

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 53 N° 4 1998



53 4
Revista de la Asociación
Geológica Argentina

433-576
30 de marzo de 1999

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 53, Number 4, December 1998

CONTENTS

ARTICLES

Allochthonous origin of the cerro San Lorenzo Gabbro, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina <i>A. D. Chincarini, R. D. Martino and A. B. Guerreschi</i>	435-444
The Ordovician of the central region of the Famatina Ranges (La Rioja Province): stratigraphical, geological and geotectonic considerations <i>R. A. Astini</i>	445-460
The Claromecó Basin <i>J. Kostadinoff and C. Prozzi</i>	461-468
Eruptive environment of the James Ross Island Volcanic Group at Rink Crags, James Ross Island, Antarctica <i>H. G. Carrizo, C. A. Torielli, J. A. Strelin and C. E. J. Muñoz.</i>	469-479
Weathering processes in the Achala batholith, Sierra Grande de Córdoba: chemical and mineralogical processes <i>G. Román Ross, A. M. Kirschbaum, S. Ribeiro Guevara and M. A. Arribére</i>	480-488
The Las Vacas Conglomerate and the Trapiche Group in the Precordillera: normal faulting in the Late Ordovician <i>R. A. Astini</i>	489-503
Stratigraphy, sedimentology, and palynology of the Sloggett Formation (continental Paleogene), Tierra del Fuego, Argentina <i>E. B. Olivero, V. Barreda, S. A. Marensi, S. N. Santillana and D. R. Martinioni</i>	504-516
Chemical weathering processes in a semi-arid mountain catchment, Río Salsipuedes, Córdoba, Argentina. <i>R.M. Dargam, S.A. Herrero and A.I. Pasquini</i>	517-525
Sedimentary palaeoenvironment and associated taphoflora in the Late Triassic of Malargüe (Mendoza Province, Argentina) <i>A.E. Artabe, E.M. Morel, L.A. Spalletti and M. Brea</i>	526-548
Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis <i>J. Kostadinoff, E. A. Bjerg, S. Delpino, L. Dimieri, Aberra Mogessie, Georg Hoinkes, Christoph Hauzenberger and Anja Felfernig</i>	549-552
Large mud-filled channels in the Maastrichtian of the López de Bertodano Formation (Seymour Island, Antarctica): Stratigraphical implications <i>Eduardo B. Olivero</i>	553-556
Magnetostratigraphy of Pascua Formation, Pleistocene of Buenos Aires Province, Argentina <i>Paulina E. Nabel and Daniel Vargas</i>	557-561
ACKNOWLEDGEMENT TO REVIEWERS	562
SOCIETY RECORDS AND ACTIVITIES	563-565
MEMBERSHIP DIRECTORY	566-572
INDEX OF VOLUME 53 (1998)	573-574

ON THE COVER

Pyroclastic rocks of La Matilde Formation, Middle-Upper Jurassic. In the foreground upright trunks of *Araucaria*. Fossil forest Natural Park, Santa Cruz Province, Argentina. Photo Focus/Buenos Aires, Argentina.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 908558) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, 1006 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\$ 80 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

**REVISTA DE LA
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA**
VOLUMEN 53, NÚMERO 4, DICIEMBRE 1998

CONTENIDO

ARTÍCULOS

Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba <i>A. D. Chincarini, R. D. Martino y A. B. Guerreschi</i>	435-444
El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos <i>R. A. Astini</i>	445-460
Cuenca de Claromecó <i>J. Kostadinoff y C. Prozzi</i>	461-468
Ambiente eruptivo del Grupo Volcánico Isla James Ross en Riscos Rink, Isla James Ross, Antártida <i>H. G. Carrizo, C. A. Torielli, J. A. Strelin y C. E. J. Muñoz</i>	469-479
Procesos de meteorización en el granito de Achala, Sierra Grande de Córdoba: cambios químicos y mineralógicos <i>G. Román Ross, A. M. Kirschbaum, S. Ribeiro Guevara y M. A. Arribére</i>	480-488
El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Tardío <i>R. A. Astini</i>	489-503
Estratigrafía, sedimentología y palinología de la Formación Sloggett (Paleogeno continental), Tierra del Fuego <i>E. B. Olivero, V. Barreda, S. A. Marensi, S. N. Santillana y D. R. Martinioni</i>	504-516
Procesos de meteorización química en una cuenca semiárida de montaña, Río Salsipuedes, Córdoba <i>R.M. Dargam, S.A. Herrero y A.I. Pasquini</i>	517-525
Paleoambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza <i>A.E. Artabe, E.M. Morel, L.A. Spalletti y M. Brea</i>	526-548
Anomalías gravimétricas y magnetométricas en las Sierras Pampeanas de San Luis <i>J. Kostadinoff, E.A. Bjerg, S. Delpino, L. Dimieri, A. Mogesie, G. Hoinkes, Ch. Hauzenberger y A. Felfernig</i>	549-522
Paleocanales rellenos con fangos en el Maastrichtiano de la Formación López de Bertodano (Isla Seymour), Antártida: implicancias estratigráficas <i>E.B. Olivero</i>	553-556
Magnetoestratigrafía de la Formación Pascua, Pleistoceno de la Provincia de Buenos Aires <i>P.E. Nabel y D. Vargas</i>	557-561
AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS	562
CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN	563-565
LISTA DE MIEMBROS DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA	566-572
INDICE DEL VOLUMEN 53 (1998)	573-574

TAPA

Rocas piroclásticas de la Formación La Matilde, Jurásico medio-superior. En primer plano troncos *in situ* de *Araucaria*. Monumento Natural de los Bosques Petrificados, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Foto Focus/Buenos Aires, Argentina.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 908558) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, 1006 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\$ 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This One



K8XB-4T1-TC6D



REVISTA

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la American Association of Petroleum Geologists

COMISIÓN DIRECTIVA (1997-1999)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Director

R.A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

P.P. Alvarez, Universidad de Buenos Aires
M. López de Luchi, CIRGEO, Buenos Aires
R.A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Editores Asociados

R. Allmendiger, Cornell University, EE.UU.
R. Andreis, Universidad de Rio de Janeiro, Brasil
S. Archangelsky, Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires
B. Coira, Universidad Nacional de Jujuy
J. 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, Universidad Nacional de Córdoba
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.

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.

Secretario: Dr. Ricardo Palma.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

Vocales titulares: Dra. Pamela Alvarez, Dra. Mónica López de Luchi, Dr. Roberto A. Scasso, Dr. Augusto E. Rapalini.

Vocales suplentes: Dr. Hugo Arbe, Dr. Ernesto Cristallini, Lic. Silvia Lanés, Dra. Graciela Mas.

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

Titulares: Dr. P.N. Stipančić, 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.
Córdoba: Dra. Zarela Herrera y Lic. Juan C. Candiani, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro.
Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.
Jujuy: Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.
La Plata: Dra. A.M. Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.
Mar del Plata: Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.
Mendoza: Dra. Matilde Beresí, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.
Neuquén: Lic. Néilda Casali, Universidad Nacional del Comahue.
Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT.
Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, PROGEB.
San Juan: Dra. Lucía Ruzycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.
San Luis: Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Universidad Nacional del Litoral.
Santa Rosa: Dr. Silvio Casadío, Universidad Nacional de La Pampa.
Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.
Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC.

Delegados en Buenos Aires

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver.
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann.
Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. C. Ninci.
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Dr. Alberto Caselli y Lic. Selvia Tourn.
INGEIS: Dra. Claudia Armella.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. P. Nabel.
Subsecretaría de Minería: Dr. D. Rubiolo.
Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Roberto Violante.
YPF S.A.: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geologia, Univ. Federal do Parana, 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: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Copyright © 1998. 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 licence 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.

Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba

Alejandro D. CHINCARINI¹, Roberto D. MARTINO^{1,2} y Alina B. GUERESCHI^{1,3}

¹Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.

²CONICET.

³Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba.

ABSTRACT. *Allochthonous Origin of the Cerro San Lorenzo Gabbro, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina.* The isolated and layered Cerro San Lorenzo gabbro is the largest body of basic rocks recognized in the Sierras de Córdoba. In a section viewed toward the south it is strongly asymmetrical with a steep slope on the west side and a shallower one on the east side. In plan view it has an oval shape (2700 x 1600 m = 4,32 km², major axis oriented NNW-SSE). Surrounding rocks are mainly garnetiferous-biotite gneiss in which tabular bodies of marble, amphibolite and acidic igneous rock are intercalated along with small bodies of ultramafic rock and augen gneiss. From traverse orthogonal profiles and field mapping it was possible to construct a three-dimensional model of the enclosing gneisses which have a trough-like concave form defined by its inwardly dipping foliation. In the middle of this trough rests the lens-like gabbroic body, in which pervasive igneous lamination and layering form a convex curve dipping to the east and bent around an axis oriented 229°/85°N. The foliation of the gneiss and the gabbro are strongly discordant. An allochthonous origin with a progressive evolution involving (a) deep intrusion, (b) shear deformation, (c) dismembering of the body that produced a large porphyroclast of gabbro and (d) tectonic transport up to its final place are considered for the Cerro San Lorenzo gabbro.

Introducción

El Cerro San Lorenzo, uno de los cuerpos gábricos más grandes reconocidos en las Sierras de Córdoba, es un cuerpo aislado, estratificado, de forma oval (2,7 x 1,6 km, de superficie de 4,32 km², con el eje mayor orientado NNO-SSE), que resalta del relieve circundante, alcanzando una altura de 998,5 m s.n.m. Visto hacia el sur presenta un perfil asimétrico, con pendiente suave hacia el este y abrupta hacia el oeste. Las rocas encajonantes son predominantemente gneises biotíticos granatíferos (=encajonante gnéisico), en los que se intercalan cuerpos menores de rocas ígneas de composición ácida a intermedia, mármoles y anfibolitas (Figs. 1 y 2). Rocas ultramáficas y gneises de ojos se reconocen en los sectores noroeste y noreste del área cartografiada, respectivamente.

El área estudiada se encuentra en el departamento Calamuchita, pedanías Cañada de Alvarez y Río de Los Sauces, provincia de Córdoba, dentro del ámbito de la Sierra de Comechingones. Se accede a la misma a través de un camino secundario que une las localidades de Berrotarán y Río de Los Sauces, luego de recorrer 34 km hacia el oeste (Fig. 1). Las coordenadas geográficas del Cerro son 32°28' L.S. y 64°36' L.O.

El gabro del Cerro San Lorenzo ha sido estudiado desde antiguo (Romberg 1894), con un fuerte énfasis en sus aspectos petrológicos (Gordillo 1972, Toselli *et al.*

1977). Sin embargo, hasta el momento no se han encarado estudios detallados tendientes a resolver la estructura y yacencia del cuerpo gábrico. Otros autores analizaron aspectos tales como su geomorfología, geofísica e importancia económica (Fernández Gianotti 1977, Ciocalle 1989, Villar *et al.* 1993, Petrelli 1993, Gaido 1994).

Los objetivos de este trabajo son realizar un estudio estructural detallado del cuerpo gábrico del cerro San Lorenzo y de su encajonante metamórfico a fin de determinar su geometría en tres dimensiones, estableciendo la hipótesis más probable sobre su yacencia. Además, se considera la evolución progresiva del cuerpo gábrico en el marco de una hipótesis de un origen alóctono. Según esta hipótesis, el gabro formaría parte de un cuerpo estratificado mayor, que habría sido desmembrado y transportado como un gran porfiroclasto dentro de los gneises encajonantes, por efecto de una tectónica en un régimen de cizalla simple.

Geología regional del área del cerro San Lorenzo

Villar *et al.* (1993) describen al cuerpo como un gabro estratificado conformado por la alternancia de capas de

cumulatos de olivino, plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, de color gris claro, con capas muy finas de color verde oscuro donde predomina el clinopiroxeno uralitizado. Chincarini (1995) y Chincarini *et al.* (1996) describen detalladamente los mismos como pertenecientes a una serie estratificada: (1) cumulato plagioclasa - olivino, (2) cumulato - plagioclasa, clinopiroxeno-ortopiroxeno y (3) cumulato plagioclasa-

clinopiroxeno, con unidades rítmicas. Reconocen, además, gabros hornblendizados, diques intrusivos de gabros cuarzosos y anfibolitas de borde (Fig. 2). La estratificación es de tipo composicional, reflejada por la aparición y desaparición de fases minerales, y críptica, manifestada por el enriquecimiento en sodio de la plagioclasa. La hornblenda presente en casi todos los cumulatos representa un metamorfismo en facies de anfibolita sufrido por el cuerpo. La característica textural más notable de los cumulatos plagioclasa-olivino es la de poseer coronas de reacción entre ambos minerales, conformadas por un centro de olivino, un anillo interno de ortopiroxeno y un anillo externo de simplectitas de anfíbol + espinelo. Toselli *et al.* (1977) proponen para las coronas un origen metamórfico durante el enfriamiento lento del cuerpo. Escayola (1994) postula que el gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, por su asociación a nivel regional y sus características geoquímicas, representaría la sección de cumulatos máficos de la secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica occidental de las Sierras de Córdoba.

