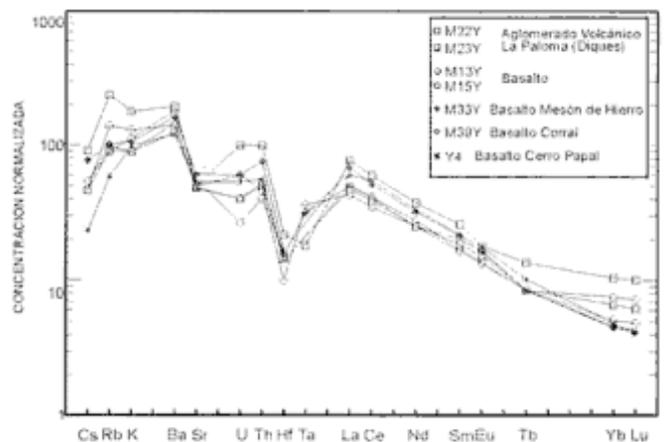


Figura 8: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para los Basaltos Mesón de Hierro, Cerro Papal, Brecha Volcánica Yaretas y diques en el Aglomerado La Paloma.

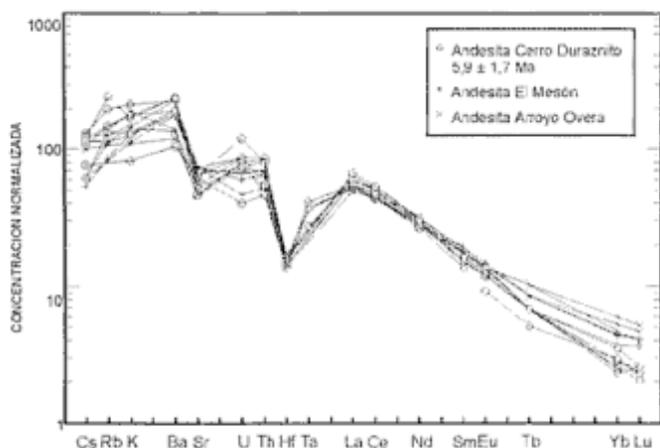


Figura 9: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para las andesitas Arroyo Overa, Cerro Duraznito y El Mesón.

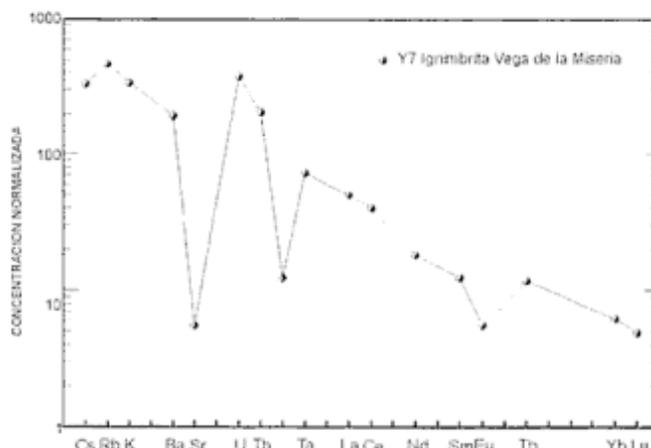


Figura 10: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para las Ignimbrita Vega de la Miseria.

dios para las Andesitas El Mesón (20-31) y Arroyo Overa (12-17), y se hace mayor en la Andesita Cerro Duraznito (25-40). También, se observa una relación moderada La/Sm (3-7), una relación media Sm/Yb (2-6) y una pequeña anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = 0,9-1$) (Fig. 7 y 9, Cuadros 2 y 3). Las relaciones La/Ta no se han tomado en cuenta, por encontrarse los tenores de Ta por debajo de los límites de detección.

Ignimbrita Vega de la Miseria

Las características químicas de los elementos mayoritarios indican que son riolitas (73,64% SiO_2) (Fig. 5a); con tenores medios de alúmina (12,81% Al_2O_3); bajos valores de óxidos de hierro (0,88% Fe_2O_3) y una relación FeO/MgO de 11,9. Son rocas originadas en magmas subalcalinos (Fig. 5c), con alto-K (4,69% K_2O) (Fig. 5b, Cuadro 3). Estas ignimbritas se ubican en el campo calcoalcalino, observándose una diferenciación con tendencia hacia términos alcalinos (Fig. 5d).

Los diagramas de distribución de multielementos de tierras raras y elementos traza, indican alto contenido en bario y torio, y alto contenido de tantalio con respecto al lantano. También es de señalar el marcado pico negativo que presentan en Sr y Hf, y la alta concentración en Th y U (Fig. 10, Cuadro 3). Además, se observa altas relaciones Ba/La (39) y relaciones medianas La/Yb (12); moderada relación La/Sm (6); baja relación Sm/Yb (1,8) y una muy pequeña anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = 0,4$). En el sector chileno, al oeste de Santiago y este de Rancagua, y en el valle del río Papagayos en sector argentino, existen rocas similares con las mismas características geoquímicas (Stern *et al.* 1984).

Discriminación geoquímica del ambiente tectónico

Sobre la base del análisis comparativo de la distribución de los elementos traza y tierras raras de las unidades volcánicas de las regiones de Yaretas, Mesón de Hierro y arroyo Papal, se destaca una notable correlación en la evolución magmática con las rocas del Complejo Volcánico El Teniente, ubicado en sector chileno, hacia el oeste de la zona de estudio (34°S) (Kay *et al.* 1999); y con las rocas de la región de Vacas Heladas-Cerro Tórtolas (Kay *et al.* 1987a, b, 1991).

El análisis de los contenidos de elementos traza

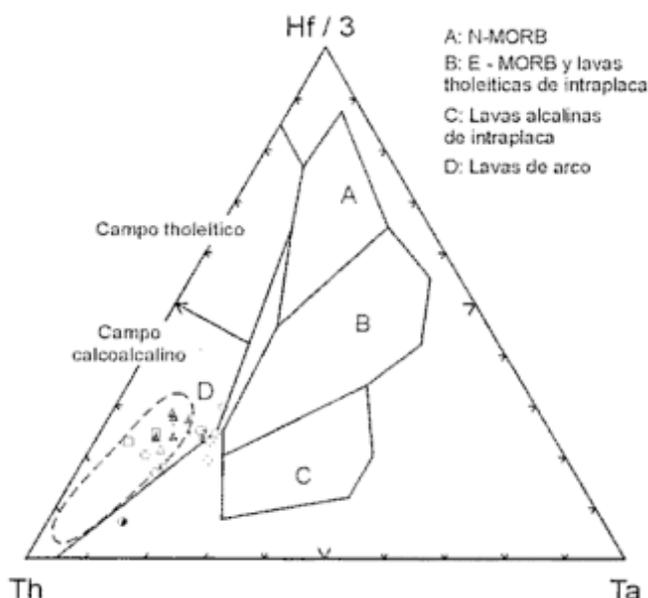


Figura 11: Diagrama de Wood (1980) donde se ubica la asociación de arco magmático principal de la Formación Farellones junto con las volcanitas de la la región estudiada. Véanse referencias en figura 5.

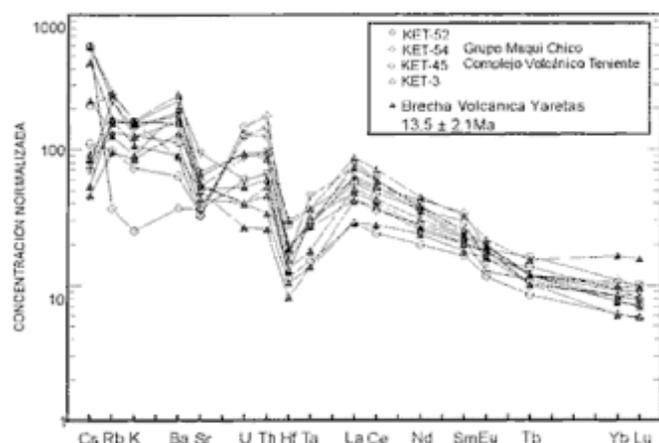


Figura 12: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para la Brecha Volcánica Yaretas y el Grupo Maqui Chico.

inmóviles, tales como Hf, Th y Ta del diagrama de Wood (1980), indica que las volcanitas estudiadas se ubican en el campo general de los márgenes destructivos; y que al igual que las rocas de El Teniente y Vacas Heladas-cerro Tórtolas, representan rocas de asociaciones de arco magmático del subcampo calcoalcalino (Fig. 11).

El volcanismo desarrollado en la zona de El Teniente y el de la región de Vacas Heladas-cerro Tórtolas en la Cordillera Principal de San Juan, se habrían formado simultáneamente, con el engrosamiento cortical y levantamiento de la cordillera de los Andes (Kay *et al.* 1987a, b, 1991, 1999). Las volcanitas del estudiado y sus equivalentes de El Teniente, Vacas Heladas y cerro Tórtolas, muestran características químicas similares en cuanto a los elementos mayoritarios y traza, indicando un creciente fraccionamiento, con empobrecimiento en tierras raras pesadas. Estos rasgos estarían indicando ambientes de formación con similares condiciones tectónicas.

Las unidades magmáticas de la región de El Teniente están integradas por la Formación Coya Machalí de edad oligoceno-miocena y equiparable con la Formación Abanico; Complejo Volcánico Teniente representada por la Formación Farellones del Mioceno medio-tardío; los diques y pórfidos volcánicos del Mioceno-Plioceno y las lavas pliocenas de Bajo Cachapoal. Los depósitos del Complejo Volcánico Teniente, están vinculados a un pórfido cuprífero, localizado en el sector norte del arco cuaternario de la Zona Volcánica Sur de los Andes. Conforman este complejo volcánico tres unidades plutónicas: el Grupo Maqui Chico de edad miocena media y los Grupos Sewell inferior y Sewell superior, más jóvenes y de edad miocena media a tardía (Kay *et al.* 1999). Una descripción detallada de las volcanitas de Vacas Heladas y cerro Tórtolas, de la Cordillera Principal de San Juan, se puede encontrar en Kay *et al.* (1991).

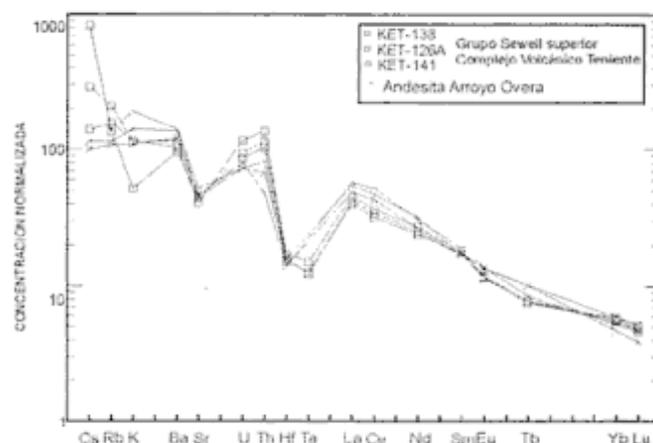


Figura 13: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para la Andesita Arroyo Overa y las volcanitas de Grupo Sewell superior.

Al analizar la Brecha Volcánica Yaretas, se observa una notable similitud en cuanto a los diseños de sus tierras raras livianas (LREE) y pesadas (HREE) con las rocas del Grupo Maqui Chico del Mioceno medio del Complejo El Teniente. Las rocas de Yaretas presentan altas relaciones La/Ta (25-53), moderados a bajos valores La/Yb (7,2-11), moderada relación La/Sm (2,6-4,6), baja Sm/Yb (1,8-2,7) y una pequeña anomalía de Eu ($Eu/Eu^* = 0,86-1,09$) (Fig. 12, Cuadro 1).

La relación Ba/La aplicada en rocas modernas de la SVZ resulta un buen indicador de zona de subducción. En este sentido, la disminución de Ba/La hacia el este, asociada al empobrecimiento de un componente de subducción característico como el Ba, obedece a un aumento relativo de corteza continental, determinado por su mayor espesor (Hildreth y Moor bath 1988). Las rocas neógenas de las Yaretas señalan valores de Ba/La menores que las rocas de El Teniente. Esto podría estar indicando un debilitamiento de la componente de subducción, característico en centros de retroarco (Kay *et al.* 1991).

Al igual que la Brecha Volcánica Yaretas, el Aglomerado Volcánico La Paloma pertenece a rocas desarrolladas en un magmatismo de arco. Presentan un patrón plano en las REE pesadas, indicando que se formaron con poca presión y en consecuencia en una corteza no muy engrosada. Las características químicas y mineralógicas señalan que las rocas del Aglomerado La Paloma, muestran un alto parentesco con la Brecha Volcánica Yaretas, formando parte del mismo evento magmático y por consiguiente integrando también parte del volcanismo de retroarco.

Los Basaltos Mesón de Hierro y Corral tienen una notable similitud en cuanto a los diagramas de multi-elementos de sus tierras raras livianas (LREE) y pesadas (HREE) con los del Cerro Papal (Fig. 8, Cuadro 3), lo que estaría indicando condiciones similares de origen.

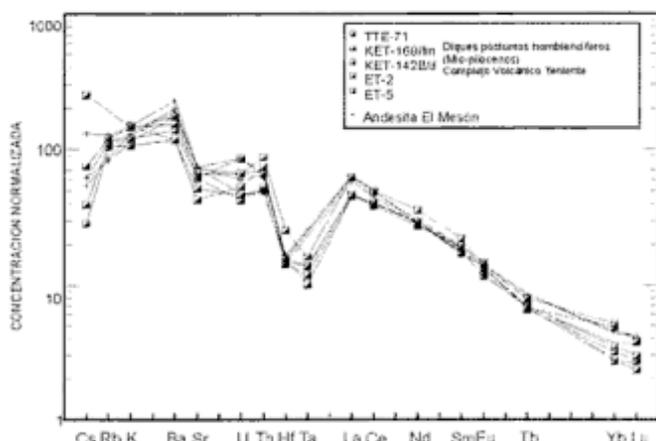


Figura 14: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para la Andesita El Mesón y los dique hornblendíferos mio-pliocenos de la región de El Teniente.

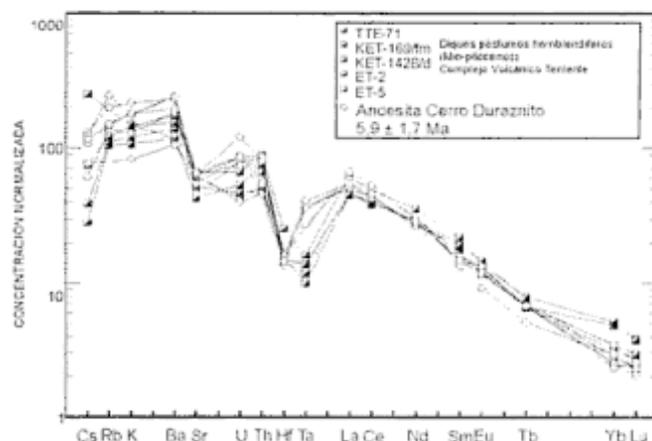


Figura 15: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para la Andesita Cerro Duraznito y los diques hornblendíferos mio-pliocenos de la región de El Teniente.