En el sector este del cerro (Fig. 2) aflora un cuerpo intrusivo de granodioritas foliadas (con biotita, epidoto, allanita y titanita) y en el sector noroeste aparece un cuerpo con características similares pero de composición tonalítica (con biotita, hornblenda, epidoto y allanita). Ambos cuerpos contienen numerosos enclaves básicos compuestos por hornblenda, plagioclasa, cuarzo, biotita y opacos, de formas y tamaños variados.

El encajonante está formado por gneises biotíticos granatíferos (Fig. 2), unidad litológica dominante en el complejo metamórfico de este sector de la Sierra de Comechingones (Guerreschi 1992, 1994; Martino *et al.* 1997a). Son rocas de color gris, de grano medio a fino, con foliación bien marcada y, a veces, con bandeo composicional interno. La textura es granolepidoblástica y están compuestos por cuarzo, plagioclasa, biotita pardo rojiza, granate, apatita, circón y opacos; en ocasiones contienen sillimanita y/o feldespato potásico. Se intercalan en los gneises bancos de anfibolitas diopsídicas y mármoles forsteríticos diopsídicos. También se asocian gneises miloníticos, con foliación anastomosada, cloritización de granate y biotita, fajas de cizalla sillimaníticas y/o sericiticas. Localmente, al noreste del Cerro, se encuentran ortogneises muy deformados, con porfiroclastos de plagioclasa y cuarzo, biotita parda, apatita, epidoto y allanita. Las condiciones metamórficas alcanzadas por el encajonante gnéisico, al igual que todo este sector de la Sierra de Comechingones, corresponden a las de la zona de sillimanita + feldespato potásico (Guerreschi 1992, 1994). En una revisión cuidadosa de los alrededores del cerro no se han detectado efectos metamórficos de contacto sobre los gneises del encajonante.

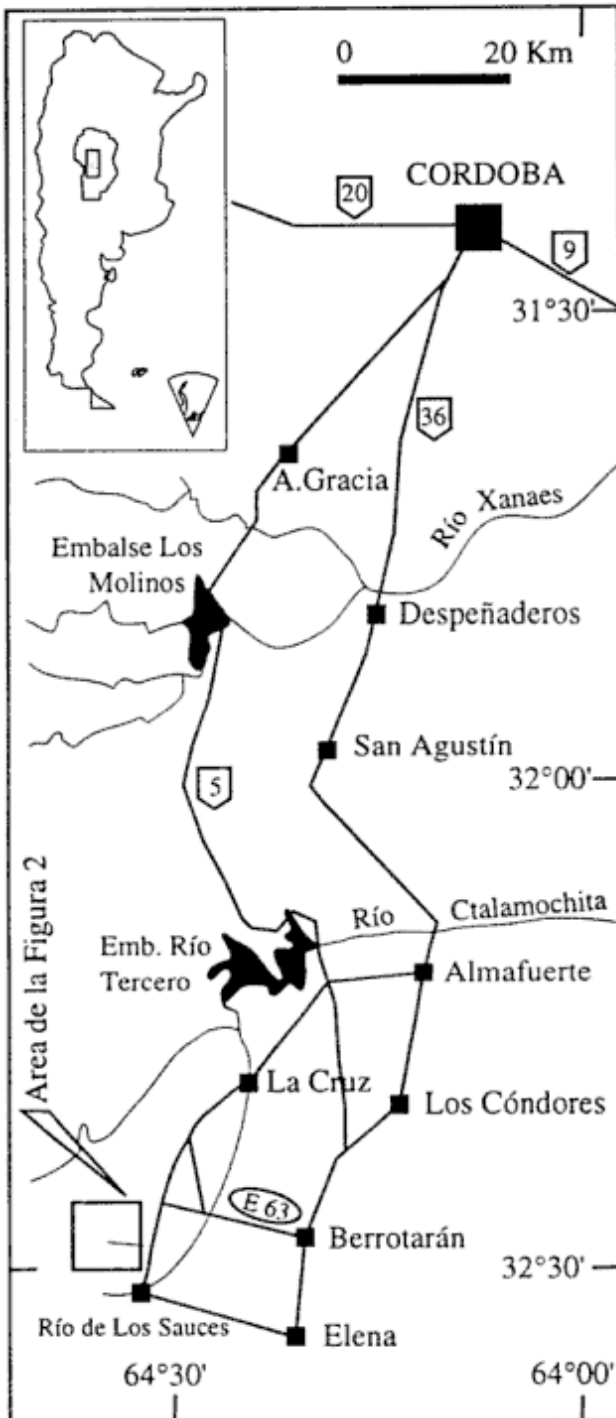


Figura 1: Ubicación geográfica y accesos.

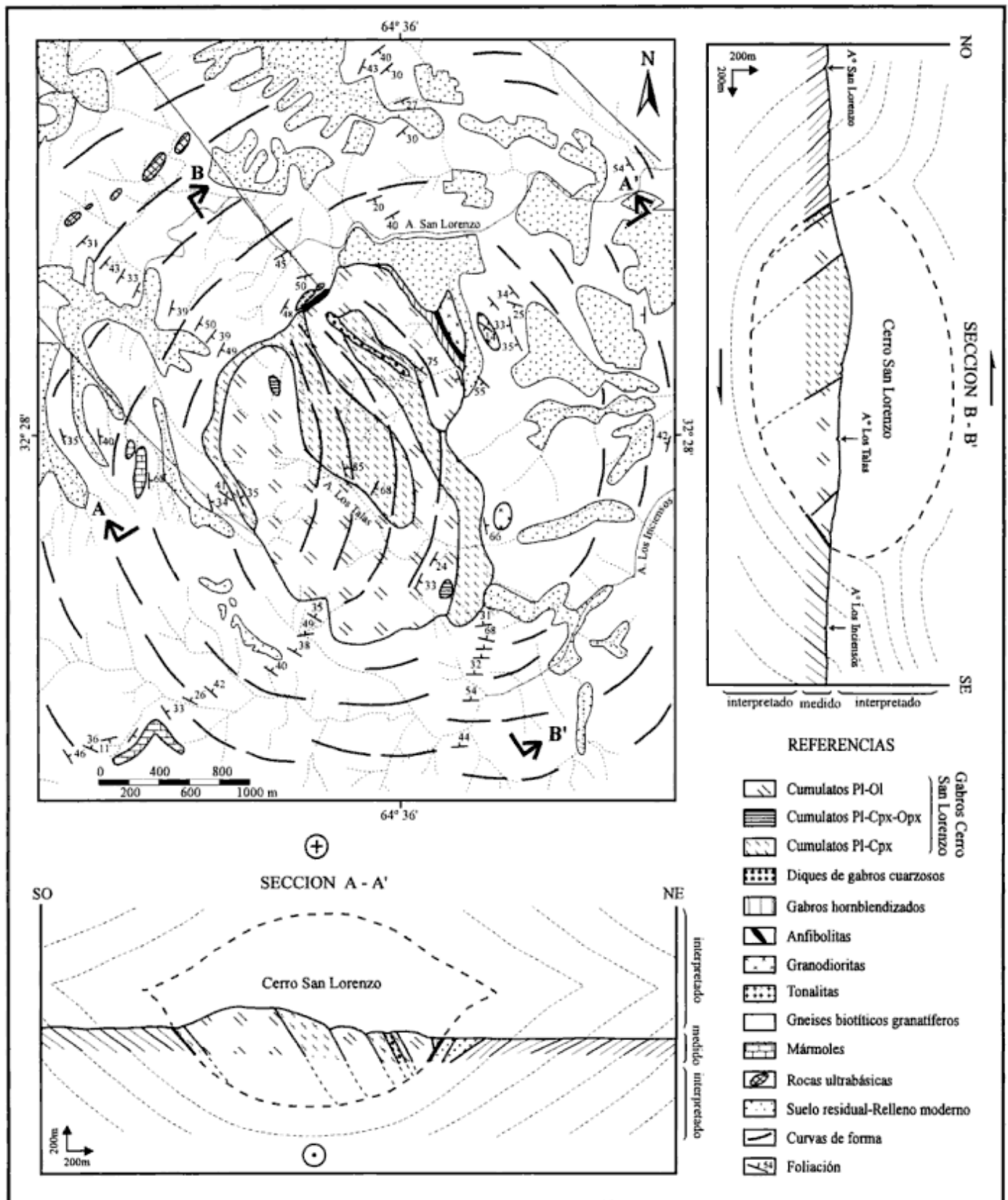


Figura 2: Mapa geológico del área del cerro San Lorenzo. A-A' y B-B': secciones geológicas perpendiculares entre sí.

Estructura

El gabro estratificado del Cerro San Lorenzo ha sido considerado como un cuerpo intrusivo, aproximadamente tabular y concordante, por Toselli *et al.* (1977). Este carácter intrusivo fue resaltado también por Gordillo (1972). Villar *et al.* (1993) lo consideran como un cuerpo intrusivo subconcordante con la estructura del encajonante metamórfico.

Con el objeto de determinar con mayor precisión la

yacencia del cuerpo, se analizaron las estructuras del cuerpo ígneo y de su encajonante, se realizaron dos secciones geológicas ortogonales y perpendiculares al contacto (secciones A-A' y B-B', Fig. 2), se tomaron datos de la foliación metamórfica de los gneises biotíticos granatíferos a lo largo de todo el encajonante y de la foliación interna (estratificación ígnea) de los gabros del Cerro San Lorenzo, y se revisó el contacto en el campo. También se relevaron datos de lineaciones y se reconocieron indicadores cinemáticos.

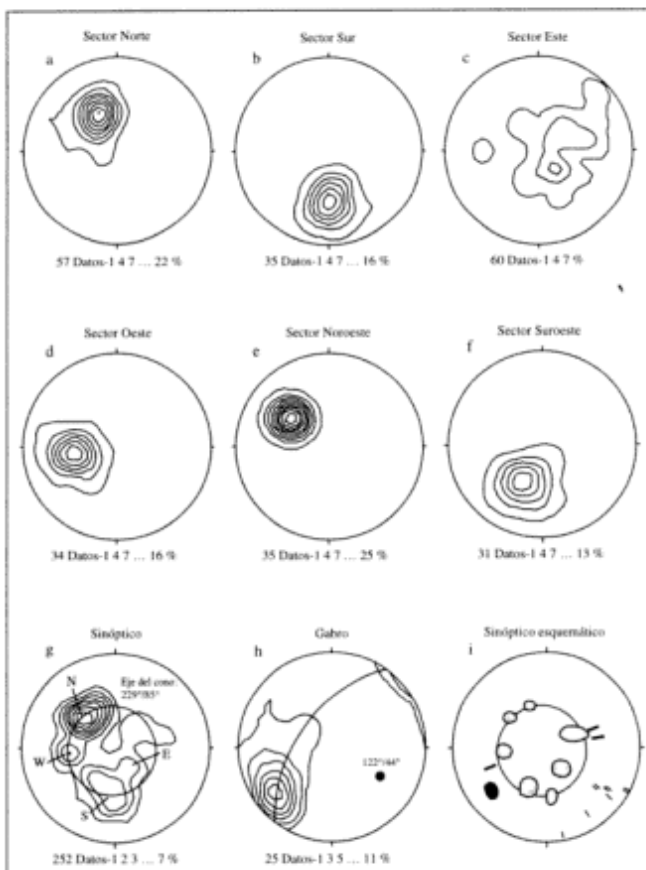


Figura 3: Diagramas estereográficos (hemisferio inferior de la red de Schmidt). **a, b, c, d, e y f,** Datos de la foliación metamórfica de los distintos sectores del encajonante gnéisico. **g,** Sinóptico de los diagramas anteriores; N, S, E y O identifican los máximos de los sectores correspondientes. La dispersión permite visualizar la geometría general del encajonante como una concavidad con eje N 229°/85°. **h,** Estratificación ígnea del gabro del cerro San Lorenzo, con un eje de dispersión N 122°/44° que se interpreta como el arqueamiento de las capas internas del gabro. **i,** Diagrama sinóptico esquemático en el que se muestran: en gris los máximos de la foliación metamórfica de los distintos sectores del encajonante gnéisico conformando la concavidad; en negro el máximo del gabro; las barras negras gruesas indican la orientación de los cuellos de los boudines y las barras negras finas la orientación de las lineaciones minerales reconocidas en el área. Notar cómo el máximo de la foliación interna del gabro cae fuera de la dispersión de la foliación del encajonante metamórfico y cómo las dos lineaciones reconocidas son mutuamente perpendiculares. Ver discusión en el texto.

Foliación y lineación metamórficas

Un rasgo notable que se aprecia a escala de la fotografía aérea es una flexura cóncava en la foliación del encajonante gnéisico, particularmente en el sector oeste, ya notado por Villar *et al.* (1993). En el relevamiento de campo se pudo comprobar que la foliación metamórfica buza hacia el interior del cuerpo gábrico en todos los sectores de dicho encajonante y no solamente en su sector oeste (cf. secciones en Fig. 2).

La foliación en los gneises biotíticos granatíferos encajonantes está dada por la orientación preferente de las láminas de biotita y por un bandeado alternante de capas claras, compuestas por cuarzo + plagioclasa, y de capas oscuras, compuestas por cuarzo + biotita + granate ± sillimanita.

En diferentes sectores del encajonante gnéisico se realizaron las siguientes observaciones:

-Sector norte: la foliación se orienta entre N 60° y N 80°, con buzamientos medios de 36° hacia el sureste (Fig. 3a).

-Sector sur: el rumbo de la foliación es N 84°, con buzamiento de 44° hacia el norte (Fig. 3b).

-Sector este: el rumbo de la foliación oscila entre N 50° y N 338°, con buzamientos de 22°NO y 28°O, respectivamente (Fig. 3c).

-Sector oeste: el rumbo es N 348°, con buzamiento de 36° hacia el este (Fig. 3d).

-Sector noroeste: la foliación se orienta con rumbo N 34°, buzando 40° hacia el sudeste (Fig. 3e).

-Sector suroeste: el rumbo es de N 295°, con buzamiento de 37° hacia el noreste (Fig. 3f).

El tratamiento estadístico de los polos representativos de la foliación muestra máximos puntuales bien definidos para cada sector (Figs. 3a, b, d, e y f), excepto en el sector este donde se da una guirnalda anular con máximos puntuales internos, provocada por una mayor dispersión de los datos (Fig. 3c). En este último sector, la estructura interna del encajonante gnéisico presenta un plegamiento apretado, complejo, con ejes N 170°/10° y planos axiales aproximadamente N 350°/35°O. Los efectos erosivos y la baja inmersión de las zonas de charnela permiten medir más fácilmente la zona de flancos de dichos pliegues.

Todos los datos fueron compilados en un diagrama

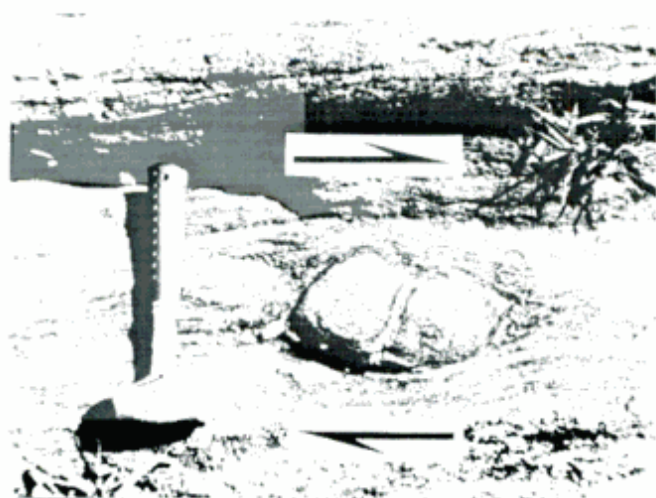


Figura 4: Inclusión de rocas rígidas rotadas, en este caso roca básica en matriz gnéisica, con indicación del sentido de cizalla deducido. La foliación milonítica tiene aquí un rumbo N 310° y buza 35° al oeste. Notar las venas de granitoides ácidos que atraviesan a la inclusión y que se ubican también en los cuadrantes extensionales. Fotografía tomada sobre el arroyo San Lorenzo casi perpendicular a la foliación y mirando hacia el oeste. Largo del martillo: 27 cm.

sinóptico (Fig. 3g), en el cual la foliación muestra una distribución cónica, dispersándose alrededor de un eje N 229°/85°. Cabe agregar que a esta foliación general se la supone coincidente con el plano XY del elipsoide de deformación (Ramsay 1977).

La integración en tres dimensiones del conjunto de los datos permite visualizar la geometría general del encajonante gnéisico como una concavidad con forma de cuenco que contiene al gabro del Cerro San Lorenzo en su centro (Fig. 5d).

Dentro del área abarcada por la Fig. 2, se han reconocido esporádicamente lineaciones minerales producidas por la orientación de cuarzo y de granate; estos últimos se presentan como granos discretos distribuidos a lo largo de la lineación visible en el afloramiento. Las orientaciones registradas tienen inmersiones suaves hacia el norte y sur ($< 10^\circ$) con rumbos variables entre N 150°-190°, si bien predominan las orientaciones N 125°/10-30° (Fig. 3i, barras negras finas). La orientación dominante de las lineaciones minerales en áreas cercanas a la zona estudiada en la Fig. 2, es N 150°/22° (Martino *et al.* 1997a, Guerreschi y Martino 1998). Esta orientación general de las lineaciones sería coincidente con la dirección X del elipsoide de deformación (Ramsay 1977). Se destaca, además, que la dirección de alargamiento del cuerpo gábrico en el corte erosivo coincide con la dirección general de la lineación observada.

Perpendicularmente a la lineación mencionada se reconoce otra lineación, representada por los cuellos de

boudines, coincidente con la dirección Y del elipsoide de deformación, que tienen rumbos N 70° (Fig. 3i, barras negras gruesas), con inmersiones tanto hacia el noreste (47-50°) como hacia el suroeste (40°). Estos cuellos se hallan invadidos por rocas ígneas ácidas de grano fino.

Los indicadores cinemáticos son escasos; sin embargo, cerca del arroyo San Lorenzo se han hallado dentro de los gneises inclusiones rígidas rotadas de anfibolitas, mármoles y rocas básicas (Fig. 4). Las mismas tienen formas sigmoidales e indican movimientos generales de tipo inverso.

Atribuyendo valor cinemático a estas observaciones, se puede establecer una dirección de transporte tectónico paralela a la lineación mineral y de carácter regional coincidente con la dirección de estiramiento X. El sentido inverso deducido es consistente con observaciones realizadas en zonas aledañas y dentro del contexto regional donde se halla el Cerro San Lorenzo (Martino *et al.* 1997a, Guerreschi y Martino 1998). Se estaría así en presencia de movimientos penetrativos de tipo inverso que habrían afectado a todo el entorno del encajonante gnéisico del Cerro San Lorenzo.

Estratificación ígnea

En fotografía aérea se observa una alineación interna del gabro del cerro San Lorenzo, dispuesto en dirección NNO-SSE. Esa disposición es la expresión de la estructura en capas (layering), observable también a escala meso y macroscópica. Estas se pueden observar en la zona de las canteras, ubicadas en el borde este del Cerro, donde se reconoce una fina estratificación dada por plagioclasa + piroxenos, que se intercalan con prismas de hornblenda. En otros casos, las rocas presentan bandas claras con predominio de plagioclasa y bandas oscuras con predominio de piroxenos, de aproximadamente 3 milímetros de ancho.

A escala microscópica se reconoce una laminación ígnea (Irvine 1982), producida por la orientación de los minerales tabulares, principalmente plagioclasa, cuya orientación coincide con la estratificación mesoscópica descrita.

En general, la foliación ígnea del gabro se dispone con rumbos N 310° a N 352°, con buzamientos de 65° hacia el este en la parte norte del cuerpo, y con rumbos de N 25° a N 40°, manteniendo el buzamiento de alto ángulo hacia el este, en la parte sur. En la Fig. 3h se proyectan los polos de la estratificación ígnea medidos en todo el cuerpo, pudiendo apreciarse que ésta se dispersa según un eje N 122°/44°. Esa dispersión refleja la geometría global de las capas del gabro que forman un gran arco convexo buzante al este (Figs. 2 y 5d).

Contacto

El contacto del gabro del Cerro San Lorenzo con su encajonante metamórfico se pudo trazar aproximadamente mediante el estudio fotogeológico, pero sólo a partir del control de campo y del análisis de los datos de las foliaciones se pudo determinar su naturaleza. La dificultad en el reconocimiento de campo reside en que, en general, el contacto se encuentra cubierto por suelos, caliches y depósitos de pie de monte. Sin embargo, se pudo determinar que en los sectores oeste y sudoeste el contacto con los gneises biotíticos granatíferos es generalmente más neto que en el borde este. En los sectores noreste y noroeste del Cerro, donde afloran los cuerpos de granodioritas y tonalitas respectivamente, el gabro se encuentra en contacto neto y en forma discordante con cuerpos de anfibolitas.

Interpretación de la estructura general y consecuencias sobre la yacencia del gabro del cerro San Lorenzo

Proyectando en profundidad los valores de la foliación interna del gabro junto con los de la foliación del encajonante puede interpretarse que el cuerpo gábrico sería fuertemente discordante (cf. secciones en Fig. 2). Esto último surge tanto de las observaciones de campo mencionadas como de comparar el diagrama sinóptico de la foliación del encajonante gnésico con el de la foliación interna del gabro, donde puede verse que los polos de la estratificación ígnea del gabro se concentran fuera del cono generado por la dispersión de los polos de la foliación metamórfica (Fig. 3i).

El encajonante gnésico, fuertemente cizallado de manera dúctil, tendría la geometría general de una concavidad que contiene en su parte central un cuerpo de rocas gábricas con una forma general de gran arco convexo buzando al este (Fig. 5d). Ese arqueamiento de las capas internas del gabro, de acuerdo con las evidencias petrológicas, sería un rasgo primario heredado de la etapa intrusiva del cuerpo.

La integración en tres dimensiones del conjunto de los datos permite visualizar la forma general del cuerpo gábrico como un gran fragmento con forma elipsoidal, alargado en una dirección que es paralela a la dirección de transporte tectónico deducida, envuelto por el encajonante gnésico. Idealmente esta forma final general se muestra en la Fig. 5d.

La observación del encajonante gnésico muestra que se ha producido la rotura y dispersión de unidades litológicas más competentes tales como mármoles, anfibolitas, rocas ultrabásicas y básicas (Fig. 4). Entre estas últimas, el propio Cerro San Lorenzo sería así, en este contexto, un enorme fragmento rotado y transportado a su posición actual.

Interpretación y discusión sobre el emplazamiento del gabro del cerro San Lorenzo

En función de los datos disponibles hasta el momento se pueden elaborar dos hipótesis sobre la yacencia del gabro del cerro San Lorenzo. En la hipótesis I se considera al gabro del cerro San Lorenzo como un cuerpo autóctono, de naturaleza intrusiva. Según esta hipótesis, el cuerpo ígneo se habría intruido con una forma probablemente lopolítica, produciendo una depresión central en forma de embudo que habría provocado la flexura cóncava del encajonante, dando el aspecto envolvente que presenta actualmente. El carácter intrusivo del cuerpo fue considerado previamente por varios autores (Gordillo 1972, Toselli *et al.* 1977, Villar *et al.* 1993). Estos últimos autores también resaltan su naturaleza subconcordante, mientras que Toselli *et al.* (1977) sostienen que el cuerpo es concordante y, además, que tiene una forma tabular. Esta última es la única interpretación en tres dimensiones sobre la yacencia del gabro del cerro San Lorenzo que se conoce hasta el momento.

Las nuevas evidencias estructurales halladas permiten considerar al gabro del cerro San Lorenzo como un cuerpo alóctono. Según esta hipótesis (hipótesis II), el gabro formaría parte de un cuerpo estratificado mayor, que habría sido desmembrado y transportado como un gran porfiroclasto dentro de los gneises encajonantes, por efecto de una tectónica en un régimen de cizalla simple.

Los complejos estratificados mejor conocidos en el mundo (p. ej.: Skaergaard, Bushveld, Muskox) adoptan formas lopolíticas, presentando geometrías cóncavas, con sus capas buzando hacia el centro del cuerpo. Generalmente son concordantes con su encajonante o suavemente discordantes, con geometrías de traslapamiento de la estratificación ígnea hacia el contacto con las rocas de campo (Turner 1975, Mc Birney 1992). Estas suelen estar afectadas por metamorfismo de contacto en facies de granulitas como en los gabros de Jabal Sha'i' en Arabia Saudita (Coleman *et al.* 1989) y de La Perouse en Alaska (Loney y Himmelberg 1983), o en facies de anfibolitas como en Fiambalá, Argentina (Villar *et al.* 1978, Grissom *et al.* 1991). En el gabro de La Perouse el desarrollo de la estructura asimétrica de embudo habría ocurrido durante e inmediatamente después de la intrusión y acumulación de las capas, hundiéndose debido a la carga, controlado por la heterogeneidad de las rocas de su encajonante (Loney y Himmelberg 1983).