La Andesita Arroyo Overa presenta patrones muy similares en los diseños de sus tierras raras livianas y pesadas con las plutonitas del Grupo Sewell superior del Complejo Volcánico El Teniente, de edad miocena tardía baja. La Andesita Arroyo Overa, posee altas relaciones Ba/La (24-63) medias La/Yb (12-17) moderadas La/Sm (3-5) y medias Sm/Yb (2-3) (Fig. 13, Cuadro 3).

Las Andesitas El Mesón y Cerro Duraznito tienen diseños de sus tierras raras livianas y pesadas muy similares entre sí. Éstos se pueden equiparar con los diques de hornblenda tardíos de edad miocena-pliocena, que forman parte de las rocas jóvenes del Complejo Volcánico El Teniente; así los habría identificado Álvarez (1997) para la Andesita Cerro Duraznito. Estos diques tardíos y las Andesitas El Mesón y Cerro Duraznito, tienen altas relaciones Ba/La (36-29 Mesón y 35-43 Duraznito) medias La/Yb (20-31 Mesón y 25-40 Duraznito) moderadas La/Sm (5-6 Mesón y 5-7 Duraznito) y medias Sm/Yb (3-6 Mesón y 4-6 Duraznito) (Fig. 14 y 15, Cuadros 2 y 3).

La Ignimbrita Vega de la Miseria tiene una pendiente no muy empinada en las REE pesadas, con relaciones La/Yb 12. Muestras analizadas por Stern *et al.* (1984) presentan rasgos similares, estimando que tales rocas se habrían formado a poca presión y a menor profundidad que el resto de las volcanitas.

Los cambios de presión y temperatura ocurridos durante el fraccionamiento y/o mineralogía de las rocas magmáticas, pueden ser inferidos sobre la base de las características de sus elementos traza y en particular por sus tierras raras (Kay *et al.* 1991, 1999). Diversos autores utilizaron las pendientes de las tierras raras como patrones en el estudio de las rocas volcánicas de los Andes, para inferir la importancia del granate como residuo en la fuente (López-Escobar *et al.* 1977; Kay *et al.* 1987a, b, 1991, 1999).

Las relaciones La/Yb y la pendiente en el diseño de distribución de tierras raras, están muy controla-

dos por el porcentaje de granate y anfíbol presente en la fuente magmática al momento del fraccionamiento (Kay *et al.* 1987b, 1991). Estas relaciones o diagramas pueden ser buenos indicadores para correlacionar las diferentes secuencias volcánicas.

Sobre la base de la química y mineralogía y en particular las relaciones La/Yb, Kay *et al.* (1991) sugirieron para el Terciario, diferentes valores de engrosamiento cortical en relación al tiempo dentro del segmento 28-33°S. Analizando las volcanitas del área de estudio con sus similares de la región de Vacas Heladas y cerro Tórtola de la Cordillera Principal de San Juan, se encuentran las siguientes equivalencias en cuanto al ambiente de formación.

Las relaciones La/Yb (7,2-11) de la Brecha Volcánica Yaretas son equivalentes a la Formación Doña

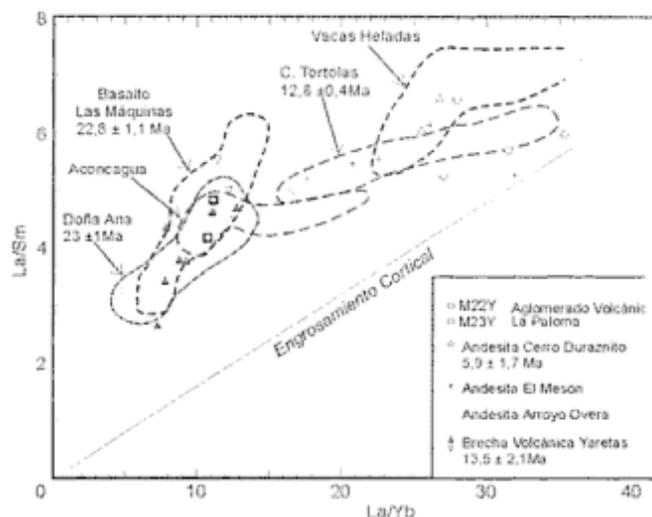


Figura 16: Relaciones La/Yb versus La/Sm de las muestras de la región de las Yaretas, Mesón de Hierro y arroyo Papal. Se grafican los campos de las volcanitas de Vacas Heladas - Cerro Tórtolas,

Ana y Basalto Las Máquinas (Fig. 16) estableciendo que la brecha se habría formado en una corteza poco engrosada y a poca profundidad y por lo tanto que el espesor de la corteza no superaría los 35 km (Kay *et al.* 1991).

La Andesita Arroyo Overa, equivalente con Vacas Heladas y Tórtolas (Fig. 16), presentan relaciones La/Yb (18-22) un poco superiores a la Brecha de Yaretas, lo que indica que se habrían formado a mayor presión y por lo tanto en una corteza un poco más engrosada y a mayor profundidad que la Brecha Volcánica Yaretas, alcanzando la corteza 35-40 km de espesor (Kay *et al.* 1991).

La Andesita El Mesón tiene una pendiente más empinada en las tierras raras pesadas (HREE) (La/Yb, 20-31) que la Andesita Arroyo Overa. Sus rocas comparten los campos de Tórtolas y Vacas Heladas (Fig. 16). Estos parámetros indicarían que la Andesita El Mesón se habría formado a mayor presión, en una corteza más engrosada y a mayor profundidad, que la Andesita Arroyo Overa. El espesor podría haber alcanzado el orden de 40-50 km (Kay *et al.* 1991).

La Andesita Cerro Duraznito presenta el perfil con la pendiente más empinada en las tierras raras pesadas (HREE) de todas las rocas volcánicas que se analizan en la región, con relaciones La/Yb de 25-40. Además, estas rocas comparten los campos con las Formaciones Cerro Tórtolas y Vacas Heladas sin tener equivalencia en el engrosamiento cortical con las rocas de la región de El Teniente (Fig. 16). Estas características indicarían el mayor engrosamiento cortical para la región de las Yaretas, Mesón de Hierro y arroyo Papal, señalando que la Andesita Cerro Duraznito se habría formado a mayor presión y en consecuencia en una corteza mucho más engrosada y a mayor profundidad, que el resto de las volcánicas. El espesor podría haber alcanzado a aproximadamente 40-55 km (Kay *et al.* 1991).

Como se puede deducir del análisis de las tierras raras, entre las volcánicas de Yaretas (La/Yb=7-12) y la Andesita Cerro Duraznito (La/Yb=25-40) (Fig. 17) se observa un paulatino y constante aumento en los valores de la relación La/Yb, desde las rocas más antiguas hacia las más jóvenes. Esto estaría indicando un paulatino y constante engrosamiento cortical desde la formación de la Brecha Volcánica Yaretas, hasta la erupción de la Andesita Cerro Duraznito. Esta etapa final habría ocurrido hacia el Mioceno tardío-Plioceno, estimándose que la corteza habría alcanzado un engrosamiento de 40 a 55 kilómetros. En este sentido Introcaso *et al.* (1992) estimaron un engrosamiento cortical de 65 a 57 km para el segmento que se encuentra entre los 33° y 35° de latitud sur respectivamente, lo que permite suponer un proceso continuo en el engrosamiento cortical hasta el presente.

El análisis de las secuencias volcánicas en estudio señala un marcado paralelismo en su evolución a

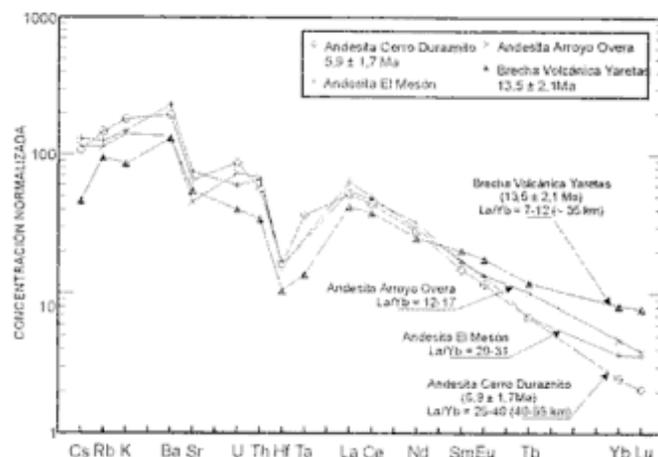


Figura 17: Diagrama de distribución de tierras raras y elementos traza para las volcánicas de la región de las Yaretas, Mesón de Hierro y arroyo Papal.

través del tiempo, tanto con las secuencias de la región de los cerros Tórtolas y Vacas Heladas, como con las del sector de El Teniente. Sin embargo, los controles temporales con que se cuenta indican que la evolución, en el segmento que ocupa la región de los 34°S, de las Yaretas, Mesón de Hierro y arroyo Papal, habría comenzado hacia tiempos más jóvenes. Por otro lado las relaciones alcanzadas son bastante amplias ya que se cuenta con valores equivalentes desde Doña Ana y Basalto Las Máquinas y pasando por el cerro Tórtolas llegan hasta más allá de Vacas Heladas. El mismo análisis se puede hacer con respecto a las rocas de El Teniente, teniendo equivalencias desde Maqui Chico hasta los diques de hornblenda tardíos.

Edad y correlación

Sobre la base del análisis del ambiente tectónico, las dataciones aquí expuestas y el mapeo de las unidades, se correlaciona a las rocas del Complejo Volcánico Yaretas, con la Formación Farellones y equivalentes. Por su parte las volcánicas del sector del arroyo Papal tienen características petrográficas y edades que las ubicarían en tiempos más jóvenes con respecto a la Formación Farellones. Las rocas de la Brecha Volcánica Yaretas fueron correlacionadas por Polanski (1964) con el denominado Mollitelense de Groeber (1947), asignándoles una edad eocena.

En este trabajo se presentan los valores de la datación por K/Ar en anfíbolita, de una muestra (P7) extraída de las coladas basales de la Brecha Volcánica Yaretas realizada en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. La muestra P7 corresponde a una andesita basáltica y dio una edad de 13,5 ± 2,1 Ma, lo que permite asignarla al Mioceno me-

Cuadro 4: Edades K-Ar de la Brecha Volcánica Yaretas y la Andesita Cerro Duraznito.

Muestra	Laboratorio N°	Material	% K	⁴⁰ Ar rad (nlg)	% ⁴⁰ Ar Atm	Edad (Ma)	Error (2σ)
P7 Brecha Volcánica Yaretas	H228.P-7P1064. RST	Anfibol	0,623	0,329	69	13,5	± 2,1
Y-11 Andesita Cerro Duraznito	P117-Y-11	Roca Total	0,847	0,195	94	5,9	± 1,7

dio (Cuadro 4).

La edad obtenida para la Brecha Volcánica Yaretas así como sus patrones químicos son similares a las rocas del Grupo Maqui Chico, lo que señala una equivalencia de las volcánitas de las Yaretas con esas plutonitas del sector chileno. Las volcánitas de Yaretas y Maqui Chico se encuentran a la misma latitud (34°), lo que estaría señalando el funcionamiento sincrónico del arco y retroarco, el primero desarrollado en el sector chileno y el otro mucho más reducido al este, en sector argentino. Este último correspondería a las rocas volcánicas de retroarco del Complejo Volcánico Yaretas. Además, para los tiempos del Mioceno medio el engrosamiento cortical habría sido mínimo y similar para las regiones de El Teniente y cordillera de las Yaretas y arroyo Papal.

Si bien no se cuenta con edades de la Andesita Arroyo Overa, se tienen datos interesantes, de campo, análisis químicos y mineralogía. Estas rocas intruyen al corrimiento que levantó la Formación Saldado y los Conglomerados Tunuyán. Estos últimos en la mitad de la secuencia presentan brechas andesíticas que arrojaron edades de $8,3 \pm 1,6$ Ma (Ramos *et al.* 1999). Los datos químicos indican que estas andesitas piroxénicas se habrían formado antes que las andesitas hornblendíferas del cerro Duraznito, las cuales tienen una edad de $5,3 \pm 1,3$ Ma. Estos datos permiten ubicar a la Andesita Arroyo Overa entre los 8 y 5 Ma, dándole con reservas una edad miocena superior tardía. Por otro lado la similitud de los patrones químicos de estas rocas con las del Grupo Sewell superior, señala que el engrosamiento cortical ocurrido hacia los 9 Ma en del lado chileno, habría alcanzado al sector de estudio entre los 8 y 5 Ma, con el desarrollo de la Andesita Arroyo Overa.

Las nuevas dataciones corroboran la asignación al Huincanlítico de edad miocena tardía a pliocena temprana (Groeber 1947; Herrero Ducloux e Yrigoyen 1952) para la Andesita Cerro Duraznito. En esta contribución se dan los resultados de una datación de las volcánitas del cerro Duraznito, correspondiente a la muestra Y11, extraída en el paso de las Numeradas y datada por K/Ar en roca total en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. La muestra Y11 pertenece a una andesita y arrojó una edad de $5,9 \pm 1,7$ Ma, lo cual permite asignarla al Mioceno tardío alto (Cuadro 4).

La Andesita El Mesón no ha sido datada aún y no

se observan relaciones de campo por las cuales se pueda estimar su edad. Las características químicas de estas rocas señalan que se encuentran en un tren de engrosamiento similar a las volcánitas del cerro Duraznito. Si bien esto no es concluyente, cabe señalar que se desarrollaron en el mismo sector por lo cual se podría suponer para la Andesita El Mesón, una edad pliocena, con reservas.

Los basaltos Cerro Papal, El Mesón y Corral, fueron asignados al Chapualítico inferior de edad cuaternaria (Herrero Ducloux e Yrigoyen 1952). Polanski (1964) correlacionó el *stock* de basalto olivínico de Corral y los diques de andesita hornblendica, con el Basalto 3 de Groeber (1947), dándole una edad mesopleistocena y mencionando que los diques pudieran ser quizás pliocenos.

Si bien no se cuenta con edades de las rocas basálticas de la región en estudio, el Basalto Mesón de Hierro se encuentra por debajo de la Andesita El Mesón. Teniendo en cuenta esta relación de campo y asumiendo la edad mencionada para la Andesita El Mesón, se podría atribuir a los basaltos una edad pliocena, con reservas.

Los depósitos de la Ignimbrita Vega de la Miseria fueron asignados por Herrero Ducloux e Yrigoyen (1952) al Tilhuelítico tardío. Stern *et al.* (1984) describieron y analizaron depósitos similares, localizados en los valles de los ríos Maipo y Cachapoal en Chile y río Papagayos en Argentina, los cuales estarían vinculados a la formación de la caldera del volcán Maipo. Estos autores realizaron dataciones por el método de trazas de fisión, en circones separados de estas rocas, lo que les permitió asignarles una edad de 450.000 ± 60.000 años (Stern *et al.* 1984).

Conclusiones

Sobre la base de análisis petrográficos, geoquímicos y estructurales de las secuencias volcánicas de edad mio-pliocena, en el segmento que ocupa la cordillera de las Yaretas, Mesón de Hierro y sector del arroyo Papal, se presentan las siguientes conclusiones.

- La evolución tectónica de este segmento de los Andes (~34°S) se asocia al comienzo de un volcanismo basáltico-andesítico de retroarco hacia el Mioceno medio, desarrollado sobre rocas neopaleozoicas. Para estos tiempos el engrosamiento cortical habría

sido del orden de unos 35 km, dado que no se registra fraccionamiento de granate en la fuente de las rocas mencionadas.

- El volcanismo de retroarco está representado por la Brecha Volcánica Yaretas. Las rocas que la componen datadas en $13,5 \pm 2,1$ Ma, son las más primitivas en la evolución terciaria de la región de estudio, formadas a partir de magmas calcoalcalinos.

- El frente orogénico, ubicado en el sector chileno durante el Mioceno temprano, habría avanzado hacia Argentina en el Mioceno medio a tardío y Plioceno; en este período se habría producido engrosamiento cortical y levantamiento de la región, desarrollando los depósitos sinorogénicos del Conglomerado Tunuyán.

- La Andesita Cerro Duraznito, datada en $5,9 \pm 1,7$ Ma, intruye a la lámina de corrimiento que levanta el Conglomerado Tunuyán. Esto indica una migración del frente orogénico desde Chile hasta el sector argentino hacia el Mioceno medio superior, señalando que estos depósitos sinorogénicos se habrían terminado de levantar como máximo, hacia el Mioceno tardío.

- El avance del frente magmático y orogénico, y el correspondiente engrosamiento cortical, se encuentra registrado por el desarrollo de las Andesitas El Mesón, Arroyo Overa y Cerro Duraznito. Estas volcanitas presentan características de magmatismo de arco. Para estos tiempos se puede pensar en un amplio arco de aproximadamente 160 km de ancho.

Agradecimientos

La presente contribución fue realizada con fondos del Subsidio UBACYT TW87, Universidad de Buenos Aires. El autor agradece a V. Ramos, S.M. Kay y E. Godoy, por la lectura crítica del texto. A L.I. Korzeniewski, S. Ortiz y P.V. Calvo por su apoyo en las tareas de campo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Álvarez, G., 1997. El volcanismo mioceno y los depósitos sinorogénicos de la región del cerro Papal, Departamento San Carlos, provincia de Mendoza. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Trabajo Final de Licenciatura, 139 p. (Inédito).
- Baulfies, O.L., 1951. Levantamiento geológico de la Hoja 25a Alto valle del río Tunuyán (1:100.000), Provincia de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 88 p., Buenos Aires (Inédito).
- Cahill, T. and Isacks, B.L., 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12): 17503-17529.
- Groeber, P., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2 Hojas Sosneado y Maipo. *Revista Sociedad Geológica Argentina*, 2 (2): 141-176. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista (Ciencias Geológicas)* 1(5): 1-352. Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A. e Yrigoyen, M.R., 1952. Observaciones geológicas en la zona del Cerro Papal, provincia de Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 7 (2): 81-105. Buenos Aires.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C. and López-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91: 5963-5983.
- Hildreth, W. and Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98: 455-489.
- Introcaso, A., Pacino M.C. and Fraga, H., 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35°S. In: Oliver, R.A., Vatin-Pérignon, M. and Laubacher, G. (Eds.): *Andean Geodynamics*, *Tectonophysics*, 205: 31-48. Amsterdam.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Ramos, V.A. and Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building in the High Andes. *Episodes*, 3: 20-26, Ottawa.
- Kay, S.M., Maksiyev, V., Mpodozis, C., Moscoso, R. and Nasi, C., 1987a. Probing the evolving Andean lithosphere: Mid-late Tertiary magmatism in Chile (29°-30.5° S) over the zone of subhorizontal subduction. *Journal of Geophysical Research*, 92: 6173-6189, Washington.
- Kay, S.M., Maksiyev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C., Nasi, C. and Gordillo, C.E., 1987b. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(1): 21-38, South Carolina.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. and Munizaga, F., 1991. Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the Central Andes (28°-33°S). In: Harmon, R.S. and Rapela, C.W. (Eds.): *Andean Magmatism and its Tectonic Setting*, *Geological Society America Special Paper*, 265: 113-137, Boulder.
- Kay, S.M., Mpodozis, C. and Coira, B., 1999. Magmatism, tectonism, and mineral deposits of the Central Andes (22°-33°S latitude). In: Skinner, B. (Ed.): *Geology and Ore Deposits of the Central Andes*, *Society of Economic Geology Special Publication*, 7, 27-59.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dubek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Wolley, A.R. and Zanettin, B., 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Blackwell, 193 p., Oxford.
- López-Escobar, L., Frey, F.A. and Vergara, M., 1977. Andesites and high-alumina basalts from the central - south Chile High Andes: Geochemical evidence bearing on their petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63: 199-228.
- Maksiyev, V., Moscoso, R., Mpodozis, C. y Nasi, C., 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior de la Alta Cordillera del Norte Chico (29°-31°S); Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile*, 21: 11-51.
- Masuda, A., Nakamura, N. and Tanaka, T., 1973. Fine structures of mutually normalised rare earth patterns of chondrites.

- Geochimica et Cosmochimica Actas, 37, 239-248.
- Pérez, D.J., Ottone, G. y Ramos, V.A., 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso Exploración de Hidrocarburos, 1: 385-398. Buenos Aires.
- Pérez, D.J., Alvarez, G., Concheyro, A. y Ramos, V.A., 1997. La Formación Papal: depósito sinorogénico de la cuenca de antepaís de Tunuyán, Mendoza Argentina. Actas 8° Congreso Geológico Chileno, 1: 568-571. Antofagasta.
- Polanski, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontánea del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales, Contribuciones científicas, Serie Geología 1(2): 95-139, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1962. Estratigrafía, neotectónica y geomorfología del pleistoceno pedemontano entre los ríos Diamante y Mendoza. Revista Asociación Geológica Argentina, 17(3-4): 127-349. Buenos Aires.
- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la hoja 25a Volcán San José, provincia de Mendoza, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 1- 94, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Godoy, E., Giambiagi, L., Aguirre-Urreta, M.B., Alvarez, P.P., Pérez, D.J. y Tunik, M., 1998. Tectónica de la Cordillera Principal en la región del Volcán San José (34° LS), Provincia de Mendoza, Argentina. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 104. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Giambiagi, L., Ghiglione, M. y Pérez, D.J., 1999. Los sedimentos sinorogénicos de la provincia de Mendoza y San Juan. Actas 14° Congreso Geológico Argentino 1: 72. Salta.
- Stern, C.R., Amini, H., Charrier, R., Godoy, E., Herve, F. and Varela, J., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows which occur along the drainage valleys of the Rio Maipo and Rio Cachapoal (Chile) and the Rio Yaucha And Rio Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile 23(2): 39-52. Santiago.
- Thorpe, R.S. and Francis, P.W., 1979. Variations in Andean andesite compositions and their petrogenetic significance. Tectonophysics, 57: 53-70.
- Trümpy, E., 1941. Excursión al Alto Valle del Río Tunuyán. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 17 p. (Inédito). Buenos Aires.
- Vergara, M., Rivano, S. y Anex, P., 1993. Características geoquímicas de las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres, Cordillera Principal (31°-32°S). Estudio Preliminar. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 166-170. Buenos Aires.
- Wood, D.A., 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. Earth and Planetary Science Letters, 50: 11-30. Amsterdam.

Recibido: 7 de diciembre, 1999

Aceptado: 21 de febrero, 2001

COMUNICACIÓN

Pectolita en asociación con laumontita y prehnita, en amígdalas de metabasaltos. Cerro Chapelc6 Chico, Neuqu6n

María E. VATTUONE^{1,2}, Carlos O. LATORRE² y Pablo LEAL¹

¹ Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA

² Ingeis-CONICET, Ciudad Universitaria Pabell6n 2, C1428EHA Buenos Aires

E-mail: elena@gl.fcen.uba.ar; latorre@gl.fcen.uba.ar; leal@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Hemos hallado pectolita en metabasaltos de la Serie Andesítica en el Cerro Chapelc6 Chico, Neuqu6n. Es un mineral hidrotermal luminiscente por lo que es 6til para se6alalar dep6sitos metalíferos. Se la ha encontrado en amígdalas asociada a laumontita o prehnita y esmectita. Su h6bito es muy variado: en la mayoría de los casos se halla en asociaciones con forma de hojas radiadas divergentes y en masas globulares y en muy pocos casos, lo cual constituye algo sumamente raro, en individuos aislados los cuales son idiomorfos de contorno pseudotetragonal alargado en la direcci6n del eje cristalográfico b. En ciertos lugares constituyen protrusiones de la masa principal, que le dan una forma de estrella al agregado por lo cual se conoce tambi6n al mineral como estrellita. Las formas cristalográficas observadas son: {100}, {001} y {hk0}. Presenta dos clivajes perfectos: uno paralelo a {100} y otro, casi perpendicular, paralelo a {001}. Presenta macla de dos individuos cuyo plano de composici6n es {100}. Los ejemplares de pectolita difícilmente se encuentran maclados salvo excepciones como en este caso. Los fluidos hidrotermales originaron la pectolita en venas y amígdalas. Su rango de estabilidad se encuentra a 250°C/350°C a presiones por debajo de 0,3 kb por lo que constituye un buen geobar6metro.

Palabras clave: Pectolita, Mineralogía, Facies ceolita/prehnita pumpellyita, Chapelc6 Chico, Neuqu6n

ABSTRACT. Pectolite associated with laumontite and prehnite in amygdules of metabasalts, Cerro Chapelc6 Chico, Neuqu6n. Pectolite occurs in metabasalts of the Andesitic Formation of Cerro Chapelc6 Chico, Neuqu6n Province. Being a hydrothermal luminescent mineral it is a useful indicator of the presence of ore deposits. It was deposited by hydrothermal fluids in veins and amygdales, in association with prehnite, laumontite, and smectite. It has a very variable habit, in most cases being found as associations of radiating blades and in globular masses, but is less commonly found as isolated idiomorphic forms of pseudotetragonal habit along the crystallographic b axis. It forms protrusions yielding a starred form, when it is known as «stellite». The crystallographic forms found are: {100}, {001} and {hk0}. It shows simple twins with a composition plane parallel to {100} and two perpendicular cleavages {100} and {001}. With a stability field ranging between 250° and 350° C at pressures below 0,3 kbar, it constitutes a good geobarometer.

Key words: Pectolite, Mineralogy, Zeolite/prehnite pumpellyite facies, Chapelc6 Chico, Neuqu6n

Introducci6n

En este trabajo se menciona el hallazgo, se estudian las propiedades morfol6gicas, 6pticas, DRX, asociaciones y condiciones de formaci6n de pectolita en afloramientos de vulcanitas afectados por metamorfismo de muy bajo grado en facies de ceolita y prehnita-pumpellyita que afloran en las estribaciones del cerro Chapelc6 Chico que forma parte de la Serie Andesítica andina. Trabajos de índole regional, petrología y geoquímica fueron realizados sobre esta formaci6n por González Bonorino (1973, 1979), Rapela *et al.* (1983) y otros investigadores. Vattuone y Latorre (1996) estudiaron el metamorfismo de muy bajo grado en vulcanitas de la Serie Andesítica en Chapelc6, en San Martín de los Andes.

La pectolita es un piroxenoide poco frecuente perteneciente al grupo de la wollastonita. Su composi-

ci6n quí mica indica que corresponde a un silicato hidratado de calcio y sodio, cuya fórmula es: $\text{NaCa}_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$. Forma una serie isoestructural con serandita $\text{Na}(\text{Mn,Ca})_2\text{Si}_3\text{O}_8(\text{OH})$ de cuyos t6rminos el m6s frecuente es el cálcico. En un principio se supuso de simetría monoclínica pero posteriormente se comprob6 que es triclínica, clase pinacoidal y grupo espacial P 1.

Es un t6pico mineral hidrotermal y suele estar asociada a ceolitas pobres en agua, prehnita, clorita y calcita en cavidades de basaltos y diabasas; menos com6nmente se la ha hallado en serpentinitas, sienitas nefelínicas y en rocas de metamorfismo de contacto con alto contenido en calcio (Anthony *et al.* 1995; Deer *et al.* 1978).

En las rocas de Neuqu6n, la pectolita se encuentra íntimamente asociada a otros calcosilicatos como prehnita y laumontita. Por su tama6o peque6o e ínti-

ma asociación con esos minerales no hemos logrado análisis químicos con microsonda que fueran aceptables, por lo cual se envía este trabajo como nota.

Petrografía

La rocas en este sector son metabasitas de muy bajo grado de metamorfismo, con protolito basáltico que poseen una mesoestructura afanítica y un color de verde oscuro a castaño. Su mineralogía fue estudiada en trabajos previos (Vattuone *et al.* 1997; Vattuone *et al.* 1999).

En algunos lugares los basaltos se hallan relativamente frescos y presentan una textura porfírica, compuesta por fenocristales de olivina (20%) y de piroxenos (10%) dispuestos al azar en una matriz formada principalmente por microlitos de plagioclasa con disposición fluidal (60%) y minerales opacos (10%).

En su mayor parte, los basaltos están metamorfizados en facies de ceolita y prehnita-pumpellyita. Hay labradorita como mineral primario relictico, reemplazada en parte por ceolitas, esmectitas y pumpellyita según los casos. La olivina y el piroxeno se hallan totalmente alterados a pumpellyita, esmectitas, iddingsita y magnetita. Como reemplazo de vidrio y microlitos en la matriz hay laumontita, yugawaralita, prehnita, esmectitas y pumpellyita. La abundancia de esmectitas y pumpellyita es responsable del color verde que por sectores presentan estas rocas. Algunas de ellas tienen amígdalas que están tapizadas por esmectitas y rellenas por ceolitas o prehnita según los casos; están distribuidas en forma homogénea, con un diámetro de algunos centímetros a unos pocos milímetros y representan más de un 30% del volumen total de la roca. Hay otras amígdalas sólo visibles al microscopio. La laumontita, la yugawaralita y la prehnita constituyen individualmente el relleno de las amígdalas; en éstas se encontraron las asociaciones: pectolita-laumontita y pectolita-prehnita, no habiéndose observado la asociación pectolita-yugawaralita. La laumontita se halla por lo general en amígdalas de varios centímetros de diámetro, aunque también se la halla en amígdalas de tamaño microscópico al igual que la yugawaralita y la prehnita.

Como relleno de fracturas y diaclasas hay heulandita, estilbita, estellerita y calcita.

Mineralogía de pectolita

Se presenta en cristales de tamaño muy pequeño, de 0,20 mm por 0,10 milímetros. Es incoloro en sec-

ción delgada. Se encuentra en amígdalas portadoras de laumontita (Fig. 1a y b) y prehnita (Fig. 1c y d) rodeadas por esmectitas. Su hábito es muy variado: en la mayoría de los casos se halla en asociaciones con forma de hojas radiadas divergentes y en masas globulares y en muy pocos casos, lo cual constituye algo sumamente raro, en individuos aislados que son idiomorfos de contorno pseudotetragonal alargado en la dirección del eje cristalográfico b. En ciertos lugares constituyen protrusiones de la masa principal, que le dan una forma de estrella al agregado por lo cual se conoce también al mineral como estellita. Las formas cristalográficas observadas son: {100}, {001} y {hk0}.