En cuanto al gabro del cerro San Lorenzo, si bien es estratificado y su encajonante gnésico es de composición pelítica, no se han reconocido efectos térmicos sobre el mismo, lo que hace suponer que el

cuerpo no se habría intruido en el lugar. Por otro lado, las condiciones metamórficas de alto grado se mantienen a nivel regional (Guereschi 1994, Martino *et al.* 1994). Tampoco se han hallado evidencias petrográficas que indiquen una obliteración de texturas de metamorfismo de contacto por texturas del metamorfismo regional. Dadas las dimensiones reducidas del cuerpo es posible que no haya desarrollado una aureola metamórfica de contacto. Sin

embargo, un tamaño reducido del cuerpo gábrico no sería consistente con el desarrollo de una estructura estratificada, la que se produce en cuerpos de grandes dimensiones en los que existe un enfriamiento lento. Normalmente las dimensiones de los cuerpos estratificados superan las decenas a centenas de kilómetros, lo que hace suponer que el gabro del cerro San Lorenzo (< 3 km de largo) es un fragmento de un cuerpo estratificado mayor. No se tiene conocimiento

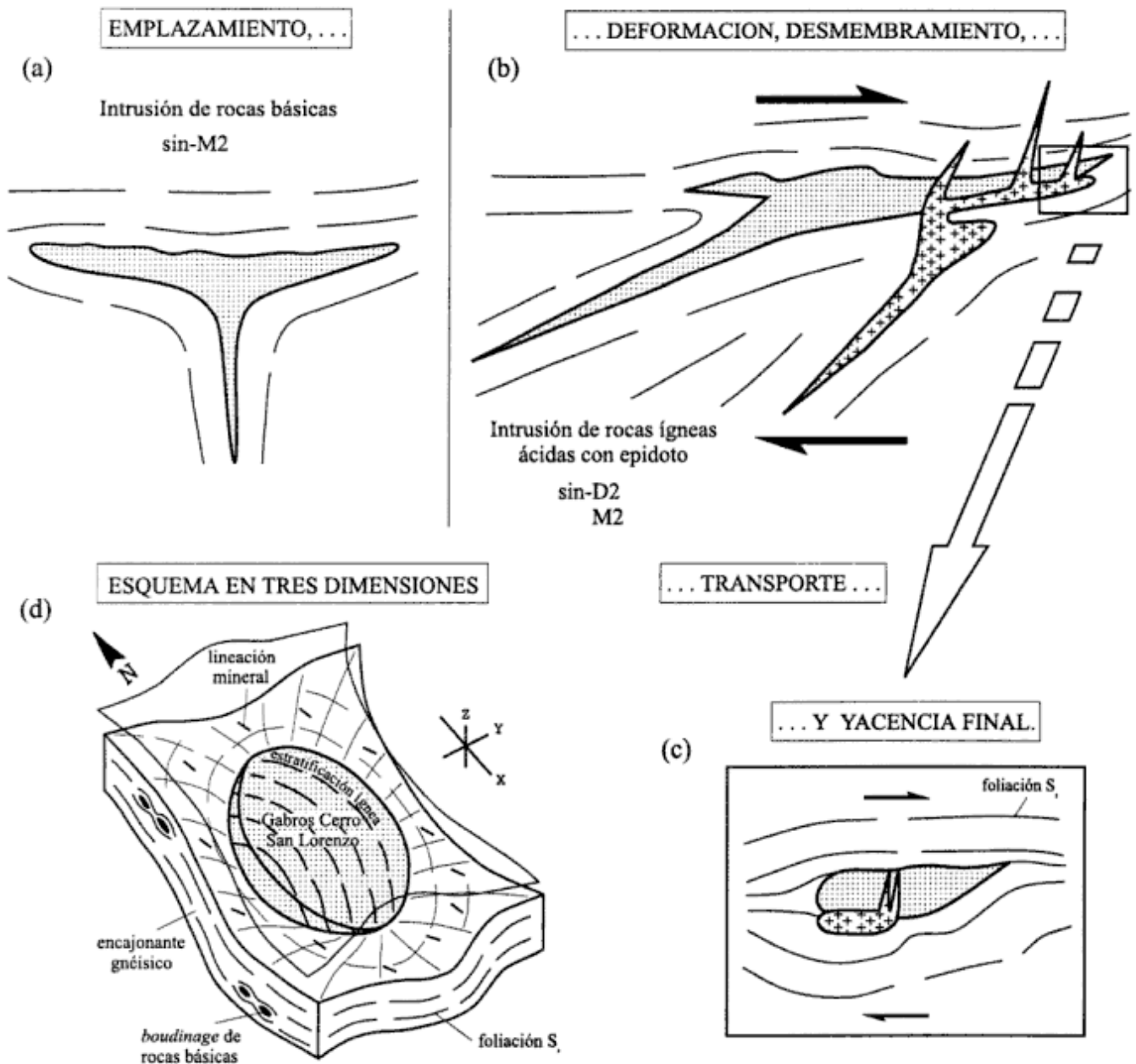


Figura 5: Evolución general progresiva (a, b y c) y yacencia final del gabro del cerro San Lorenzo (c). (d) Esquema interpretativo en tres dimensiones del gabro del cerro San Lorenzo y de su encajonante gnéisico. Se muestran la foliación principal S₂ y la lineación mineral de estiramiento asociada, paralela al eje X del elipsoide de deformación. Notar que la lineación producida por los cuellos de los boudines, paralela a la dirección Y del elipsoide de deformación, es perpendicular a la lineación anterior.

de si las unidades de cumulos observadas representan la secuencia estratificada completa o solamente parte de la misma. Villar *et al.* (1993) han identificado la parte basal del cuerpo hacia el borde occidental del cerro San Lorenzo.

Otro punto importante a tener en cuenta es la fuerte discordancia que presenta el gabro con respecto a su encajonante (cf. secciones en Fig. 2), lo que no representaría una intrusión de forma lopolítica típica (generalmente concordantes o levemente discordantes).

En cuanto a la estructura del encajonante, en el cerro San Lorenzo tiene una forma cóncava como en los lopolitos clásicos, con la diferencia de que no se han detectado hasta el momento micro y mesoestructuras que indiquen una deformación visco-elástica por carga importante (cf. Loney y Himmelberg 1983), lo que implicaría para el caso de un cuerpo lopolítico una deformación extensional dirigida radialmente a partir del punto de máximo hundimiento en las rocas del encajonante. Por el contrario, la deformación del encajonante del gabro del cerro San Lorenzo muestra una dirección de transporte tectónico con una asimetría interna que implica movimientos de tipo inverso producidos por cizalla simple.

De acuerdo con lo puntualizado en párrafos anteriores, la segunda hipótesis que considera como alóctono al gabro del cerro San Lorenzo es más plausible que la primera hipótesis que lo considera como un intrusivo in situ. Por lo tanto, en este trabajo se adopta la hipótesis II, ya que se encuentra mejor sustentada por las evidencias de campo disponibles hasta el momento.

Evolución general propuesta

Basados en la hipótesis II de yacencia del gabro del cerro San Lorenzo se plantea una evolución progresiva, dividida en etapas para su mejor comprensión (Fig. 5a, b y c):

Emplazamiento

Correspondería a la intrusión de un magma básico con características geoquímicas asimilables a basaltos con tendencias calcoalcalinas (Chincari *et al.* 1996). En ese momento habría comenzado la cristalización y estratificación del cuerpo, dando lugar a la formación de capas, con distintos tipos de cumulos formados por procesos de sedimentación y por corrientes de convección (cf. Villar *et al.* 1993, Chincari 1995).

Este cuerpo gábrico se habría emplazado en un ambiente metamórfico profundo en facies de granulitas (sin-M2, aproximadamente 800°C y 8 Kb, Martino *et al.* 1994). El reequilibrio térmico del cuerpo, ajustándose a las condiciones ambientales imperantes,

habría generado las coronas de reacción de origen metamórfico (Toselli *et al.* 1977). Este emplazamiento profundo impediría considerar al gabro como parte de una sección de cumulos máficos de una secuencia ofiolítica como postulan Escayola (1994) y Chincari *et al.* (1996).

Deformación, desmembramiento y transporte

En esta etapa se habría producido una deformación posmetamórfica por cizalla simple muy intensa, durante la cual se habrían mantenido las condiciones de la facies de granulitas (metamorfismo M2-deformación D2, Martino *et al.* 1997a, Guerreschi y Martino 1998). Sin embargo, las condiciones de deformación no alcanzaron a obliterar las texturas en corona, dado el carácter impermeable a los fluidos y rígido mecánicamente del cuerpo gábrico con respecto a su encajonante. La diferencia de competencia entre el cuerpo gábrico y su encajonante gnéisico habría producido un boudinage regional del cuerpo. Este mismo efecto se observa en otras litologías incompetentes del área tales como anfíbolitas, rocas básicas y ultrabásicas a escalas mayores. Estos clastos desmembrados de distintas litologías habrían sido transportados y rotados a medida que progresaba la deformación. Las evidencias, tanto locales como regionales, muestran un magmatismo granitoide asociado a esa intensa deformación. Este fenómeno puede observarse tanto a escala del mapa de la Fig. 2 (cuerpos de granodioritas y tonalitas asociados al gabro del cerro San Lorenzo) como a escala del afloramiento, donde se observan venas granitoides en los cuellos de boudines en rocas básicas y asociados a las inclusiones rotadas (Fig. 4). Los cuerpos granodioríticos y tonalíticos que afloran en los bordes del cuerpo contienen epidoto, probablemente primario, indicando que esas rocas cristalizaron a presiones próximas a 8 Kb (aproximadamente 25-30 Km de profundidad, Zen y Hammarstrom 1984). Esto significaría que la profundidad de emplazamiento de estos granitoides fue similar a las condiciones de emplazamiento de los gabros.

De acuerdo con lo expresado en párrafos anteriores, se deduce que las condiciones metamórficas del encajonante gnéisico se habrían mantenido en el lapso que media entre el emplazamiento del cuerpo gábrico hasta su desmembramiento y transporte.

Yacencia final

En esta etapa el bloque se encontraría en un ambiente de mayor P_{H_2O} produciendo la hornblendización del cuerpo y la obliteración de las texturas ígneas cumulares (Chincari 1995). Esto se

produciría en condiciones de la parte superior de la facies de anfibolitas, consistentes con la retrogradación del encajonante (metamorfismo M4, Martino *et al.* 1997b). Posteriormente todo el conjunto fue levantado como un bloque hasta su posición actual, durante la compresión terciaria.

Conclusiones

La estructura interna del gabro del cerro San Lorenzo está caracterizada por capas que presentan estratificación y laminación ígnea. La geometría global que adoptan las capas del gabro es la de un gran arco convexo buzante hacia el este, siendo su eje N 122°/44°.

El encajonante gnéisico, con su foliación siempre buzante hacia el interior del cuerpo, adopta una forma tridimensional cóncava, con eje N 229°/85°, encontrándose el cuerpo gábrico en su centro.

La estructura interna del gabro es fuertemente discordante con respecto a la de su encajonante gnéisico.

Se plantea un origen alóctono para el gabro del Cerro San Lorenzo, en el marco de una evolución progresiva que comprende su emplazamiento en niveles profundos y su posterior deformación, con desmembramiento y transporte como un gran fragmento dentro de una región deformada por cizalla. Posteriormente todo el conjunto es levantado como un bloque hasta su posición actual.

El emplazamiento del gabro en un ambiente metamórfico profundo indicaría que éste no forma parte de una ofiolita desmembrada.

Agradecimientos

Se agradecen expresamente las sugerencias de Stella Poma, árbitro de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Chincarini, A. D., 1995. Petrografía, geoquímica y estructura del Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Trabajo Final, Hemeroteca del Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 121 p. (inédito).
- Chincarini, A.D., Escayola, M.P. y Villar, L.M., 1996. Caracterización geoquímica del gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 387-398. Buenos Aires.
- Ciocalle, M., 1989. Fotointerpretación geológica y análisis geomorfológico cuantitativo de la zona del Cerro San Lorenzo, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajo Final, Hemeroteca del Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba (inédito).
- Coleman, R., Ghent, E. y Fleck, R. 1989. The Jabal Sha'ir gabbro in southwestern Saudi Arabia. Kingdom of Saudi Arabia Ministry of Petroleum and Mineral Resources, 46 p.
- Escayola, M., 1994. Faja ultramáfica de la Sierra Grande de Córdoba entre Inti Yaco y Estancia San Miguel, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Hemeroteca de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 227 p. (inédito).
- Fernández Gianotti, J.R., 1977. Geología de la faja de rocas ultramáficas de la ladera oriental de la Sierra de Comechingones, provincia de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Buenos Aires, 88 p. (inédito).
- Gaido, F., 1994. Prospección magnética en el Cerro San Lorenzo, Córdoba. Trabajo Final, Hemeroteca del Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 21 p., 13 planillas, 6 perfiles y 2 mapas (inédito).
- Gordillo, C.E., 1972. Las rocas ortopiroxénicas de la Sierra de Córdoba. Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba, 1 (3-4): 111-115.
- Grissom, G.C., De Bari, S.M., Page, S.P., Villar, L.M., Coleman, R.G. y Ramírez, M.V. de, 1991. The deep crust of an early Paleozoic arc; The Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (Eds.). Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Paper 265: 189-200.
- Guereschi, A.B., 1992. Petrografía y caracterización química de las rocas ígneas y metamórficas del borde centro-oriental de la Sierra de Comechingones, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Trabajo Final, Hemeroteca del Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 140 p. (inédito).
- Guereschi, A.B., 1994. Petrología y estructura de los mármoles y rocas asociadas de las pedanías Cañada de Alvarez y Río de Los Sauces, Departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Informe Final Beca de Inicación, CONICET, 144 p. (inédito).
- Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 1998. Las Migmatitas Estromatíticas de Huerta Vieja, Sierra de Comechingones; Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 53 (1): 101-116. Buenos Aires.
- Irvine, T.N., 1982. Terminology for layered intrusions. Journal of Petrology, 23 (2): 127-162.
- Loney, A.R. y Himmelberg, R.G., 1983. Structure and petrology of the La Perouse gabbro intrusion, Fairweather Range, Southeastern Alaska. Journal of Petrology, 24 (4): 377-423.
- Martino, R., Munn, B., Kraemer, P., Escayola, M. y Guerreschi, A., 1994. Thermobarometry at 32° 00' S in the Pampean Ranges of Córdoba, Argentina. GSA Abstracts with Programs: A-226. Seattle, U.S.A.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Giambastiani, M., 1997a. El sinforme de la Sierra Blanca: petrología y evolución estructural, Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (2): 143-156. Buenos Aires.
- Martino, R.D., Guerreschi, A.B. y Sfragulla, J., 1997b. Las anatexitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo sudoriental del Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (4): 433-450. Buenos Aires.
- Mc Birney, A.R., 1993. Igneous Petrology. 2nd edition. Jones and Bartlett Publishers, 508 p., Boston.
- Petrelli, H., 1993. Prospección de Ni-Cr y platinoides en rocas básicas: área Cerro San Lorenzo. Informe Interno Dirección