Posee dos clivajes perfectos: uno paralelo a {100} y otro, casi perpendicular, paralelo a {001}. La orientación óptica es $\gamma:b = 2^\circ$ (elongación positiva) y el ángulo $\alpha:c$ es de unos 10° .

El ángulo $2V\gamma$ es de 60° propio de pectolita, lo que la distingue de serandita (con un ángulo $2V$ de 33°) y la dispersión es $r>v$. Su birrefringencia es alta y muestra colores fuertes del segundo orden.

Presenta macla de dos individuos cuyo plano de composición es {100} (Fig. 1c y d). Es luminiscente.

El diagrama de difracción de rayos X por el método Debye Scherrer se obtuvo de muestras de pectolita asociada a laumontita extraídas de amígdalas y en dicho diagrama se identificaron los espaciados de pectolita coincidentes con los de las Fichas 33-1223 y 1223a pertenecientes a pectolita del *Mineral Powder Diffraction File Data Book* (Baylies *et al.* 1986) que se mencionan a continuación en orden decreciente de intensidad: 2,92; 3,10; 3,90; 3,33; 3,28; 2,74; 2,60.

Discusión y conclusiones

El hallazgo de pectolita en Neuquén, formando parte de una asociación mineralógica de muy bajo grado de metamorfismo, constituye la primera mención en nuestro país. Siendo un mineral hidrotermal luminiscente, es una guía para yacimientos minerales económicos.

Los ejemplares de pectolita difícilmente se encuentran maclados salvo excepciones como en este caso que muestra macla de dos individuos.

Para que se forme necesita condiciones semejantes a las de prehnita; el Ca debe estar presente en exceso con respecto al CO_2 . La observación de las fases minerales indica que esto se cumple por el predominio de abundantes silicatos de calcio con respecto a calcita.

En estas rocas y de acuerdo con Vattuone *et al.* (1999), la proporción de Fe en la prehnita (1,87), sumada a la presencia de hematita y de las esmectitas (beidellyita) que rodean a la pectolita, implica un

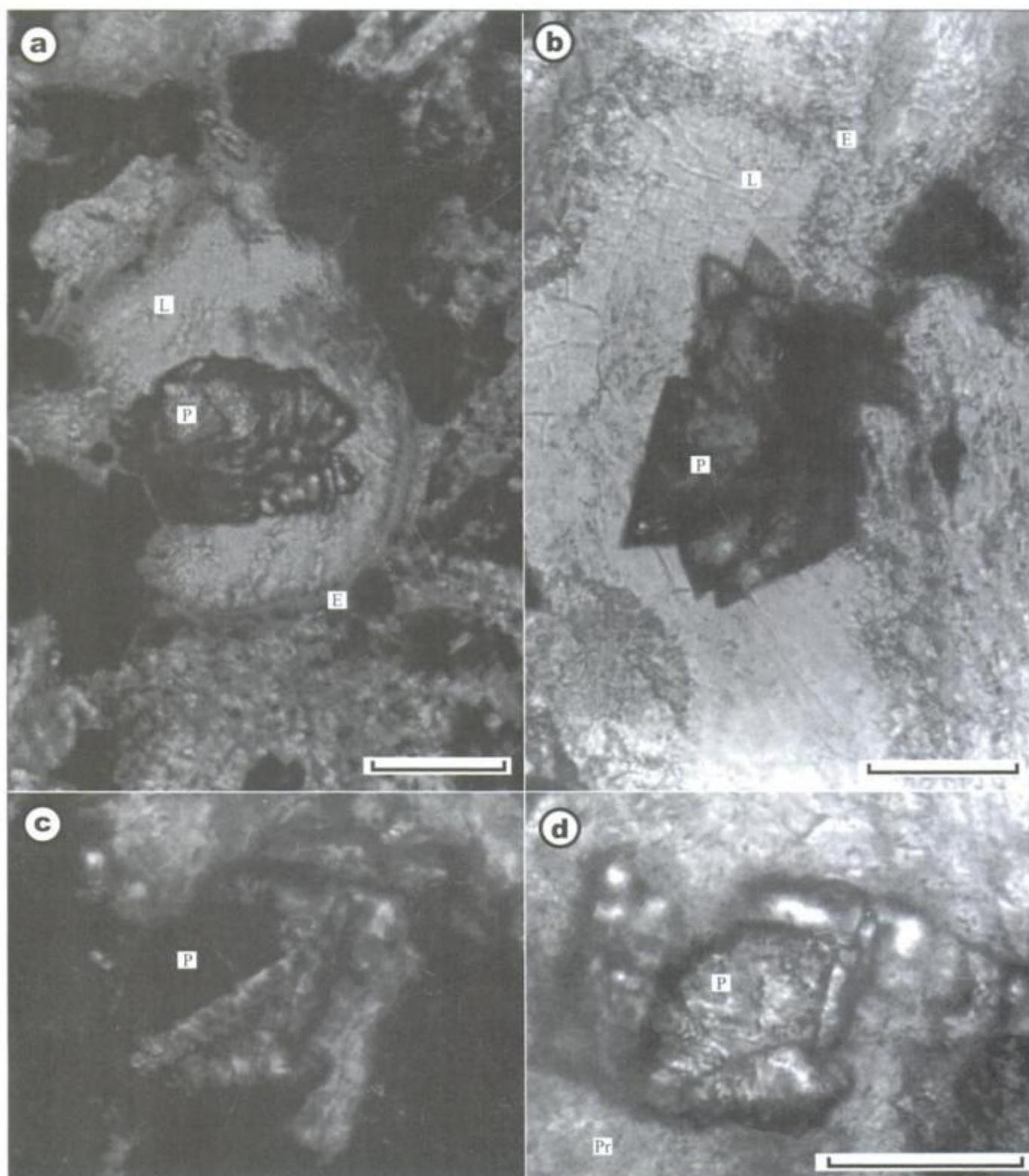


Figura 1: Microfotografías. **a**, pectolita (P) en amígdulas rellenas por laumontita (L) y bordeadas por esmectita (E); **b**, pectolita en agregados con forma de estrella (P) en amígdulas rellenas por laumontita (L) y rebordeada por esmectitas (E); **c**, cristal maclado de pectolita (P) con polarizadores cruzados; **d**, idem con polarizadores paralelos. Barra de las microfotografías = 0,2 milímetros. **a** y **b** fueron tomadas con polarizadores paralelos.

ambiente con alta fO_2 .

La formación de pectolita por fluidos hidrotermales en venas y amígdalas de estas rocas, está indicando presiones menores de 0,3 kb, mientras que su campo de estabilidad con respecto a la temperatura no está aún muy bien definido según Deer *et al.* (1978), quienes manifiestan que estaría en 300°C ($\pm 50^\circ$).

Las condiciones de formación en cuanto a la presión mencionadas para la pectolita están de acuerdo con la presencia de yugawaralita en estas rocas que acota las presiones a valores menores de 0,5 kb (Zeng y Liou 1982) y con los minerales íntimamente asociados: prehnita y laumontita, cuyas temperaturas de formación fueron estimadas entre 200°C y 300°C en estas rocas (Vattuone *et al.* 1997; Vattuone *et al.* 1999).

Agradecimientos

Se agradece a la UBA el apoyo facilitado por medio de los Proyectos UBACYT TW07 y 041 y a los árbitros, cuyas sugerencias permitieron mejorar este manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anthony, J., Bideaux, R., Bladh, K. and Nichols, M., 1995. Handbook of Mineralogy. (Ed): Mineral Data Publishing, Vol.2, Part II, 904p. Tucson, Arizona.

- Baylies, P., Erd, D.C., Mross, M.E., Sabina, A.P. and Smith, D. K., 1986. Mineral Powder Diffraction File Data Book. Mrose, M.E. (Ed.), Compiled for the JCPDS. Pasadena. USA, 1396p.
- Deer, W., Howie, R. and Zussman, J., 1978. Rock Forming Minerals. Vol. 2 A, 668p. Longmans, Londres.
- González Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao - Llao. Departamento Recursos Naturales y Energía, Fundación Bariloche, Publicación 16: 1-53.
- González Bonorino, F., 1979. Esquema de la Evolución Geológica de la Cordillera Nordpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (3): 184-202. Buenos Aires.
- Rapela, C., Spalletti, L. y Merodio, J., 1983. Evolución magmática y geotectónica de la serie andesítica andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Norpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (3-4): 469-484. Buenos Aires.
- Vattuone, M. y Latorre, C., 1996. Minerales metamórficos de muy bajo grado en vulcanitas de la Serie Andesítica; San Martín de los Andes, Neuquén. Revista Geológica de Chile, 23 (2): 187-200. Santiago.
- Vattuone, M., Latorre, C., Leal, P. y Martínez A., 1997. Asociaciones minerales de bajo grado en Pío Proto, San Martín de los Andes, Neuquén, República Argentina. Actas 8° Congreso Geológico Chileno, 2: 1561-1564, Antofagasta.
- Vattuone, M., Latorre, C., Leal, P., Viviani, R. y Martínez, A., 1999. Calcosilicatos y filosilicatos de facies ceolita y prehnita-pumpellyita en Pío Proto, Neuquén, Patagonia, República Argentina. Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, 22: 185-197.
- Zeng, Y. and Liou, J.G., 1982. Experimental investigation of yugawaralite-wairakite, equilibrium. American Mineralogist, 67: 937 -943.

Recibido: 8 de setiembre, 1999

Aceptado: 18 de abril, 2001

COMUNICACIÓN

El Jurásico temprano del cerro Cucho (Cordillera Patagónica del Chubut): estratigrafía y fósiles

Gabriela Isabel MASSAFERRO

Centro Nacional Patagónico, Bvd. Brown s/n°, 9120 Puerto Madryn, Chubut
E-mail: gim@cenpat.edu.ar

RESUMEN. Una asociación faunística constituida por *Polymorphites* sp., *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana* y *Stylophyllopsis* sp. fue hallada en una secuencia sedimentaria perteneciente al Grupo Lago La Plata. La edad de esta asociación es pliensbachiana temprana y se considera que el amonite es el más antiguo hasta ahora mencionado en la provincia del Chubut. La secuencia está compuesta por una alternancia de pelitas, areniscas, conglomerados y niveles carbonáticos depositados en un ambiente marino litoral. Estos afloramientos se pueden considerar parte de la cuenca Jurásico temprana del Chubut central o bien como representantes de pequeñas cuencas aisladas desarrolladas dentro del arco volcánico.

Palabras clave: Jurásico, Pliensbachiano temprano, Cerro Cucho, Cordillera Patagónica

ABSTRACT. The early Jurassic of cerro Cucho (Patagonian range of Chubut): stratigraphy and fossils. A fossil fauna with *Polymorphites* sp., *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana* and *Stylophyllopsis* sp. was found in a sedimentary sequence that belongs to the Lago La Plata Group. The association points to an early Pliensbachian age and the ammonite is considered to be the oldest so far known from Chubut province. The sequence consists of alternating beds of mudstone, sandstone, conglomerate and limestone, deposited in a coastal marine environment. These outcrops may be part of the Early Jurassic basin of central Chubut or may represent a small isolated basin developed within the volcanic arc.

Key words: Jurassic, Early Pliensbachian, Cerro Cucho, Patagonian Range

Introducción

En la cordillera Patagónica del Chubut, también conocida como Cordillera Patagónica Central (Haller y Lapido 1980), existen extensos afloramientos de volcanitas de edad jurásica reunidos dentro del Grupo Lago La Plata (Haller y Lapido 1980). Si bien hay intercalaciones sedimentarias marinas dentro de estas volcanitas (Ramos 1981; Haller 1979; Pesce 1979) son muy escasas las menciones de restos fósiles marinos (Pezzuchi y Takigawa 1983).

La secuencia estudiada se encuentra ubicada en el faldeo oriental del cerro Cucho, centro oeste de la provincia del Chubut, 20 km al oeste de la localidad de Tecka (Fig. 1). Esta secuencia forma parte de las denominadas «Volcanitas del cerro Cucho» (Massaferro 1999) que Pezzuchi y Takigawa (1983) correlacionaron con la Formación Arroyo Cajón (Pesce 1979). Esta última ha sido incluida por Haller y Lapido (1980) dentro del Grupo Lago La Plata al cual asignan una edad toarciense-titoniense. En los perfiles estudiados se recolectaron restos fósiles constituidos por moldes de amonites: *Polymorphites* (?) sp. Hillebrandt 1987; bivalvos: *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana* Leanza 1942 y corales como *Stylophyllopsis* sp. Esta asociación permite acotar la

edad de las sedimentitas al Pliensbachiano temprano, constituyendo el primer registro de esta edad en la Cordillera Patagónica Central.

Geología

En el área del cerro Cucho afloran lavas y piroclastitas de naturaleza andesítica y sedimentitas marinas, de edad jurásica temprana (Massaferro 1998), intruidas por cuerpos epizonales de composición granodiorítica de edad cretácica superior. El Terciario se encuentra representado por sedimentitas, tobas y diques de edad eocena inferior asignados a la Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana 1977) y las sedimentitas miocenas correspondientes a la Formación La Mimosa (Turner 1982). Los depósitos glaciares, aluviales y coluviales cuaternarios completan el cuadro estratigráfico.

Las volcanitas jurásicas presentan intercalaciones sedimentarias que se hallan expuestas en la zona más elevada y el faldeo oriental del cerro Cucho. En el faldeo oriental, estas intercalaciones afloran a una cota de aproximadamente 1.500 metros. En general conforman perfiles del orden de los 200 m de espesor, bien estratificados pero desconexos entre sí, por

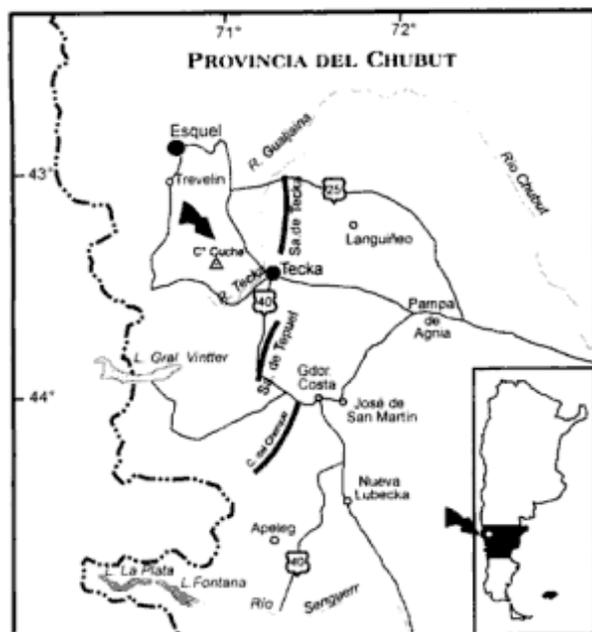


Figura 1: Mapa de ubicación.

lo que ha resultado imposible la reconstrucción de la columna completa.