- Nacional de Geología y Minería, Delegación Córdoba, 8 p. (inédito).
- Ramsay, J.G., 1977. Plegamiento y Fracturación de Rocas. Ed. Blume, 590 p. Barcelona.
- Romberg, J., 1894. Petrographische Untersuchungen an Diorit-Gabbro und Amphibolit gesteinen der argentinischen Republik. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Band 9: 293-392.
- Toselli, A., Rossi de Toselli, J.R. y Toselli, G.A., 1977. El gabro coronítico del Cerro San Lorenzo, Córdoba, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32 (3): 161-175. Buenos Aires.
- Turner, F., 1975. Petrología ígnea y metamórfica. Ediciones Omega, 1007 páginas, Barcelona.
- Villar, L.M., Candiani, J.C., Miró, R.C. y Segal, S., 1993. El gabro estratificado del Cerro San Lorenzo, Departamento Calamuchita, Córdoba; su interés económico. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 175-181. Mendoza.
- Villar, L.M., Godeas, M.C. y Segal, S.J., 1978. El basamento, facies anfibolita-granolita, y la faja ultrabásica de la sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 2: 521-536, Neuquén.
- Zen, E.-A. y Hammarstrom, J.M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. Geology, 12: 515-518.

Recibido: 6 de julio, 1998.

Aceptado: 11 de marzo, 1999.

El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos

Ricardo A. ASTINI

* Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.

ABSTRACT. *The Ordovician of the central region of the Famatina Ranges (La Rioja Province): stratigraphical, geological and geotectonic considerations.* New mapping and outcrop data on the geological relationships, stratigraphy and setting of the Ordovician rocks in a remote area in the heart of the Famatina Ranges, in western Argentina. Since Turner's mapping of the area in the 1950s and 60s, very little has been published on this region. Spectacular outcrops of undeformed, unmetamorphosed, Early Ordovician sedimentary-volcanic assemblages, more than 2000 m thick, are exposed in the inner part of the Tertiary foreland, in the core of fault propagation folds. Hinterland thick-skin thrusts involving Late Ordovician granites are thrust over the foreland wedge along an old mylonitic zone of major geotectonic significance. The fossiliferous Ordovician sedimentary unit can be divided into several mappable members and is underlain and unconformably covered by volcanic units. The entire succession is pyroclastic rich and subaqueous volcanic flows are common throughout. From bottom to top the Ordovician was deposited in increasingly shallower marine environments, starting with starved-basin graptolite-rich black shales. Storm to wave dominated lenticular sand bodies indicating high gradient platforms are increasingly important toward the top, whereas tidally dominated environments cap the sedimentary cycle. High frequency drops in base-level, most probably reflecting volcano-tectonic instability, account for the recurrent minor order cyclicity displayed in the upper sandy member where several cycles show evidence of having been exposed subaerially. Together with a high volcanoclastic and volcanic content, the thickening- and coarsening-upward trend resembles that of a volcanic island-arc setting. Other rocks in the foreland are the Paganzo red beds (Late Carboniferous-Permian), and Tertiary synorogenic deposits, both unconformably related. The stratigraphical record and relationships in this area allow understanding the tectonosedimentary evolution of the Famatina Ranges which show a recurrent east-verging deformation in both, Ordovician and Tertiary times, separated by mainly extensional tectonics during the late Palaeozoic and Mesozoic.

Introducción

El sistema del Famatina ha sido extensamente investigado del punto de vista minero. A pesar de ello, cuenta con escasa información geológica publicada y poco se conoce de las regiones interiores del sistema orográfico que son de difícil acceso. Un caso de ello, lo constituye la comarca del curso superior del Río Cachiuyo (también conocido localmente como Río Chaschuil, distinto de la clásica localidad descrita en la Hoja Geológica 13b por Turner 1967) donde afloran con gran extensión rocas de edad ordovícica de variada composición y naturaleza.

Entre los trabajos de síntesis sobre el Famatina se destacan las contribuciones realizadas por De Alba (1979), Durand *et al.* (1994) y la reciente publicación de Aceñolaza *et al.* (1996). Todos estos trabajos revelan la importancia volumétrica que poseen las rocas ordovícicas (tanto sedimentarias y volcánicas como plutónicas) dentro del sistema serrano y establecen valiosas consideraciones evolutivas a cerca de este período en particular. Aspectos sobresalientes del tema han sido publicados por Aceñolaza (1992), Aceñolaza y Toselli (1984

y 1988), Toselli (1992), Toselli *et al.* (1993, 1996), Rapela *et al.* (1992), Mángano y Buatois (1994 y 1996) y en los trabajos ya mencionados de Durand *et al.* (1994) y Aceñolaza *et al.* (1996). Cabe también mencionar las recientes contribuciones de Manheim (1993), Conti *et al.* (1996) y de Benedetto y Sánchez (1996) quienes aportan, desde distintos puntos de vista, una valiosa información paleogeográfica para considerar a esta región como parte de un complejo sistema de arcos insulares adosados al Gondwana Occidental con anterioridad a la acreción de la Precordillera en el Ordovícico medio (Astini *et al.* 1995, 1996). Considerando lo expuesto en Conti *et al.* (1996), puede sostenerse que el sistema de Famatina junto a la Faja Eruptiva de la Puna Oriental constituirían un orógeno intermedio entre la Precordillera (y su extensión hacia el norte) y las Sierras Pampeanas (Fig. 1), tal como fuera sugerido por Aceñolaza y Toselli (1984, 1986). De acuerdo con esto, el sistema del Famatina tendría una extensión superior a 1000 km de longitud (Ramos 1986), estando expuesto a niveles corticales más profundos de norte a sur. Ello explicaría la progresiva preeminencia de una cubierta vulcano-sedimentaria hacia el norte de los 29°

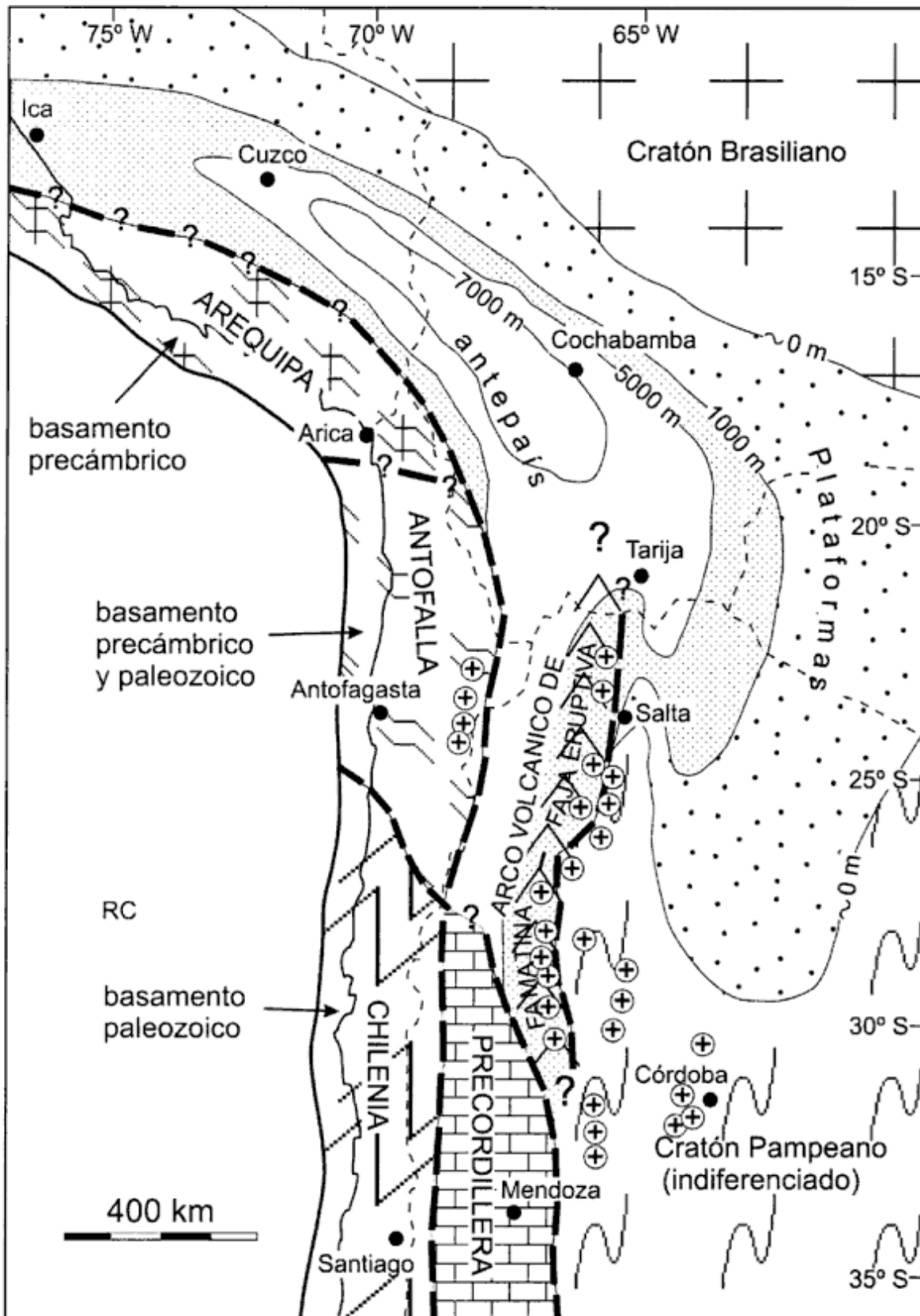


Figura 1: Mapa de ubicación regional del Sistema del Famatina y su continuación en la Faja Eruptiva de la Puna Oriental. Modificado de Forsyte *et al.* (1993), Ramos (1986, 1995) y Conti *et al.* (1996). Se indican los diferentes elementos tectonoestratigráficos reconocidos en la región andina. Los valores numéricos en las curvas indican el espesor aproximado de las unidades ordovícicas. Las v invertidas indican la región afectada por vulcanismo eo-ordovícico activo, mientras que las cruces corresponden a intrusivos graníticos neo-ordovícicos. Los signos de pregunta indican límites inciertos. Véase comentarios en texto.

S y el absoluto predominio de complejos ígneos y metamórficos al sur de la Cuesta de Miranda y hasta la Sierra de Los Llanos, que representaría su continuación austral, al sur de la Sierra de Paganzo (Toselli 1992, Pankhurst *et al.* 1996). La exposición de niveles estructurales más profundos en el sur que en el norte de dicho orógeno sería la causa principal por la cual estos segmentos fueron considerados como unidades independientes con anterioridad. Esta división permite, a su vez, explicar la clara separación del dominio de Cordillera Oriental y Sierras Subandinas en donde tanto la sedimentación como la fauna indican desde el Cámbrico una vinculación Gondwánica, a diferencia de lo que ocurre en el cinturón del Famatina donde la vinculación más estrecha parece corresponder con sistemas de arcos de islas, al menos durante el Ordovícico temprano (Benedetto y Sánchez 1996, Astini y Benedetto 1996, Lehnert *et al.* 1997).

El objeto de este trabajo es dar a conocer sobre la base de una cartografía detallada de un sector de la región central del Famatina, ubicado inmediatamente al norte del distrito aurífero, nuevos detalles sobre el Ordovícico que presenta los mayores espesores registrados en todo el sistema orográfico. Asimismo, se discuten características generales de las unidades aflorantes en el área y de sus relaciones estratigráficas y estructurales que permiten establecer inferencias sobre la evolución geológica del Famatina.

Marco geológico y antecedentes

La región estudiada en detalle se ubica aproximadamente 20 km al oeste-suroeste de la localidad de Angulos, en el departamento de Famatina, provincia de La Rioja (Fig. 2). Cuenta con la mejor exposición de sucesiones ordovícicas del Famatina (Turner 1964) que afloran con su máximo espesor en el núcleo de una gran estructura anticlinal, suavemente asimétrica, producto de la estructuración andina en la región. El acceso a ella es a través de senderos de mula, estando ubicada dicha comarca a unas 10 horas de cabalgata desde la mencionada localidad. El presente mapa (Fig. 3) cubre la parte media-superior de la ladera oriental de la Sierra de Famatina, hasta el filo del denominado Cordón de la Cumbre que supera los 4000 m de altura en la región y fue realizado con el objeto de profundizar el conocimiento sobre las unidades ordovícicas del área.