La secuencia sedimentaria está constituida por una alternancia de pelitas, areniscas, conglomerados, niveles carbonáticos y coquinas que afloran con un rumbo N40°/50°E y una inclinación de 20°/25°NO.

Las pelitas son de color gris o verde, macizas o laminadas, algo fragmentosas y constituyen estratos de espesor variable (entre 15 cm y 4,60 m) si bien se presume que los estratos más potentes pueden corresponder a secuencias condensadas. Resultaron estériles desde el punto de vista fosilífero.

Las areniscas son en general de color gris o pardo con superficies de alteración rojizas y de granulometría mediana a fina. Los estratos pueden medir entre 1 y 2 m, llegando a conformar paquetes amalgamados de hasta 12 metros. Debido a la cubierta detrítica y mala preservación, la observación de las estructuras sedimentarias es difícil; sin embargo se pueden apreciar estratificaciones planares en algunos casos.

Los conglomerados se pueden agrupar en dos tipos diferentes. Los primeros son finos a medianos, oligomícticos de fábrica matriz sostenida. La matriz es de composición arenosa, hasta sabulítica. Algunos estratos presentan una estratificación gradada granocreciente y en otros es granodecreciente. La base es erosiva y suele contener intraclastos de pelita, el techo puede ser neto o transicional. El espesor de estos estratos varía desde algunos centímetros hasta 3,60 metros. El segundo tipo representado, consiste en conglomerados medianos oligomícticos con geometría lenticular. Tienen fábrica clasto sostenida y la fracción clástica está representada por

fragmentos de cuarzo redondeados.

Hacia la parte superior de la secuencia se intercala una coquina de 2 m de espesor, clasificada como un *floatstone* biosilicoclástico, cuya matriz es una arenisca muy fina de color pardo grisáceo. Este nivel es portador de restos de *Polymorphites* (?) sp., *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana*, *Stylophyllopsis* sp. y gastrópodos indeterminados. En la figura 2 se puede apreciar uno de los perfiles esquemáticos levantados con la ubicación de este nivel (este perfil corresponde a la localidad fosilífera 1 de la Fig. 1 de Massaferro 1999).

Dentro de los niveles carbonáticos intercalados en otras localidades (ver localidad fosilífera 2 en Fig. 1 de Massaferro 1999) se han descrito microfacies de *mudstones* bioturbados, *packstones* oncoidales y estromatolitos planares de bajo relieve sinóptico (Massaferro et al. 1998).

Hacia el norte, se observa una mayor intercalación de niveles volcánicos que se hacen dominantes hacia la parte superior de la secuencia. Participan tobas grises muy compactas con restos de carbón o pelitas carbonosas y en otros casos con clastos de pelitas que pueden alcanzar hasta 2 cm en su eje mayor.

En el sector más elevado del cerro Cuche, a partir de una cota de 1.750 m y hasta los 1.830 m aflora una secuencia sedimentaria de rumbo general N50°E y una inclinación de 35° al NO.

La secuencia está integrada por una alternancia de calizas, sedimentitas clásticas y algunos niveles de volcanitas intercaladas.

Las calizas conforman estratos masivos y en gran parte silicificados. En algunos casos se advierten estructuras estromatolíticas y hacia el techo, presentan erosión paquidérmica.

Las pelitas son de color pardo oscuro o moradas y alternan con areniscas finas verdosas, conformando estratificación ondulítica y ondulítica ascendente (*climbing*). En algunos niveles las areniscas presentan concreciones epigenéticas silicificadas, posiblemente relacionadas con los procesos de silicificación posteriores. En las pelitas se han observado algunas trazas y evidencias de bioturbación.

Resultados

Sobre la base del análisis de las facies sedimentarias y el contenido fosilífero se ha determinado que la secuencia corresponde a un ambiente marino poco profundo (litoral), dominado por una sedimentación silicoclástica.

Las areniscas con estratificación paralela reflejan condiciones de alto régimen de flujo combinado con depositación por suspensión, originados por corrientes unidireccionales o acción de olas (Reading 1996).

La estructura laminada o maciza de las pelitas in-

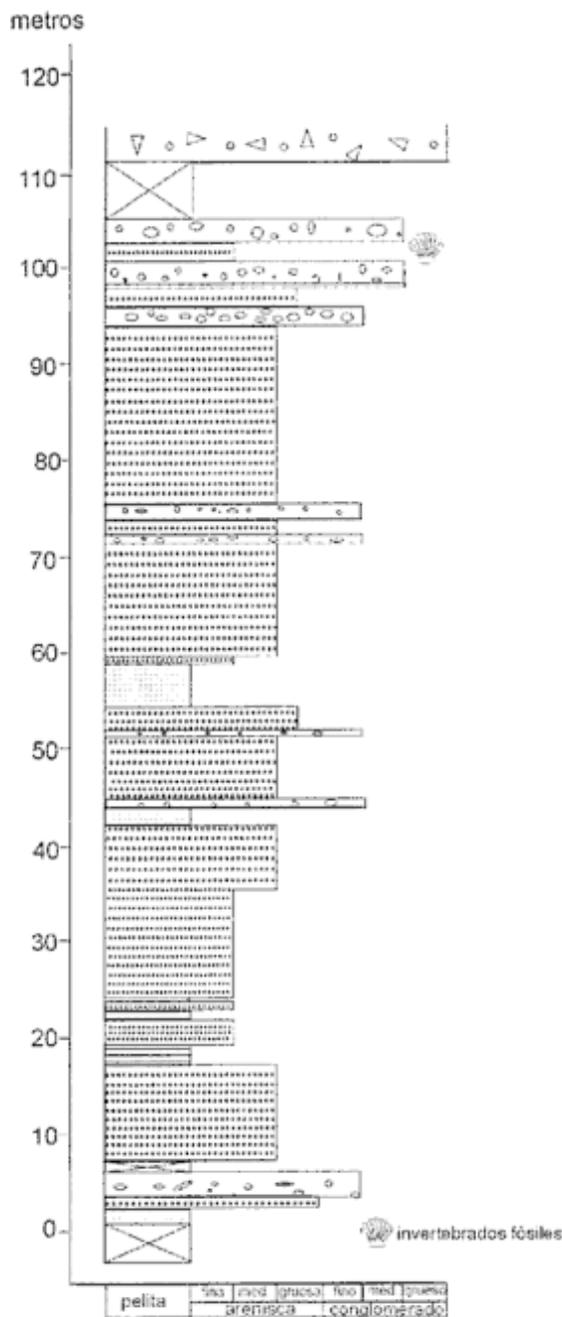


Figura 2: Esquema de uno de los perfiles que conforman la secuencia sedimentaria del cerro Cuche. Corresponde a la localidad fosilífera 1 de la Figura 1 de Massaferro (1999).

dica que éstas han sido depositadas por decantación en un ambiente de baja energía.

Algunos eventos de tormentas representados por las coquinas y los estratos de arenisca que contienen clastos intraformacionales de pelitas, interrumpieron momentáneamente las condiciones normales de deposición.

Los conglomerados, por su geometría y estructuras, podrían corresponder a canales fluviales presentes en el sector litoral.

Considerando un ambiente litoral, las pelitas representan el sector más profundo, de menor energía o al menos, por debajo del tren de olas. Las areniscas, por sus estructuras señalan condiciones de mayor energía, al igual que los conglomerados y corresponden a un sector menos profundo. Desde este punto de vista y teniendo en cuenta que las pelitas dominan en el sector inferior y la secuencia es granocreciente, se puede considerar a las sedimentitas del perfil como una secuencia de tipo regresiva.

El análisis paleoambiental de las calizas (Massaferro *et al.* 1998) revela condiciones similares, ya que los *mudstones* bioturbados indican un ambiente submareal, de aguas calmas por debajo del tren de olas, mientras que los *packstones* corresponden a un ambiente de energía mayor, con influencia de la base de olas y corrientes. Los estromatolitos planares son característicos del ambiente intermareal y hay indicios, tanto en los estromatolitos como en las calizas, de cortos períodos de exposición subaérea, relacionados a descensos en el nivel del mar, luego de los cuales se restablecieron las condiciones marinas. Los niveles de *wackstones* intercalados con los estromatolitos evidencian eventos de tormentas de corta duración.

Refuerzan esta última determinación, la presencia en algunos niveles del cerro Cuche, de estratificaciones de tipo ondulítica, que caracteriza las regiones de submarea e intermarea.

Como se mencionara previamente, el nivel de coquina que forma parte de la secuencia sedimentaria es portador de diversos moldes y restos de invertebrados. Pezzuchi y Takigawa (1983) reconocieron en estos niveles *Myophorella* sp., *Pecten* cf. *P. textorius* y *Cardinia* sp. además de mencionar bivalvos y corales indeterminados. En este trabajo se mencionan por primera vez ejemplares de amonites, y se coleccionaron también ejemplares de corales y trigonias para su determinación taxonómica. Los amonites fueron asignados a *Polymorphites* (?) sp. (Francisco Medina, com. verb. 1997; Fig. 3a y b) y las trigonias a *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana* (Francisco Medina, com. verb. 1997) (Fig. 3d y f). Los corales fueron asignados al género *Stylophyllopsis* (Massaferro *et al.* 1998) (Fig. 3c y e). El material se encuentra en el repositorio de la Cátedra de Paleontología del Departamento de Ciencias Geológicas (UBA); CPBA n° 19656, 19657, 19658 respectivamente.

Discusión

La edad de las sedimentitas queda acotada tentativamente por la asociación faunística presente en el nivel de coquina. Los amonites han sido asignados (Francisco Medina 1997, com.verb.) a la zona de *Eo-amaltheus meridianus* que según Hillebrandt (1987)

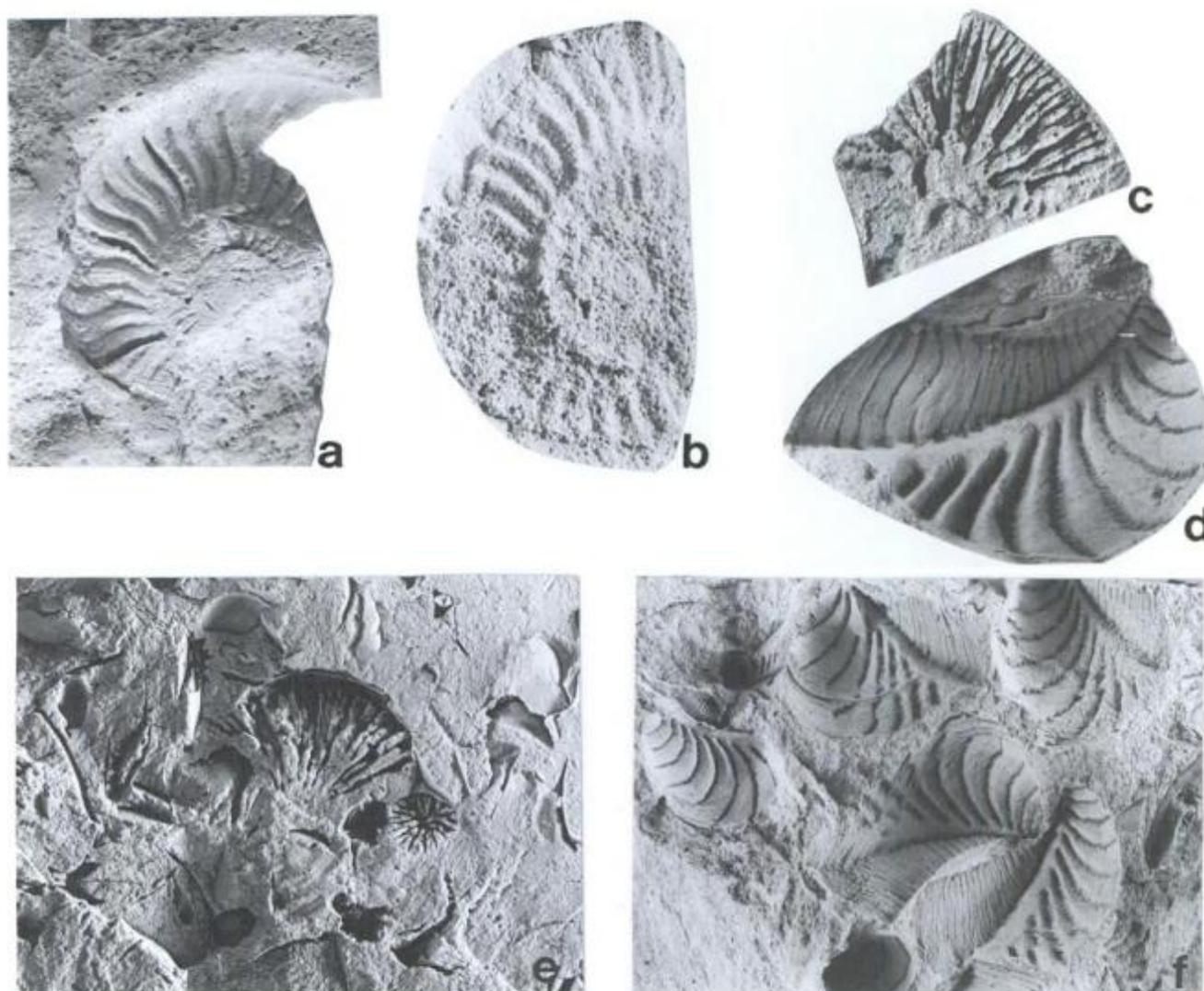


Figura 3: a, *Polymorphites* sp., vista lateral, x 2. CPBA 19656. b, *Polymorphites* sp., vista lateral, x 3. CPBA 19656. c, Corales pertenecientes al género *Stylophylloopsis*, x 2,5. CPBA 19658. d, *Myophorella* (*Myophorella*) *araucana*, valva derecha, x 3,5. CPBA 19657. e, Vista general de la coquina, al centro corales del género *Stylophylloopsis*, 3,5x. f, Vista general de la coquina con *Myophorella* (*Myophorella*) *araucana*, x 1. Todas las fotografías corresponden a moldes externos negativos.

corresponde al Pliensbachiano temprano. Esta zona sería equivalente en Argentina a la zona de Asociación de *Dubariceras* (Riccardi *et al.* 1993). *Myophorella* (*Myophorella*) cf. *araucana* es asignada por Leanza (1993) al Pliensbachiano en la cuenca Neuquina. Los corales a su vez también indican una edad jurásica temprana, probablemente pliensbachiana (Massaferro *et al.* 1998).

Sin dudas, la asociación corresponde al jurásico temprano como ya fuera señalado por Pezzuchi y Takigawa (1983), pero la determinación del amonite permite acotar la edad al Pliensbachiano temprano. Esto plantea una interesante cuestión, debido a que éstas serían las sedimentitas más antiguas reconocidas hasta ahora en la Cordillera Patagónica. Dentro de la provincia del Chubut representan los niveles jurásicos más antiguos, dado que hasta el presente,

la edad de los amonites hallados en sedimentitas del jurásico temprano comprendía desde el Pliensbachiano superior hasta el Toarciano (en Riccardi y Damboarena 1993, p. 12).

Los sedimentos del Jurásico temprano se depositaron, junto con rocas volcánicas y volcánoclasticas en depresiones que constituyen grábenos o hemigrábenos de orientación norte a noroeste (Uliana *et al.* 1985). El límite oriental de acuerdo a Gabaldón y Lizuain (1982) estaba dado por el meridiano de 69°30' longitud oeste. Si se consideran a las sedimentitas del cerro Cuche como parte de esta cuenca, entonces el límite occidental estaría determinado por los afloramientos del cerro Cuche y Esquel. De este modo, algunos autores (Gabaldón y Lizuain 1982) consideran la posibilidad de una conexión entre esta cuenca y la desarrollada más al norte, denominada cuenca Neuquina.

Sin embargo, y siguiendo esquemas propuestos por Haller y Lapido (1980), Ramos (1981) y Page y Page (1994) se puede considerar a las sedimentitas jurásicas tempranas de la Cordillera Patagónica que se hallan intercaladas en las volcanitas, como representantes de pequeñas cuencas aisladas desarrolladas dentro del arco volcánico.

Conclusiones

En sedimentitas marinas litorales intercaladas en las volcanitas del Grupo Lago La Plata, se reconoce por primera vez *Polymorphites* sp. Este amonite de edad pliensbachiana temprana es considerado el más antiguo hasta ahora mencionado en la provincia del Chubut.

Estudios más detallados en la zona podrán ajustar el esquema paleogeográfico. Con las evidencias actuales se pueden plantear dos posibilidades: por un lado los afloramientos podrían formar parte de la misma cuenca liásica del Chubut central (correlacionándose con la Formación Osta Arena) y, como segunda posibilidad podrían representar una pequeña cuenca desarrollada dentro del arco volcánico.

Agradecimientos

Agradezco muy especialmente a F. Medina por las determinaciones paleontológicas, A. A. Concheyro y V. Pirillo por su valiosa ayuda en el campo, A. C. Hughes que indicó la posición del afloramiento, A. A. Concheyro y B. Aguirre Urreta por la lectura crítica del manuscrito y a G. Hofeltz por su colaboración con el revelado de las fotografías.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Gabaldón, V. y Lizuain, A. 1982. Estratigrafía y sedimentología del Liásico del Noroeste del Chubut, Argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 509-526.
- Haller, M.J., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 44 a-b, Trevelín, Prov. del Chubut. Servicio Geológico Nacional (Inédito). Buenos Aires.
- Haller, M.J. y Lapido, O.R., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(2): 230-247. Buenos Aires.
- Hillebrandt, A., 1987. Liassic ammonites zones of South America and correlations with other provinces. With descriptions of new genera and species of ammonites. Biostratigrafía y Sistemas Regionales del Jurásico y Cretácico. Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, 2: 111-129.
- Leanza, A.F., 1942. Los pelecípodos del Liás de Piedra Pintada, en el Neuquén. Revista del Museo de La Plata (n.s.) Paleontología, 2(10): 143-206. La Plata.
- Leanza, H.A., 1993. Jurassic and Cretaceous Trigonid Bivalves from West-Argentina. Bulletin of American Paleontology, 105(343): 95p.
- Massaferro, G., 1998. Estratigrafía, petrología y alteración hidrotermal en el cerro Cucho, Departamento Futaleufú, Chubut. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 147 p. (Inédito).
- Massaferro, G., 1999. Petrología de la secuencia mesozoica del cerro Cucho, Chubut occidental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54(1): 60-73. Buenos Aires.
- Massaferro, G., Cabaleri, N. y Morsch, S. 1998. Aspectos paleoambientales, edad y corales (Scleractinia) de la secuencia carbonática jurásica del cerro Cucho (Chubut, Argentina). Actas 7º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 83.
- Page, R. y Page, S., 1994. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 41-58. Buenos Aires.
- Pesce, A.H., 1979. Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los 43° 30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 1: 257-270. Buenos Aires.
- Pezzuchi, H. y Takigawa, A., 1983. Geología del sector del Cerro Cucho, Provincia del Chubut. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 490-493. Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, Prov. del Chubut. Servicio Geológico Nacional (Inédito). Buenos Aires.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F., 1977. Descripción geológica de la Hoja 41c, Río Chico, Peña de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 148. Buenos Aires.
- Reading, H., 1996. Sedimentary environments, processes, facies and stratigraphy. Blackwell Science, 688 p., Oxford.
- Riccardi, A. y Damborenea, S. (Eds.), 1993. Léxico Estratigráfico de la República Argentina, 9, Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 21: 1-470. Buenos Aires.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O., 1993. Invertebrados Mesozoicos. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos: 320-340. Mendoza.
- Turner, J.C., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 180. Buenos Aires.
- Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. y Gust, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásica en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40(3-4): 231-253. Buenos Aires.

Recibido: 10 de enero, 2000

Aceptado: 13 de diciembre, 2000

NOTA BREVE

Intrusión del granito rojo del batolito de Tastil en areniscas eopaleozoicas en el angosto de la Quesera, Cordillera Oriental, Salta

Fernando D. HONGN^{1,2}, José M. TUBÍA³, Aitor ARANGUREN³, Ricardo MON^{1,4} y Ricardo BATTAGLIA²

¹ CONICET

² Secretaría de Minería, Industria y Recursos Energéticos, Av. Bolivia 4650, 4400 Salta, Argentina

³ Geodinámica, Universidad del País Vasco, Apartado 644, 48080 Bilbao, España

⁴ Universidad Nacional de Tucumán, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina

E-mail: hongn@unsa.edu.ar

RESUMEN. Comprender la historia geológica paleozoica en la Cordillera Oriental depende fuertemente de la relación estructural entre rocas sedimentarias y plutónicas. En este sentido, el contacto entre el granito rojo del batolito de Tastil y areniscas eopaleozoicas ha sido siempre considerado como una discordancia. Sin embargo, la zona de contacto está caracterizada por la presencia de (1) protuberancias de granito y venas de cuarzo-feldespato en la arenisca, (2) fragmentos de arenisca dentro del granito y (3) cuarzo poligonal en la arenisca indicando recristalización estática como resultado de calentamiento. Estas relaciones indican claramente que el granito rojo de Tastil se intruyó en la arenisca paleozoica inferior, lo cual conlleva implicaciones significativas para la interpretación geodinámica de estas rocas.

Palabras clave: *Discordancia, Contacto intrusivo, Paleozoico inferior, Batolito de Tastil, Cordillera Oriental*

ABSTRACT. *Intrusion of red granite of the Tastil batholith into Eopaleozoic sandstones in the angosto de la Quesera area, Eastern Cordillera, Salta.* Understanding the Palaeozoic geological history in the Eastern Cordillera hinges strongly on the interpretation of the structural relationship between plutonic and sedimentary rocks. In this context, the contact between the red granite of the Tastil batholith and Eopaleozoic sandstones has always been regarded as an unconformity. However, the contact zone is characterised by the presence of (1) granite protrusions and quartzo-feldspathic veins in the sandstone, (2) fragments of sandstone in the granite and (3) polygonal quartz in sandstone indicating static recrystallisation upon heating. These relationships indicate clearly that the Tastil red granite intruded into Lower Palaeozoic sandstones, with significant implications for the geodynamic interpretation of these rocks.

Key words: *Unconformity, Intrusive contact, Lower Palaeozoic, Tastil Batholith, Eastern Cordillera*

Introducción

El contacto entre las sucesiones eopaleozoicas y el granito rojo que aflora en el angosto de la Quesera es una referencia obligada para la mayoría de los análisis de la estratigrafía cámbrico-ordovícica de la Cordillera Oriental argentina. Desde la publicación de Keidel (1943) hasta los trabajos más recientes (entre otros Omarini *et al.* 1999) ese contacto se interpretó como una discordancia; el área se constituyó en un sitio clásico de la geología del basamento neoproterozoico-eopaleozoico de la Cordillera Oriental por su significado cronoestratigráfico dado que allí afloraba la base de las sucesiones del Paleozoico Inferior apoyadas sobre basamento granítico. Observaciones en el área del angosto de la Quesera llevadas a cabo durante trabajos destinados a analizar la estructura del batolito de Tastil permiten aseverar que el contacto es intrusivo como propusieron Tubía *et al.* (1999) y no una discontinuidad sedimentaria.

El angosto de la Quesera (65°58'07,3"O y 24°08'11,3"S) corresponde a un corte que el río La Quesera produce en el extremo norte de un afloramiento de forma elíptica de aproximadamente 7 km² (Fig. 1a).

El acceso principal es por la ruta 51 desde Salta hasta Las Cuevas y desde allí por un camino secundario con destino a Cachiñal y Finca El Toro; una huella que pasa por el angosto de la Quesera desvía hacia el norte aproximadamente a mitad de camino entre Cachiñal y Finca El Toro.

Antecedentes

Si bien la discordancia entre arenisca y granito fue aceptada en todos los trabajos que incluyen el angosto de la Quesera, esta reseña señala aquellos que tratan el área con mayor detalle. Keidel (1943) describió relaciones discordantes entre arenisca eopaleozoica y granito en dos áreas cercanas al río La Quesera: una sobre el faldeo noroccidental del cerro del Cencerro y la otra en el angosto; esta última es de más fácil ubicación y acceso, también la descrita con mayor detalle por contener las mejores exposiciones, por ello constituye el sitio clásico de la discordancia indicada. Entre las observaciones de Keidel se destacan: a) La relación transgresiva de arenisca ordovícica sobre gra-

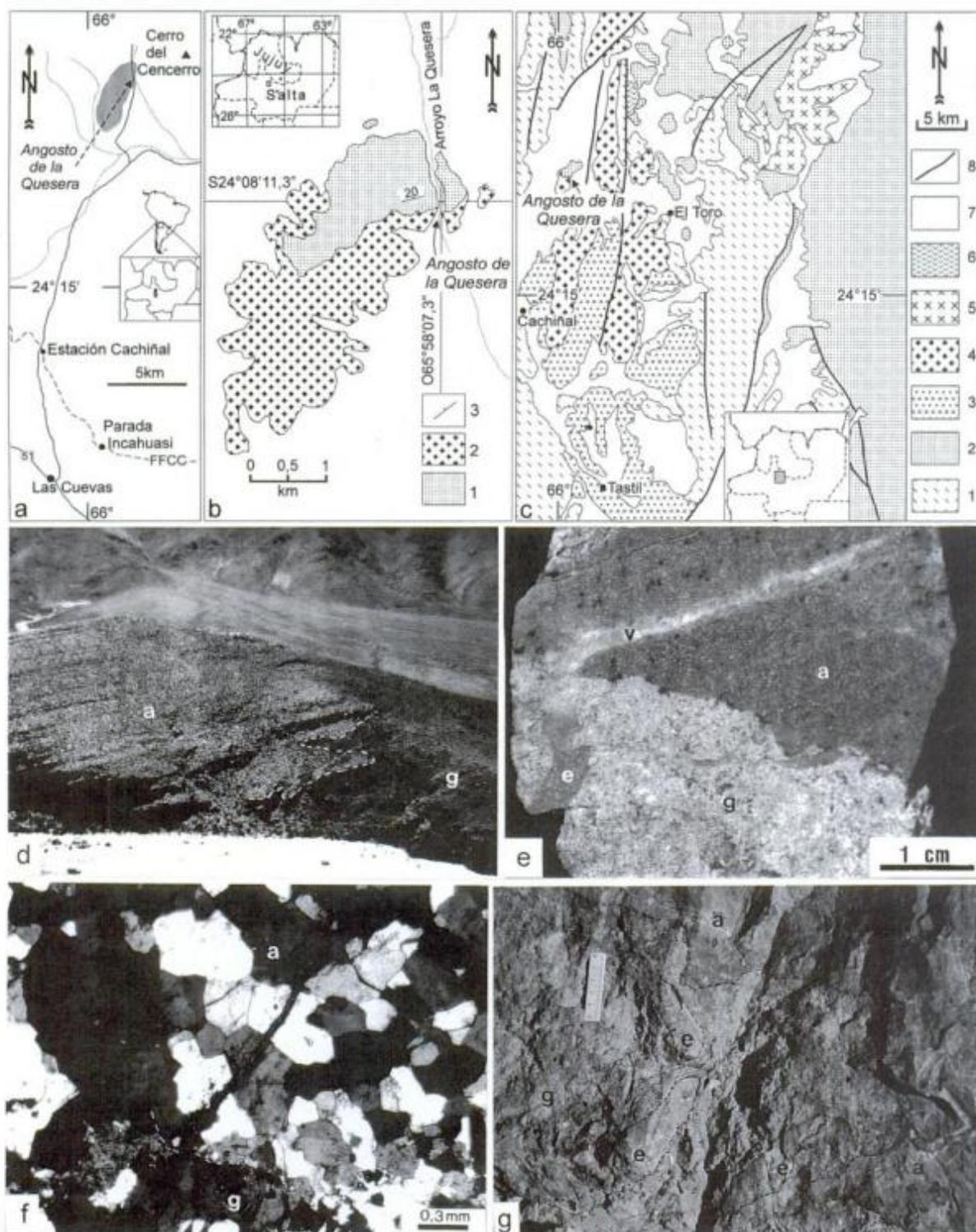


Figura 1: a, Ubicación del angosto de la Quesera. b, Mapa del angosto de la Quesera. 1. Sedimentitas eopaleozoicas; 2. Granito rojo; 3. Rumbo e inclinación de la estratificación. c, Mapa regional de la parte norte del batolito de Tastil e inmediaciones (Modificado de Amengual *et al.* 1979). 1. Metamorfitas (Neoproterozoico); 2. Sedimentitas eopaleozoicas (Grupos Mesón y Santa Victoria indiferenciados); 3. Granito gris, monzodioritas y rocas afines; 4. Granito rojo; 5. Granito del Chañi; 6. Pórfidos de la Formación El Moreno; 7. Cobertura mesozoico-cenozoica; 8. Fallas principales. d, Intrusión de granito rojo (g) en niveles de arenisca (a). e, Contacto arenisca (a)-granito (g). Vena (v) de cuarzo-feldespato que intruye la arenisca y enclave (e) de cuarcita en el granito. Muestra pulida. f, Contacto arenisca (a)-granito (g). Obsérvense los granos de cuarzo con bordes rectos y frecuentes puntos triples. Corte delgado, nicoles cruzados. g, Contacto irregular entre arenisca (a) y granito (g); enclaves de arenisca en el granito. d, Margen oriental del angosto de la Quesera; e, f y g, margen occidental del angosto de la Quesera.

nito rojo, b) La geometría irregular del contacto, c) Las intercalaciones conglomerádicas con rodados de granito en la arenisca, y d) La intrusión del granito rojo en granito gris. Kilmurray e Igarzábal (1971) agruparon los plutones rojo y gris en el batolito granítico de Santa Rosa de Tastil; también distinguieron granito gris intruido por granito rojo, este último cubierto por el Grupo Mesón cámbrico en el área del angosto de la Quesera. Asimismo, Ramos (1973) indicó Grupo Mesón sobre granito rojo y que en el angosto el granito es de grano más fino por lo que representaría facies de borde cercanas a la roca de caja. Moya (1988) describió areniscas tremadocianas (Grupo Santa Victoria) en relación de transgresión sobre granito rojo.