Existen muy escasos antecedentes de estudios geológicos llevados a cabo en la zona. El trabajo pionero de Bodenbender (1916), la hoja geológica 15C, Vinchina (Turner 1960, 1964) y las consideraciones realizadas por Groeber (1940) y Parker (1974) sobre las relaciones estratigráficas de unidades del Grupo Paganzo constituyen los únicos antecedentes publicados sobre

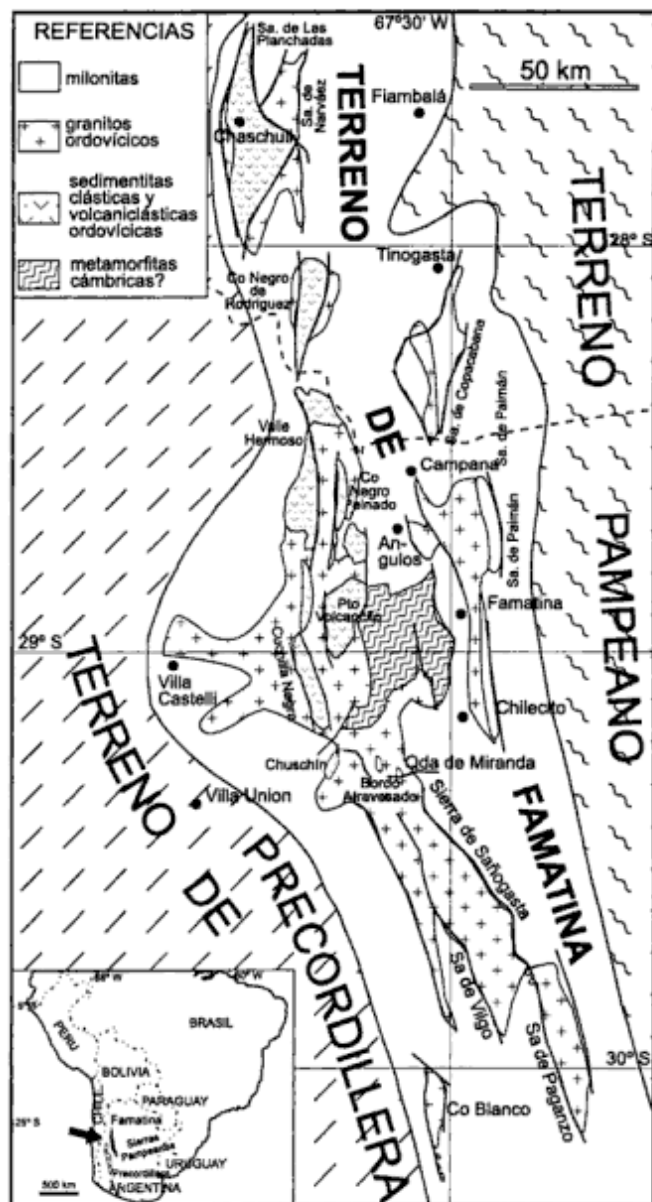


Figura 2: Mapa general simplificado del Sistema de Famatina, (modificado de Toselli *et al.* 1993 y Durand *et al.* 1994) y delimitación general de terrenos de acuerdo con Aceñolaza *et al.* (1990). El recuadro corresponde al área mapeada en detalle en Fig. 3.

esta comarca. No obstante, algunas menciones puntuales al hallazgo de faunas y descripciones paleontológicas de formas ordovícicas de la comarca del Río Cachiuyo (Aceñolaza y Rábano 1992) han sido dadas a conocer a raíz de colecciones que hiciera oportunamente el Dr. Turner (Harrington y Lanza 1957) y posteriormente, geólogos de la Dirección Provincial de Minería de La Rioja y de la Comisión Nacional de Energía Atómica. Cabe destacar que los fósiles de esta región fueron primeramente estudiados por Kayser (1876) provenientes de la colección que hiciera en 1872 Stelzner. Sobre temas paleontológicos, bioestratigráfi-

cos y biogeográficos se está trabajando actualmente de modo intensivo. Vale destacar, entre los trabajos iniciados, el de Toro y Brussa (1997) quienes aportan nuevas edades para la sección basal de pelitas negras, que

Astini y Benedetto (1996) dieran a conocer. Estos últimos autores publicaron la columna general del Ordovícico de la zona (Fig. 4) y establecieron una subdivisión informal en miembros cartografiables. Asimismo, rea-

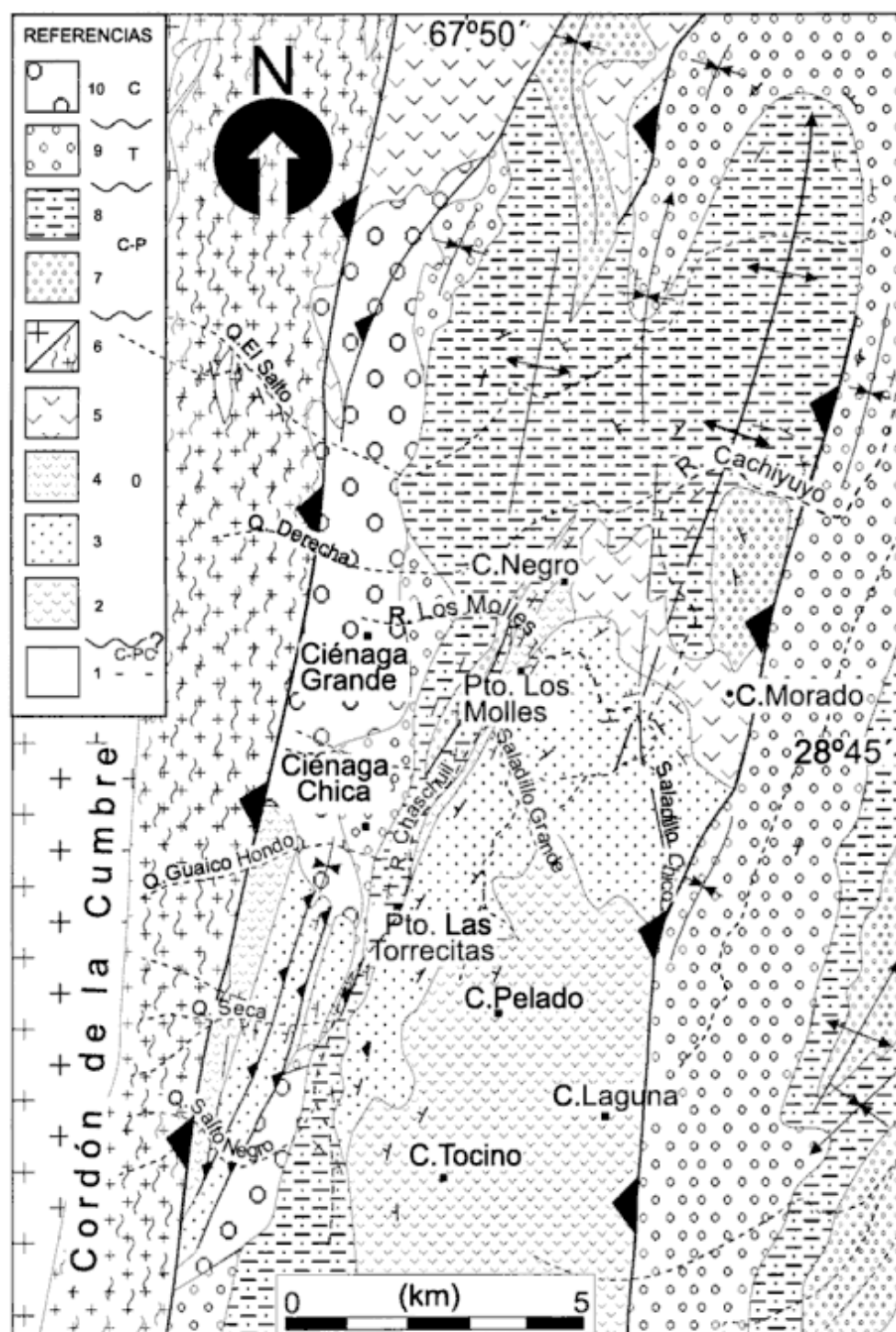


Figura 3: Mapa de la región estudiada, ubicada en el flanco oriental del Famatina al oeste del cordón de la Cumbre y al norte del distrito minero Nevados del Famatina. Véase comentarios en el texto. Localización en recuadro Fig. 2. Referencias: 1: Fm. Negro Peinado, 2: Vulcanita Cerro Tocino, 3: Fm. Suri, 4: Fm. Molles, 5: Vulcanita Cerro Morado (Fm. Morado), 6: Granito/faja milonítica con filones básicos, 7: Fm. Agua Colorada, 8: Fm. de La Cuesta, 9: Fm. del Crestón, 10: Depósitos aluviales modernos.

lizaron algunas consideraciones paleoambientales sobre los depósitos ordovícicos de la comarca y discutieron su evolución tentativa.

Estructura, relaciones estratigráficas y yacencia

La región estudiada corresponde a la parte interna de una típica faja plegada y corrida de antepaís (Jordan y Alonso 1987), donde los depósitos sinorogénicos terciarios alcanzan gran desarrollo (Salfity *et al.* 1996) y son involucrados en una compleja tectónica epidérmica con vergencia hacia el este donde también participan bloques del basamento. El conjunto de las unidades sedimentarias es, a su vez, sobrecorrido por el cordón de la Cumbre del Famatina, constituido casi exclusivamente por granitos y tonalitas con colgajos dispersos de metapelitas y metavaques que se ponen en contacto a través de un corrimiento principal de alto ángulo, buzante al oeste (Fig. 3). Este último, está controlado por una antigua faja de deformación dúctil, puesta en evidencia por una faja milonítica nucleada en los "granitos" del cordón de la Cumbre. Las milonitas superan los 500 m de espesor y un estudio preliminar de la lineación y fábrica deformacional muestra un carácter predominantemente inverso para la cizalla dúctil (Martino y Astini 1998). Esta faja milonítica es comparable con la conocida faja de Paiman-Campana descrita por otros autores (Durand *et al.* 1990, Pérez *et al.* 1991, Pérez y Kawashita 1992, López 1992, Le Corre y Rosello 1994, Durand y López 1996 entre otros) y está ubicada a unos 50 km al oeste de aquélla y dispuesta paralelamente. Esta faja milonítica, hasta el momento desconocida e ignorada en la literatura geológica de la región, constituiría un límite tectónico de primera magnitud en el contexto de los terrenos eopaleozoicos del oeste argentino (Aceñolaza *et al.* 1990). Cabe destacar que esta faja milonítica estaría controlando el emplazamiento de la faja granítica occidental (Toselli 1992, Toselli *et al.* 1993, 1996), que incluye al granito Cerro Toro (456 ± 14 Ma, según Saavedra *et al.* 1992), y se habría emplazado a mayor profundidad que los granitos de la faja central y oriental (Toselli *et al.* 1993, 1996).

En los núcleos y flancos fallados de las estructuras plegadas afloran sucesiones del Paleozoico Superior e Inferior, generalmente separadas por notables discordancias erosivas o angulares. Las rocas eopaleozoicas de colores grises y verdes oscuros son fundamentalmente de edad ordovícica. Las tareas de campo han permitido reconocer en esta región una sucesión estratificada e ininterrumpida de rocas ordovícicas de aproximadamente 2000 m de espesor (Fig. 4) donde dominan unidades sedimentarias, vulcano-sedimentarias y volcánicas no deformadas y carentes de metamorfismo.

Estas sobreyacen e infrayacen a unidades volcánicas. Las vulcanitas superiores (Formación Cerro Morado) se apoyan en suave discordancia angular y sobre distintos niveles tanto de la Formación Suri como de la Formación Molles. A su vez, subyacen al Paganzo, que la cubre en evidente discordancia angular en ambos flancos de la estructura anticlinal (véase Fig. 3). Algunos detalles sobre la unidad volcánica inferior serán tratados más adelante, ya que ésta ocupa en realidad el núcleo de la estructura antiformal y con anterioridad, fue considerada como parte de la Formación Cerro Morado. Debe destacarse que a diferencia de lo mapeado en Turner (1964) el Ordovícico del río Cachiyuyo es estructuralmente simple y el fallamiento andino que lo afecta no impide realizar un seguimiento lateral de los miembros entre los distintos flancos y el cierre de la estructura anticlinal, o determinar espesores y polaridad de la secuencia. El clivaje de fractura que localmente desarrolla cercano al núcleo se vincula, en tanto, a la estructura mayor y muestra el abanicamiento natural de la región axial del anticlinal, no habiéndose registrado evidencia alguna de metamorfismo asociado.