El contacto intrusivo del angosto de la Quesera

El afloramiento del angosto de la Quesera (Fig. 1b) muestra granito rojo, rosado donde no presenta alteración, y sucesiones de areniscas y conglomerados. El granito es de grano fino, en zonas ligeramente porfírico, compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como principales minerales. En las inmediaciones del contacto las facies de grano más fino llegan a formar pórfidos como mencionara Ramos (1973). Este granito rosado-rojo también aflora hacia el este (cerro del Cencerro) y hacia el sur del angosto de la Quesera (Fig. 1c); en esta última zona intruye al granito gris. Los cristales de cuarzo con golfos de corrosión y la disposición de la biotita en nidos son rasgos texturales que diferencian al granito rojo del gris.

Las detalladas descripciones de Moya (1988) permiten sintetizar dos tramos principales de la sucesión sedimentaria que aflora en el angosto de la Quesera: 1) El inferior (~90 m), sin fósiles diagnósticos, integrado por cuarcitas y areniscas cuarcíticas con niveles de conglomerados de pelitas verdes en la parte superior, y 2) El superior formado por un paquete de conglomerados (~20 m) que pasa a una sucesión de areniscas finas y pelitas (~15 m). El conglomerado tiene base erosiva y está constituido por rodados de: cuarcita similar a la de los niveles infrayacentes, granitos rojo y gris, arenisca parda, sabulita, caliza y cuarzo. La matriz es una coquina con trilobites del Tremadociano inferior alto (~490 Ma de acuerdo con Moya 1999). Los rodados graníticos del conglomerado, en particular los de granito rojo, brindan un argumento sólido para sostener la hipótesis de la discordancia (Keidel 1943; Moya 1988).

El contacto entre la cuarcita del tramo inferior y el granito rojo es aproximadamente concordante con la estratificación de la sucesión sedimentaria y se inclina suavemente, 10° a 20°, hacia el N-NO, características geométricas que inducen a pensar en una discordancia aparente cuando se observa a la distancia. Sin embargo, el análisis detallado de los afloramientos detecta evidencias de intrusión del granito en la cuarcita, entre las cuales sobresalen: a) La geometría irregular del contacto con niveles sedimentarios truncados por la

intrusión del granito (Fig. 1d-g), b) Venillas de cuarzo-feldespato que cortan el contacto (Fig. 1e), c) Metamorfismo térmico en la arenisca indicado por granos de cuarzo poligonales (Fig. 1f), d) Enclaves de cuarcita en el granito cuyos tamaños varían desde pocos cm³ hasta varios dm³ (Fig. 1e-g), e) Alteración silíceo-carbonática con magnetita que afecta al granito y a la cuarcita.

Discusión

Las observaciones presentadas evidencian la naturaleza intrusiva del contacto. Esto significa que el granito rojo es posterior a los niveles de cuarcitas y areniscas de la parte inferior de la sucesión que aflora en el angosto de la Quesera y anterior a los conglomerados tremadocianos a los que aporta sus rodados. Por otro lado, las investigaciones radiométricas efectuadas sobre el batolito de Tastil han brindado un amplio abanico de edades, entre ellas la del granito gris (536±7 Ma, U/Pb, Bachman *et al.* 1987) y la del granito rojo (451±3 Ma, Rb/Sr, Cordani *et al.* 1990). Las evidencias de intrusión del granito rojo en el gris también son claras. Así, la edad del granito rojo sería más joven que 536 Ma y más vieja que 490 Ma. Dataciones U/Pb en proceso permitirán precisar la edad del granito rojo y establecer la edad mínima de las sedimentitas intruidas por éste (Grupo Mesón cámbrico según Kilmurray e Igarzábal 1971; Ramos 1973, o en el Grupo Santa Victoria cámbrico superior-ordovícico inferior de acuerdo con Moya 1999), también para determinar el lapso temporal de la discontinuidad asociada al conglomerado tremadociano del angosto de la Quesera. Independientemente de los resultados que estas dataciones arrojen, la información disponible destaca que el granito rojo intruye a las sucesiones que documentan la etapa de la cuenca eopaleozoica que media entre la discordancia basal del Grupo Mesón (discordancia Tilcárica) y el Tremadociano. Estas relaciones aún no habían sido descriptas en la Cordillera Oriental y abre nuevas perspectivas para el análisis de la geología neoproterozoico-eopaleozoica de la región. El granito rojo de Tastil siempre considerado como basamento de las cuencas eopaleozoicas ahora resulta ser contemporáneo con el desarrollo de éstas y sólo este hecho da lugar a numerosos interrogantes, entre otros, acerca de si también el granito gris de Tastil es contemporáneo con el relleno de las cuencas eopaleozoicas o forma parte del basamento como siempre se interpretó. Surgen interrogantes además sobre la edad del Grupo Mesón (Sánchez 1999) o respecto a la naturaleza eustática o tectónica de la fase Irúyica (Moya 1999).

El granito de Chañi aflora aproximadamente 20 km al E-NE del angosto de la Quesera (Fig. 1c) y muestra similitudes con el granito rojo de Tastil, como son sus caracteres litológico-texturales y una edad K/Ar de 463±6 Ma de acuerdo con Méndez (1974). El granito de Chañi está en contacto con areniscas paleozoicas, a través de una discordancia para algunos autores (Ramos 1973; Moya y Salfity 1982) o de una intrusión

para otros (Hausen 1925; Méndez 1974). La información disponible permite postular varias hipótesis, entre ellas: 1) Un plutón de 463 Ma como indica la datación y sin vinculación directa con el granito rojo de Tastil desde que existiría entre ellos un desfase temporal que involucra un lapso de por lo menos 30 millones de años. 2) Contacto intrusivo como en el angosto de la Quesera, y 3) Discordancia. Cualquiera de estas dos últimas alternativas tiene diferentes posibilidades de acuerdo con qué niveles alojan al o apoyan sobre el granito de Chañi, los que pueden ser equivalentes a las cuarcitas intruidas por o a los conglomerados tremadocianos posteriores al granito rojo de Tastil en el angosto de la Quesera. Asimismo, las dos últimas alternativas indicarían que la edad K/Ar de 463 Ma corresponde a un rejuvenecimiento radimétrico también registrado en el granito rojo de Tastil (451 Ma, Cordani *et al.* 1990). Lo expuesto basta para dirigir la atención de futuras investigaciones hacia el granito de Chañi, fuente de información fundamental para el análisis integral del magmatismo de Tastil y regiones aledañas.

La reinterpretación del contacto del angosto de la Quesera introduce el magmatismo paleozoico inferior como nueva variable para la exploración geológica del área. Los pórfidos de la Formación El Moreno (Ramos 1973) asignados por ese autor con reservas al Terciario superior por su similitud con dacitas que afloran en la Puna, dacitas posteriormente asociadas con el volcanismo paleozoico (Hongn 1994), deberían ser motivo de revisiones.

Las observaciones aquí presentadas junto a las de Gorustovich *et al.* (1997) han disminuido sensiblemente la presencia de plutones en el basamento de las cuencas eopaleozoicas y plantean como objetivo inmediato conocer la verdadera representación del magmatismo de esa edad en la Cordillera Oriental, lo cual influirá significativamente en la interpretación de la evolución geodinámica del basamento neoproterozoico-eopaleozoico de la región.

Conclusiones

- El contacto entre las areniscas eopaleozoicas y el granito rojo del batolito de Tastil que aflora en el angosto de la Quesera es intrusivo y no sedimentario como se había considerado previamente.

- El granito rojo se emplazó en el lapso comprendido entre el inicio del relleno de las cuencas eopaleozoicas representado por la base del Grupo Mesón y el Tremadociano.

Agradecimientos

Este trabajo resulta de investigaciones financiadas por: AECI (Programa de Cooperación Científica con Iberoamérica), ANPCyT (PICT 2302), CONICET (PIP5020), y la Universidad del País Vasco (UPV001.310-G18/99). A la SMlyRE (Salta) y al SEGEMAR por el apoyo brindado. A los árbitros por sus sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amengual, R., Méndez, V., Navarini, A., Viera, O. y Zanettini, J. C., 1979. Geología de la Región Noroeste, Provincias de Salta y Jujuy. Mapa escala 1:400.00. Dirección General de Fabricaciones Militares. Buenos Aires.
- Bachman, G., Grauert, B., Kramm, U., Lork, A. y Miller, H., 1987. El magmatismo del Cámbrico medio/Cámbrico superior en el basamento del noroeste argentino: investigaciones isotópicas y geocronológicas sobre los granitoides de los complejos intrusivos de Santa Rosa de Tastil y Chañi. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 4: 125-127. Tucumán.
- Cordani, U. G., Omarini, R. H., Vancini, K. R. y Petronilho, L., 1990. Geocronología Rb/Sr y K/Ar del Complejo Granítico Santa Rosa de Tastil y de la Formación Puncoviscana, Salta, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2: 239-242. San Juan.
- Gorustovich, S. A., Sánchez, M. C. y Rubiolo, D. G., 1997. Formación Fundición: un intrusivo posordovícico de la Cordillera Oriental Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(2): 185-188. Buenos Aires.
- Hausen, J., 1925. Sobre un perfil geológico del borde de la Puna, con una descripción de algunos yacimientos mineros en la Puna de Salta y Jujuy. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 28 (1): 1-95. Córdoba.
- Hongn, F. D., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento de la Puna oriental: su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 256-268. Buenos Aires.
- Keidel, J., 1943. El Ordovícico inferior en los Andes del Norte Argentino y sus depósitos marino-glaciares. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 36(2): 140-229. Córdoba.
- Kilmurray, J. e Igarzábal, A., 1971. Petrografía y rasgos geomórficos del batolito granítico de Santa Rosa de Tastil. Provincia de Salta, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 26(4): 417-438. Buenos Aires.
- Méndez, V., 1974. Estructuras de las provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65°30' oeste, hasta el límite con las repúblicas de Bolivia y Chile. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(4): 391-424. Buenos Aires.
- Moya, M. C., 1988. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 368p. (Inédito).
- Moya, M.C., 1999. El Ordovícico de los Andes del Norte Argentino. En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 134-152. Salta.
- Moya, M. C. y Salfity, J. A., 1982. Los cielos magmáticos en el noroeste argentino. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 3:523-536. Buenos Aires.
- Omarini, R. H., Sureda, R. J., Götze, H. J., Seilacher, A. and Pflüger, F., 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal Earth Sciences*, 88: 76-97.
- Ramos, V., 1973. Estructura de los primeros contrafuertes de la Puna salto-jujeña y sus manifestaciones volcánicas asociadas. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 4: 159-202. Córdoba.
- Sánchez, M. C., 1999. Sedimentología y paleogeografía del Grupo Mesón (Cámbrico). En: González Bonorino, G., Omarini, R. y Viramonte, J. (Eds.): *Geología del Noroeste Argentino. Relatorio 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 127-132. Salta.
- Tubía, J. M., Aranguren, A., Hongn, F. y Mon, R., 1999. Datos preliminares sobre la estructura y emplazamiento del batolito de Santa Rosa de Tastil, Salta. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 123-125. Salta.

Recibido: 14 de junio, 2000

Aceptado: 18 de abril, 2001

NOTAS NECROLÓGICAS

† **Mario Martín Mazzoni (1942-1999)**

En forma repentina e inesperada, el 1 de octubre de 1999 se alejó para siempre de nosotros, nuestro querido amigo, Mario, con gran pesar y dolor de familiares, amigos y colegas que tuvimos la suerte de haberlo conocido.

Nació en la ciudad de Quilmes (Prov. de Buenos Aires) el 11 de noviembre de 1942. Estudió en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, institución en la cual desarrolló posteriormente una prolífica actividad científica y académica. Se graduó de Licenciado en Geología en marzo de 1967 y luego alcanzó el título de Doctor en Ciencias Naturales (orientación Geología) en mayo de 1973, ambos obtenidos en la citada Casa de Estudios.

Desarrolló su carrera docente desde Jefe de Trabajos Prácticos en 1968 hasta Profesor Adjunto en la Cátedra de Sedimentología en 1986, y desde ese entonces, como Profesor Titular en la Cátedra de Fundamentos de Geología, en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP. Además fue Profesor Invitado en las Universidades de Salta, Tucumán y San Juan.

Su carrera científica se inició en 1967, con la beca de Iniciación en la Investigación Científica obtenida en el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET); luego obtuvo la beca de Perfeccionamiento en 1969, la cual le permitió realizar su Tesis Doctoral. Ya en 1977 ingresó a la Carrera del Investigador Científico del CONICET en

la categoría Adjunto, logrando a través de su producción, las respectivas promociones correspondientes hasta llegar a Investigador Principal. Merced a una Beca Externa cedida por el CONICET (1982-1983), se especializó en la temática del vulcanismo y sus depósitos asociados, desarrollando el tema "Sedimentología de rocas piroclásticas cenozoicas", en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de California, Santa Bárbara (U.S.A.), junto al Dr. Richard V. Fisher.

En plena producción científica, el destino fatal hizo que no pudiese llegar a la tan merecida máxima categoría dentro de la Carrera del Investigador Científico del CONICET.

Con la seriedad profesional y vocación docente que lo caracterizaba, dirigió becarios y trabajos de tesis de licenciatura y doctoral.

Como consecuencia de su fructífera carrera como investigador, dictó cursos de especialización en temas inherentes al vulcanismo y al análisis de secuencias piroclásticas en la Universidad de San Pablo y en la Universidad Federal de Río Grande do Sul, Porto Alegre (Brasil), y en nuestro país en diversas instituciones académicas y científicas de Mendoza, Buenos Aires, La Plata, La Pampa, Salta y Tucumán.

Su pasión por la sedimentología toda y su incesante vocación científica, lo llevó a participar activamente en más de 60 congresos, simposios y reuniones, tanto nacionales como internacionales. Asimismo formó parte de proyectos internacionales para estudiar secuencias volcánicas en sitios tales como: volcanes Shasta y Lassen, California (USA); Caldera Lago Cráter, Oregón (USA); Volcán Monte St. Helens, Washington (USA); Sierra Nevada (USA); Calderas del Oeste de Estados Unidos; Toba Peach Springs Tuff (California, USA); Caldera Valles, Nuevo México (USA); campo volcánico de Auckland (Nueva Zelanda); depósitos volcánicos de la depresión central de Chile; volcanes Galeras, Azufral y Puracé (Colombia).

Su labor institucional fue realmente valiosa, pues dedicó esfuerzo al montaje y funcionamiento del Laboratorio de Sedimentología en el Museo de Ciencias Naturales. Fue cofundador en 1980, del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), llegando a ser desde 1997 subdirector del mismo, y en donde compartimos momentos y vivencias que jamás se borrarán de nuestras retinas.

Fue miembro entre otras instituciones científicas de la Asociación Geológica Argentina, Asociación Argentina de Sedimentología (miembro fundador), Asociación Paleontológica Argentina, American Geophysical Union, Geological Society of America, International Association of Sedimentologists y de la National Geographic Society.

Participó activamente como Miembro del Órgano Fiscalizador de la Asociación Argentina de Sedimentología; fue Vocal de la Asociación Argentina de Mi-

neralología, Petrología y Sedimentología (1974 y 1975); Vocal Titular de la Asociación Geológica Argentina, (1984 y 1985); Miembro de la Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra, IAVCEI, desde 1984; Representante Argentino del Comité Nacional de la Unión Geodésica y Geofísica Internacional, a la Asamblea General de la Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra, Nueva México, USA en 1989; Presidente del Subcomité Argentino de la Asociación Internacional de Volcanología y Química del Interior de la Tierra (IAVCEI) de la Unión Geofísica y Geodésica Internacional, 1984-1988, y Presidente de la Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología (La Plata, 1994).

Integró la Comisión de Ciencias de la Tierra en el CONICET y la Comisión de Investigaciones Científicas de la Prov. de Buenos Aires (CIC), donde siempre demostró equidad y justicia ante sus pares.

En el ámbito académico, desarrolló tareas como Miembro de las Comisiones de Enseñanza, Biblioteca, Reestructuración Académica de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la UNLP (1980 y 1981) y como Consejero Académico de la misma casa de estudios (período 1989-1992).

A lo largo de 25 años, Mario escribió más de ochenta (80) trabajos científicos sobre sedimentología, petrografía y estratigrafía en rocas clásticas y piroclásticas, y vinculados a procesos volcanoclásticos y sus ambientes depositacionales, publicados en revistas y congresos tanto nacionales como internacionales.

Su personalidad lo llevó a ser querido por toda la comunidad geológica; Mario disfrutaba y hacía disfrutar de las reuniones sociales, y siempre terminaba siendo el anfitrión de las mismas. Amante de la cultura y costumbres de la tierra adónde viajaba, poseedor de un extraordinario sentido del humor y bondad infinita, supo gozar de las pequeñas grandes cosas de la vida cotidiana.

Padre ejemplar, brindó todo para sus hijos: Malena, Lorena y Martín, con quienes he compartido lindas y largas charlas, y que han sabido desenvolverse con el ejemplo de equidad y humildad que Mario les inculcó desde la infancia. Seguramente Martín, quien hoy sigue sus pasos en la geología, desarrollará su vida profesional con la misma pasión y dedicación que Mario le supo brindar.

Cuánto podría escribir acerca de Mario... cuánto ya lo extrañamos, por su carisma, por su infinita entrega hacia la amistad, por su bondad que supo tener como bandera indistinguible de su personalidad, por haber sido una persona noble y humilde, y por su rica y transparente calidad humana.

Mario va a estar siempre con nosotros..., lo tendremos eternamente en nuestros corazones.

Sergio D. Matheos

*Centro de Investigaciones Geológicas
Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP)
y CONICET*

ERRATA

En el artículo de R. A. Violante, G. Parker y J. L. Cavallotto, Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno, publicado en el volumen 56, número 4, páginas 51-66, se incluyó por error un resumen en castellano correspondiente a otro artículo. El resumen correcto es el que sigue:

Las llanuras costeras del este bonaerense localizadas en la bahía Samborombón, cabo San Antonio y sector comprendido entre las localidades de Punta Médanos y Mar Chiquita, se desarrollaron durante el Holoceno en respuesta a la interacción entre las fluctuaciones postglaciales del nivel del mar y la dinámica costera, marina y fluvial, que actuaron sobre un sustrato relicto del Pleistoceno. La evolución regional fue establecida a partir de información proveniente de relevamientos geológicos de superficie y subsuelo, con el apoyo de dataciones radiocarbónicas únicamente en el caso que ellas revelaran edades coherentes con las evidencias de campo. La evolución geomorfológica se puede sintetizar en tres etapas: 1) Entre aproximadamente 18.000 y 8.000 años A.P., cuando el nivel del mar ascendió y barreras litorales extendidas a través de la actual plataforma continental migraron hacia el continente permaneciendo arraigadas a los rasgos morfológicos mayores, que fueron el Alto Marítimo y la paleopunta Villa Gesell, aunque dominadas por una deriva litoral al norte. 2) Entre 8.000 y 6.000 años A.P., cuando el mar en ascenso sobrepasó el Alto Marítimo eliminándolo del escenario geomorfológico y los procesos costeros de alta energía comenzaron a interactuar con los fluvioestuarinos de baja energía provenientes del Río de la Plata, cambiando así la deriva litoral neta al norte por un sistema de células alrededor de puntos prominentes de la costa. 3) Entre 6.000 años A.P. y la actualidad, cuando una proto-bahía Samborombón se erigió como el principal depocentro debido a la interacción entre los ambientes costeros del Río de la Plata migrantes al sur y los del litoral atlántico que evolucionaban hacia el norte, produciendo de esta manera una progradación intensa que llevó a la bahía a su configuración actual.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se publicarán únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. El texto debe ser conciso. Se tendrá especial cuidado en que las ideas estén expresadas con claridad y que el trabajo sea coherente a lo largo de todo su desarrollo. Todos los trabajos recibidos serán sometidos a arbitraje. Si los trabajos enviados a los autores para revisión son devueltos después de cuatro meses, serán tratados como artículos nuevos. Por lo menos la mitad de los autores deberán ser socios de la AGA.

Presentación del manuscrito

Se recibirán trabajos en castellano o en inglés, impresos en una cara en tamaño A4, a uno y medio espacio, con letra tamaño 12 y con márgenes de 2,5 cm de cada lado. No se admitirán notas de pie de página. Los artículos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del trabajo (luego de arbitraje) debe ser enviada por los autores en papel y en disquete bien identificado con extensión .txt, .doc o .rtf, en procesador de texto de uso corriente (ej. MSWord).

La presentación de un nuevo trabajo debe ser precedida por una carta al director de la Revista de la Asociación Geológica Argentina en la cual debe constar el título del trabajo y los autores, junto con una oración expresando que el mismo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo, nombre de los autores, institución a la que pertenecen, dirección postal y e-mail. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigir la correspondencia, adjuntando dirección postal, fax y e-mail. Colocar al pie número total de páginas, figuras y cuadros. La segunda página incluirá un Resumen y un Abstract con un máximo de 250 palabras cada uno. Para los trabajos en inglés, después del Resumen irá el título en castellano. Luego deberán figurar Keywords y Palabras clave (no más de 5 en cada caso). El texto del trabajo comenzará en la tercera página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, geología regional y local, métodos utilizados (si cabe), resultados, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía (AGA Serie B, N° 20).

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y cuadros. Numerar las figuras correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como Fig. (y el número). El mismo procedimiento debe seguirse para los cuadros. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras sean reproducibles al ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Evitar las figuras en forma apaisada. Las páginas deberán numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados en el texto, y las leyendas de las figuras. Colocar las figuras al final en páginas sin numerar. Las figuras deberán ser enviadas en CorelDraw y los cuadros en MS Word o Excel, junto con la versión corregida del trabajo.

Se permite sin cargo la superficie equivalente a una página de figuras por cada 6 páginas de texto impreso. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use líneas negras, continuas, limpias y cuyo ancho no sea menor de 0,1 milímetro al tamaño de publicación. Las fotografías deben ser de buena calidad, y de ser posible llevarán escala gráfica.

Enviar 3 copias del manuscrito a: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1er piso, C1006ACG Buenos Aires.

Los autores que deseen incluir en sus artículos reproducciones de figuras ya publicadas y amparadas por derecho de autor, son responsables de obtener el permiso escrito de quien corresponda, salvo que sean modificados sustancialmente, en cuyo caso deberán indicar, p. ej. «Geología en base a Caminos 1978», o «Adaptado de...».

Los derechos de autor que surjan de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de

la Asociación. Las solicitudes de permiso para reproducir total o parcialmente artículos publicados en la Revista deben ser dirigidas a la misma. La Comisión Directiva en general permitirá a los autores la reproducción ulterior de partes de sus propios artículos y, para otorgar permisos a terceros, se requerirá del consentimiento de los autores.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en texto y figuras, y los listados. Prestar especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Para citas de dos autores ordenar la lista alfabéticamente por el primer autor y luego por el segundo. Para citas de tres o más autores ordenar cronológicamente por el año de publicación. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse la editorial y lugar (ciudad) de edición. Las referencias se escribirán siempre en idioma original. Limitar la cita de trabajos inéditos. En la lista bibliográfica se podrá incluir «trabajos en prensa» cuando estos estén formalmente aceptados para su publicación, indicando la revista. Los trabajos en preparación podrán ser citados como «comunicación personal» (com. pers.) y no figurarán en la bibliografía.

- Angelilli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metagenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelilli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curí-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados y costos a pagar por el autor

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán cargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones presentadas *a posteriori* de la prueba de galera o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Clasificación de los Artículos

a) *Artículos normales*: la extensión del texto, incluida la lista de trabajos citados en el texto, no será mayor de 30 páginas (15 páginas en formato de impresión). Se publicarán en lo posible por orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) *Comunicaciones*: artículos cortos de hasta 12 páginas (6 en formato de impresión), incluidos Resumen y Abstract y con una página de figuras como máximo.

c) *Notas breves*: deben presentar novedades de trascendencia. La extensión no debe superar 8 páginas (4 en formato de impresión) incluyendo una figura. Recibirán un tratamiento editorial especial, publicándose prioritariamente.

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto P. Calmels
Panamerican Energy LLC.
Chevron San Jorge S.A.
J. Patricio Jones
Cerro Vanguardia S.A.
Pecom Energía
Río Tinto Mining and Exploration Ltd.

y los aportes de:

R. Andreis	S. Kay
S. Archangelsky	P. Lesta
H. Bassi	E. Linares
J. L. Bianchi	R. L. Moreno
J. Bonaparte	H. J. Péndola
J. Bossi	C. Riveros
M. K. de Brodtkorb	J. Saavedra Alonso
H. H. Camacho	E. R. D. Saccone
A. Cuerda	P. N. Stipanovic
H. Gay	C. M. Urien
A. R. Gramajo	F. Vervoorst
	C. R. Vilela

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

Revista de la Asociación Geológica Argentina publishes original articles on geological themes, especially those related to Argentina and South America. The text must be concise, special care should be taken to ensure that ideas are expressed with clarity, and that the paper is consistent throughout. All papers received will be subject to review. Any paper sent back to authors for revision and not resubmitted within four months, will be treated as a new article. At least half the authors must be members of AGA.

Preparation of manuscripts

Contributions will be accepted in Spanish or English; they should be printed on A4 paper, at one and a half line spacing, using 12-point typeface, and with 2.5 cm margins at each side. Footnotes are not acceptable. Any paper which does not comply with these rules will be returned without review. Following review, the corrected version of the paper should be submitted both as hard copy, and on diskette clearly identified with the extension .txt, .doc, or .rtf, and using a current word-processing package, such as MS Word.

Submission of a new paper should be accompanied by a letter to the director of Revista de la Asociación Geológica Argentina, stating the title of the paper and the names of the authors, together with a declaration that the work is original and that it has not been sent nor will be sent to another journal whilst it is being handled by Revista de la AGA.

The first page should include, in order, the following information: title of the paper, name(s) of the author(s), the postal address of the institute(s), and e-mail address(es). In the case of a paper with several authors, the handling author must be clearly identified with his/her postal address, fax and e-mail address. At the bottom of the page, indicate the total number of typed pages, figures and tables. The second page should include a *Resumen* and an Abstract of not more than 250 words. Papers in English should carry the title in Spanish after the *Resumen*. Finally include no more than five Keywords in English and Spanish. The text of the paper should begin on page three and should be organised in the following way: introduction, geological setting, methods used (if appropriate), results, conclusions, acknowledgements, and list of works cited in the text. Names of stratigraphical units should comply with the rules set out in *Código Argentino de Estratigrafía* (AGA Serie B, N° 20).

Illustrative material should be designated as figures (both drawings and photographs) and tables. Number the figures consecutively with arabic numerals and refer to them in the text as 'Fig.' (and the number). Use a similar procedure for tables ('Cuadro'). Indicate the number, together with title and authors of the paper at the foot of each figure. Figures should be designed for reproduction at full page width (18 cm) or single column (8.5 cm). Avoid figures requiring full-page reproduction in landscape format. Pages should be numbered continuously, including the text, references, and figure captions. Include the figures together at the end on un-numbered pages. Figures may be submitted electronically in CorelDraw, and tables in MS Word or Excel together with the final corrected version of the text.

Authors are allowed, without charge, the equivalent of one page of figures to every 6 printed pages of text. The cost of coloured illustrations will be charged to authors. The use of patterned ornament rather than screen fills is recommended. Use clear black lines which will be no less than 0.1 mm wide at the published size. Photographs must be of high quality and where possible carry a graphic scale.

Submit 3 copies of the manuscript to: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1er piso, C1006ACG Buenos Aires.

Authors who wish to include in their papers copies of figures already published are responsible for obtaining written permission from the copyright holder, except in those cases where they have been substantially modified, as indicated by, e.g. "Geology after Caminos 1978" or "Modified from....."

Copyright to all papers published in Revista de la Asociación Geológica Argentina remains with the Asociación, from whom

permission must be sought to reproduce all or any part of articles published in the Revista. As a rule, the Comisión Directiva will allow authors to reproduce parts of their own articles, and will seek the consent of authors for reproduction by a third party.

References

The list of works cited in the text should commence on a new page. Make sure there is complete correspondence between the list and the references cited in the text and figure captions. Pay particular attention to style, order and punctuation as illustrated in the examples below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by the second author. For references with three or more authors, order chronologically by the date of publication. Titles of all periodicals should be given in full. Do not use Roman numerals. Give the first and last page of each article (except for unpublished articles). For books, give the name of the publishing house and place (city) of publication. References should be written in their original language. Citations to unpublished works should be kept to a minimum. Works "in press" may be included when they have been accepted formally for publication. Work in preparation should be cited as "personal communication" (pers.com.) and not included in the list of references.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Cielos metagenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Offprints and page costs

No free offprints are provided. Authors may order offprints at the stage of correcting their galley proofs. Costs for excess pages or illustrations, for corrections made after galley proof, or for offprints must be paid by authors before publication of their article.

Types of Articles

a) Normal articles: No more than 30 pages (15 printed pages), inclusive of references. They will be published, as far as possible in order of acceptance. The period between submission and publication will depend on the number of contributions in the waiting list.

b) Communications: short articles of about 12 pages (6 printed pages) inclusive of *Resumen* and Abstract and with a maximum of one page of illustrations.

c) Short notes: should present important new information. They may be no more than 8 pages in length (4 printed pages), including one figure. They will receive special editorial treatment, and given publication priority.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

**Volumen 56 - Número 2 - Págs. 129-256
Buenos Aires - Junio 2001**

ISSN: 0004-4822



**Registro de la Propiedad
Intelectual 121106**

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

**Maipú 645, piso 1, C1006ACG Buenos Aires, Argentina
Fax 54-11-43253104**