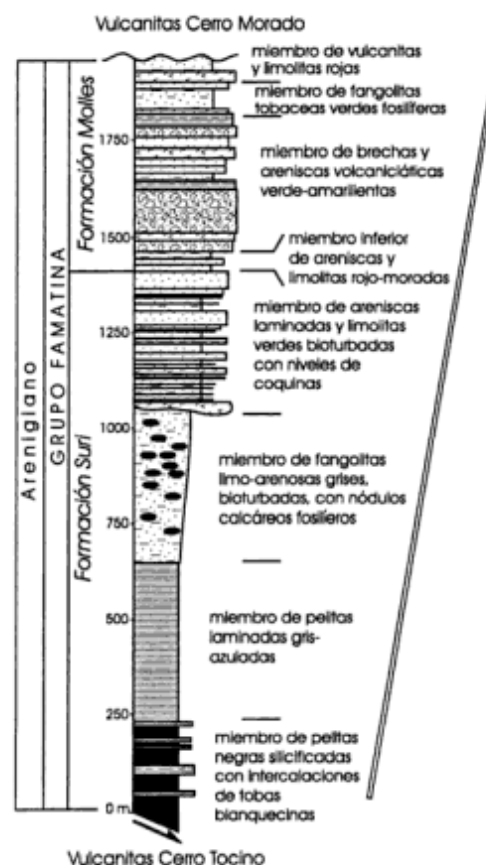


Figura 4: Columna sedimentaria del Grupo Famatina en la región de Cachiyuyo y subdivisión propuesta para la región. Nótese el marcado arreglo estrato-granocreciente de la sucesión sedimentario-volcánica.

Corrimientos intermedios entre la faja granítica occidental y los asomos más orientales, relacionados con la gran estructura anticlinal del Cerro Tocino (Suri), permiten reconocer dentro del Ordovícico un grado de deformación progresiva y creciente hacia el oeste. El Ordovícico aflorante al oeste del río Chaschuil, entre el Salto Negro y la quebrada del Guaico Hondo (Fig. 3), presenta un clivaje penetrativo y una recristalización incipiente, mostrando en ocasiones brillo cereo en los planos de clivaje. Las unidades allí aflorantes son equivalentes a las Formaciones Suri y Molles, sólo que en esta localidad, presentan mayor contenido volcanoclástico y de mayor granulometría hacia el tope, además de una silicificación general más acentuada. Esta última está probablemente relacionada con la alteración producida por cuerpos ígneos terciarios, más comunes en el distrito aurífero situado hacia el sur de esta región (Marcos y Zanettini 1982, Walser y Marcos 1986, Marcos *et al.* 1995), ya que a ella se asocian abundantes sulfuros finamente diseminados. Estos cuerpos ígneos habrían aprovechado para intruirse en el plano basal

de la mencionada faja milonítica que se encuentra brechada cataclásticamente debido al fallamiento andino, constituyendo así, un caso de control estructural heredado de la estructura eopaleozoica (cf. Hong 1995). Otra zona de alteración dentro del área mapeada se desarrolla en el borde noreste del anticlinal del cerro Tocino, en relación con el plano de corrimiento que pone en contacto directo al Ordovícico sobre el Terciario (Fig. 2), responsable de generar un gran sinclinal asimétrico, producto del arrastre de los conglomerados sinorogénicos del Filo del Crestón, situados en el bloque inferior. Este cuerpo subvolcánico, presuntamente andino (véase Losada-Calderón *et al.* 1994), afecta al complejo vulcanosedimentario ordovícico generando una aureola de alteración con abundantes sulfuros diseminados en su entorno.

Un rasgo también común de otras regiones del Famatina es la presencia de diques ígneos con potencia generalmente no mayor a 1 m, de composición intermedia y básica, con disposición subvertical y de rumbo variable tanto noreste como noroeste, que cortan a las su-

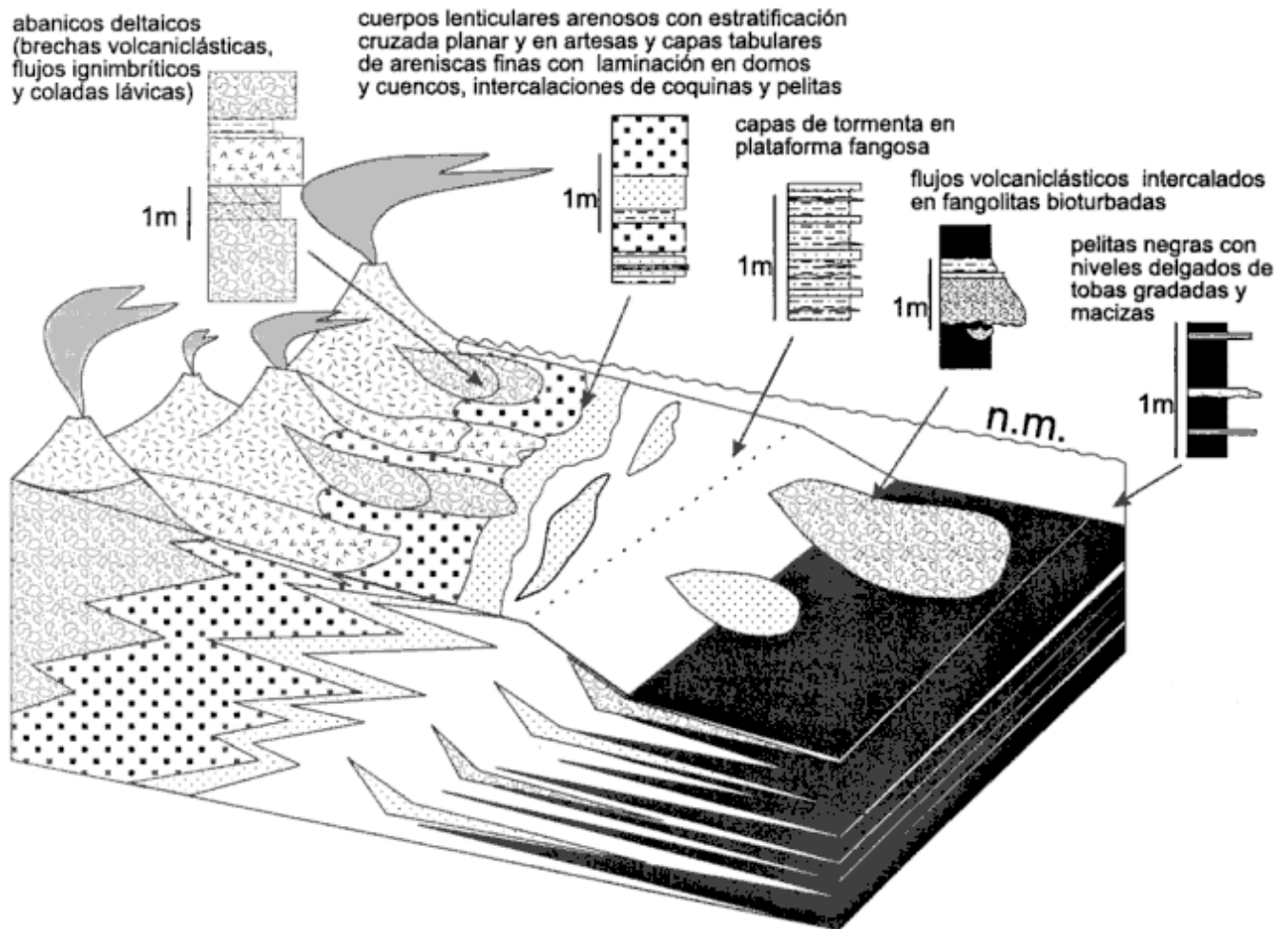


Figura 5: Bloque diagrama del modelo paleoambiental sugerido para el Grupo Famatina (modificado de Mángano y Buatois 1996).

cesiones ordovícicas (también a los granitos) y son a su vez, truncados por los depósitos del Paganzo. En general se trata de lamprófiros, diabasas y pórfidos cuarcíferos. Siguiendo a Turner (1964) y basado en la relaciones de corte se infiere para ellos una edad posordovícica y precarbonífera. Durand *et al.* (1994) considera que los diques básicos (basaltos según Manheim 1993) disseminados por todo el Famatina constituirían una evidencia asociada con fenómenos de extensión que habrían afectado al sistema durante este lapso. Probablemente las diferencias composicionales y geoquímicas evidencien distintas etapas distensivas como lo señala Manheim (1993) quien diferencia una suite basáltica concordante, con afinidades de arcos oceánicos, de una suite basáltica-apinitica discordante característica de ambiente colisional para el Ordovícico medio-tardío y otra más joven (probablemente silúrica o devónica) con afinidades de borde continental e intraplaca.

A continuación se reseñan los aspectos estratigráficos sobresalientes de las unidades mapeadas en el área, poniendo especial énfasis en aquéllas de edad ordovícica como clave para comprender la historia evolutiva del Famatina.

El Ordovícico

Consideraciones litoestratigráficas

Existe una variada gama de rocas ordovícicas en la región considerada. Los afloramientos orientales, bien expuestos en el núcleo de la estructura anticlinal del Cerro Tocino (Suri), constituyen los mayores espesores de Ordovícico sedimentario no deformado mapeados en el Famatina. Dentro de la sucesión vulcano-sedimentaria se reconocen de manera informal diferentes miembros que pueden seguirse y mapearse fácilmente en el campo. El conjunto, incluido dentro del Grupo Famatina (Turner 1960, 1964), comprende a las Formaciones Suri y Molles (Harrington en Harrington y Leanza 1957) que presentan precisamente sus estratotipos en esta región (Turner 1964). En este trabajo se revaloriza la denominación formal de Grupo Famatina para referirse al conjunto sedimentario-volcánico arenigiano, aunque con posterioridad Aceñolaza y Toselli (1981) incluyeran a la totalidad de las unidades sedimentarias y volcánicas ordovícicas del Famatina dentro del Grupo Cachiyuyo. Asimismo, se propone mantener la denominación de Formación Molles para la unidad vulcano-sedimentaria superior del grupo, que en la región mapeada es claramente diferenciable por su elevado contenido volcánico y coloración rojiza. La Formación Suri (unidad inferior) descansa sobre un complejo volcánico basal, que anteriormente fue mapeado como una unidad más joven. Dado que en realidad la estructura general corresponde a un anticlinal, la unidad volcánica en cuestión debe situarse en la base de la sucesión eopaleozoica de la región, hecho que no concuerda

con lo mapeado por Turner (1964). Esta unidad de vulcanitas félsicas a intermedias (riolitas y andesitas), para la cual se propone en este trabajo el nombre de Vulcanitas Cerro Tocino, subyace a una sucesión de pelitas negras graptolíticas, parcialmente silicificadas y fuertemente diagenizadas. El contacto puede observarse en el flanco occidental de la estructura, sobre la vertiente que desciende al potrero del Puesto Las Torrecitas y finalmente hasta el río Chaschuil.

La vulcanita superior corresponde a la denominada Formación Morado (Turner 1964) que involucra las vulcanitas aflorantes al norte del río Cachiyuyo-arroyo Saladillo Chico, cubriendo los cerros Morado y Negro. Se trata de riocacitas violáceas en superficie que fueron localmente descritas como ortófidas por Turner (1964) y poseen pastas afáníticas y fenocristales de cuarzo, plagioclasa y minerales cloritizados. Su exclusión del Grupo Famatina se basa en que cubre discordantemente a las unidades del grupo.

Dentro de la Formación Suri (Fig. 4) se diferencian de base a techo los siguientes miembros: a) miembro de pelitas negras silicificadas con intercalaciones de tobas blanquecinas, b) miembro de pelitas laminadas gris-azuladas, c) miembro de fangolitas limo-arenosas grises bioturbadas con nódulos calcáreos fosilíferos y d) miembro de areniscas laminadas y limolitas verdes bioturbadas con frecuentes niveles de coquinas. En la Formación Molles se reconocen a su vez, cuatro miembros que de base a techo son: a) miembro inferior de areniscas y limolitas rojo-moradas, b) miembro de brechas y areniscas volcánicas verde-amarillento, c) miembro de pelitas verdes fosilíferas, y d) miembro de vulcanitas y limolitas rojas interestratificadas. El pasaje entre las Formaciones Suri y Molles es arbitrario y se ubica en la base de los primeros bancos de coloración rojo-morada.

Los mejores afloramientos de la Formación Suri se encuentran a lo largo del curso del río Cachiyuyo; no obstante, la exposición más continua y completa aflora en el curso del arroyo Saladillo Grande (Fig. 3). Otro perfil bastante completo es el aflorante a lo largo del curso del Saladillo Chico; no obstante, en este último los dos miembros superiores se hallan repetidos por falla. La Formación Molles aflora en el tramo final del arroyo Saladillo Grande y en la quebrada del Río Los Molles que desciende desde la Ciénaga Grande y que al unirse con el río Chaschuil forman el río Cachiyuyo. Aguas arriba de la desembocadura se encuentra el contacto entre ambas unidades. Afloramientos algo perturbados tectónicamente se ubican en las inmediaciones del puesto Los Molles de donde la unidad superior toma su nombre.

Consideraciones litofaciales y paleoambientales:

Si bien el detallado análisis de facies del Grupo Fa-

matina es motivo de otro trabajo, se pueden establecer a partir de la subdivisión litoestratigráfica algunas consideraciones generales que permiten esbozar conclusiones paleoambientales preliminares, importantes para discutir la evolución tectosedimentaria de la región.

De la sucesión de miembros de la Formación Suri se desprende un arreglo general grano-estratocreciente que evoluciona conjuntamente con un contenido creciente de intercalaciones volcánicas y volcánicas hacia el tope (Fig. 4). A pesar de existir una marcada ciclicidad en el miembro superior, donde se repiten numerosas secuencias menores grano-estratocrecientes, la sucesión presenta una clara evolución vertical desde ambientes restringidos con predominio de depósitos pelíticos en condiciones de columna de agua estratificada y fondos anóxicos (facies graptolítica), hasta ambientes costeros con elevada energía, dada por actividad de olas y tormentas. Esto último se desprende de los numerosos niveles intercalados en el tramo superior del miembro arenoso donde son frecuentes tanto trenes de ondulitas simétricas, de variada longitud de onda, como capas moldeadas con domos y cuencos y estratificación interna en sets de laminación paralela truncándose con bajo ángulo (Corbett *et al.* 1994), tanto en fase como fuera de fase con la superficie (Nöttvedt y Kreisa 1987). En este miembro es donde se hallan los niveles de coquinas lenticulares y donde son muy comunes icnocenosis pre-y pos-evento. El miembro intermedio de fangolitas limo-arenosas bioturbadas con concreciones calcáreas fosilíferas es tal vez el más característico de una plataforma fangosa desarrollada comúnmente por debajo de la acción del oleaje de tormentas. Dentro de éste, al igual que en los tramos finos del miembro superior, se han hallado niveles de concentraciones fosilíferas autóctonas y comunidades de organismos susceptibles de ser tratados del punto de vista paleoecológico.

Un rasgo importante en todo el Grupo Famatina es la presencia constante de niveles volcánicos o volcánicos intercalados dentro de la sucesión. A pesar de ello, no se han reconocido hasta el momento niveles de K-bentonitas. Entre los eventos más conspicuos se destaca el paquete que separa el miembro fangoso del arenoso y múltiples bancos brechosos que generalmente desarrollan estructuras de carga, flujo y deformación en la base, como así también bancos de tobas silicificadas, presentes tanto en el tope de la Formación Suri como en todo el espesor de la Formación Molles. Tanto las texturas como la estructura íntima para determinar la naturaleza de estos derrames subácueos están actualmente siendo estudiados.

Por su parte, la asociación de bancos rojos y morados con niveles volcánicos gruesos está marcando una frecuente exposición subaérea durante la depositación de la Formación Molles que fue interrumpida por periódicas transgresiones marinas fosilíferas (intercala-

ciones de pelitas verdes con comunidades de braquiópodos). Estructuras cruzadas del tipo *herring bone* y estratofábricas heterolíticas con cubiertas periódicas de fango indican una mayor importancia de fenómenos mareales como agentes de distribución de los sedimentos. Los cuerpos arenosos lenticulares a intermedios con múltiples sets de estratificación cruzada y topes reflejando exposición subaérea (*e.g.* ondulitas truncadas, microondulitas) recuerdan a su vez a depósitos canalizados comunes en ambientes estuarinos, como los desarrollados en la Formación Sepulturas, en el Ordovícico de Cordillera Oriental (Astini y Waisfeld 1993, Astini 1994). La importante participación tanto de brechas volcánicas como de intercalaciones de mantos volcánicos indica la cercanía de centros efusivos que generaron derrames lávicos y depósitos volcánicos con escaso retrabajo en ambientes subaéreos y submarino somero.

Las consideraciones anteriores permiten establecer conclusiones preliminares sobre el paleoambiente de esta sucesión, coincidentes con aquéllas establecidas por Mángano y Buatois (1990, 1992, 1995 y 1996) y Mángano *et al.* (1996) en la estribación norte del Famatina, con respecto a que la sedimentación del Grupo Famatina caracterizaría a ambientes de arcos volcánicos insulares con desarrollo de plataformas de alto gradiente sometidas a condiciones de elevado estrés ambiental y sujetas a periódicas fluctuaciones relativas del nivel del mar (Fig. 5). El arreglo de facies de esta columna en particular, permite además sostener la progresiva somerización y eventual continentalización del área. Asimismo, su análisis arroja luz sobre la historia inicial del depocentro que indica condiciones de circulación muy restringidas, posibilitando la estratificación de la columna de agua y la consiguiente anoxia reflejada en las pelitas negras de la base.

Como hipótesis de trabajo puede sugerirse que tanto la ciclicidad registrada en el miembro arenoso cuspidal de la Formación Suri como aquélla puesta en evidencia en la Formación Molles podría ser el reflejo de fluctuaciones relativas del nivel del mar producidas por fenómenos volcánico-tectónicos (Kokelaar 1988, Orton 1991, Sloan y Williams 1991), asociadas a la propia actividad del arco volcánico. Esta ciclicidad habría conducido a la frecuente generación de regresiones forzadas (Posamentier *et al.* 1992) y transgresiones repentinas que constituirían un rasgo común en ambientes de arco volcánico. Fenómenos transgresivos-regresivos en sucesiones de arcos volcánicos insulares, similares a la preservada en el Famatina, han sido explicados por otros autores (Watkins 1986, Ayres *et al.* 1991, Orton 1991), quienes sostienen que serían producto del balance entre elevamiento por expansión y ascenso térmico del aparato volcánico y la subsidencia por carga generada por el propio edificio volcánico. Según Ayres *et al.* (1991) el predominio de uno u otro factor producen un arreglo cíclico dentro de este tipo de sucesiones.

No obstante, el claro arreglo estrato-granocreciente asociado a un incremento del vulcanismo y la tendencia general de somerización registrada en el Famatina se relacionarían con una etapa de activo vulcanismo y rápido crecimiento de aparatos volcánicos en arcos insulares con cúpulas emergentes (cf. Orton 1991), donde la tasa constructiva habría superado a la tasa de subsidencia.

Otro rasgo sedimentológico llamativo dentro del tramo superior arenoso de la Formación Suri es la presencia de numerosos cuerpos de arena tanto lenticulares como de geometría intermedia y con base fuertemente erosiva. Estos rasgos permiten suponer la existencia de un gradiente del sustrato mayor a lo normal, hecho que también sería común en los sistemas de plataformas inestables y angostas, como lo son aquéllas adosadas a arcos volcánicos activos. En tales ambientes la frecuencia del fenómeno de *by passing* (Myrow 1992) es mucho más alta, posibilitando así, la mejor preservación de estructuras de corte y relleno (Astini y Waisfeld 1995).

Edad y contenido paleontológico

En base al contenido de graptofaunas (Toro y Brussa 1995, 1997) la base de la sucesión sedimentaria de la Formación Suri se ubicaría en el Arenigiano inferior (Biozona de *Baltograptus deflexus*), mientras que por correlación con niveles de braquiópodos datados en la región de la Hoja Geológica de Chaschuil (Benedetto 1994, Vaccari *et al.* 1993, Albanesi y Vaccari 1994), podría sugerirse una edad algo más joven que Arenigiano medio para el tope de la columna ordovícica en Famatina central. Esta última inferencia se debe a que el Ordovícico en esta región está coronado por facies rojas (Formación Molles), carentes de fósiles, que podrían indicar una edad algo más joven que la acusada en la región de Chaschuil (Mángano y Buatois 1994). Alternativamente,

podría tratarse de sedimentación coetánea en un área más proximal con respecto a aquélla representada en Chaschuil, como lo indican el carácter y la granulometría de las facies rojas y los depósitos volcánoclasticos y volcánicos asociados. Debe destacarse que las concentraciones fosilíferas de braquiópodos (fundamentalmente *Famatinorthis* y *Paralenorthis*) presentes en la Formación Molles se encuentran contenidas en litologías muy similares a las del Miembro Punta Pétreá de la Formación Suri en la localidad de Chaschuil (Mángano y Buatios 1994), ubicándose tanto en fangolitas volcánoclasticas verdes como directamente incluidas en brechas volcánoclasticas y depósitos gravitacionales resedimentados, asignados a abanicos deltaicos. Las concentraciones fosilíferas incluidas en la Formación Suri, en cambio, se disponen como coquinas calcáreas incluidas entre capas de tormenta, o bien, como concentraciones autóctonas o parautóctonas (cf. Kidwell *et al.* 1986) incluidas en fangolitas limoarcillosas hasta limoarenosas, como en el caso del Miembro Loma del Kilómetro en Chaschuil (Mángano y Buatois 1994). En las acumulaciones de naturaleza alóctona dominan braquiópodos, nautilóideos y ocasionalmente gastrópodos, mientras que en las autóctonas son más comunes los bivalvos y trilobites. Recientemente, asociaciones de conodontes fueron recuperadas de estos niveles (Lehnert *et al.* 1997) confirmándose la edad arenigiana previamente sugerida (entre las Biozonas de *Prioniodus elegans-Oepikodus evae* y *Prioniodus originalis* para el tope de la Formación Suri).

Las trazas fósiles constituyen un elemento conspicuo en el miembro superior de la Formación Suri, destacándose particularmente asociaciones de *Cruziana* y *Cruziana-Phycodes* que constituyen en los términos superiores verdaderos pavimentos subestratales, denotando una marcada actividad de las comunidades detritívoras residentes en la plataforma (cf. Mángano *et al.* 1996). En tanto, *Planolites* isp. y *Skolitus* isp. son las trazas pos-evento más comunes.

loc. edad	FAMATINA CENTRO-SUR (Miranda)	FAMATINA CENTRAL (Cachiyuyo)	FAMATINA CENTRO-NORTE (Cuchilla Negra)	FAMATINA NORTE (Chaschuil)
ARENIGIANO	Fm. Chuschín	Fm. Morado		Fm. Las Planchadas
		Gr. Famatina Fm. Molles Fm. Suri	Fm. Portezuelo de las Minitas	Fm. Suri Mb. Punta Petrea Mb. Loma del km Mb. Vuelta de Las Tolas
		Vulcanitas Cerro Tocino	Fm. La Alumbreira	Fm. La Alumbreira (La Angostura)

Figura 6: Cuadro general de correlación de unidades ordovícicas sedimentario-volcánicas del Famatina, discutido en el texto.

Correlaciones posibles

El estudio detallado de la columna sedimentaria de esta región permite establecer correlaciones tentativas con otras unidades y localidades aflorantes en el Sistema de Famatina (Fig. 6). Esto permite simplificar notablemente la estratigrafía ordovícica de la región, permitiendo abordar el tema de su evolución geológica en forma integrada. Muchos problemas han sido generados no sólo por la compleja tectónica y marco depositacional heredado del Paleozoico sino también, por un registro estratigráfico discontinuo relacionado con la tectónica andina.

La mayor complejidad se presenta en el intervalo abarcado por el Grupo Famatina, donde se propone respetar la nomenclatura original dada por Turner (1960, 1964) e incluir en él a todas las unidades de carácter sedimentario-volcánico del sistema orográfico y a otras que sin poseer rasgos notables de intercalaciones volcánicas o piroclásticas pueden correlacionarse desde un punto de vista paleontológico y litológico. El último caso es el de las Formaciones Portezuelo de Las Minitas (Lavandaio 1973), y La Alumbraera (Aceñolaza *et al.* 1976, Toro 1997), que tanto Aceñolaza y Toselli (1981) como Mángano y Buatois (1994) incluyen en la base del Grupo Cachiuyo luego del Tremadociano. No obstante, el análisis de la región de Cachiuyo permite, reconocer un tramo basal (véase Fig. 3) de pelitas negras graptolíticas (descriptas como miembro inferior de la Formación Suri), que pueden considerarse como unidades equivalentes a aquéllas, si bien de acuerdo al contenido de graptofaunas la base de La Alumbraera sería algo más antigua que la base de Suri en Cachiuyo (Brussa com. pers. 1997). Esta unidad se registra hasta en el extremo norte del Famatina, donde Aceñolaza (1978) la hallara en la localidad de las Angosturas (Hoya Geológica Chaschuil). Por su parte, los asomos ubicados sobre la vertiente sur de la cuesta de Miranda (Bordo Atravesado), por comparación litológica, también se correlacionarían con los términos basales de la Formación Suri siendo comparables con las unidades antes mencionadas.

Otra correlación litoestratigráfica puede establecerse entre el Grupo Famatina y la Formación Chuschín que presentan una llamativa similitud litofacial y de espesores. La Formación Chuschín, ubicada el noroeste del angosto de Miranda, fue estudiada y descrita por Manheim (1988, 1993). Esta unidad cuenta con llamativas similitudes litofaciales y espesores análogos al Grupo Famatina. Aunque en ella no se han encontrado fósiles se establece una correlación litológica entre ambas, a pesar de que algunos espesores relativos y litologías particulares estén mejor desarrolladas en una u otra unidad. También son equiparables a esta unidad los asomos de la Cuchilla Negra y los del Cerro Negro de Rodríguez de la región septentrional. Una correlación bastante precisa puede a su vez establecerse entre

los depósitos de la región central del Famatina y aquéllos de la región septentrional (Sierras de Narváez y Las Planchadas), si bien en esta última no hay evidencias directas de exposición subaérea en el Miembro Punta Pétrea (Mángano y Buatois 1994) como en la Formación Molles. Si bien del punto de vista litoestratigráfico la sucesión de Chaschuil se correlaciona mejor con el tramo medio y superior de la Formación Suri en la localidad tipo, la correlación de niveles fosilíferos permitiría establecer una equivalencia con el conjunto del Grupo Famatina (*e.g.* niveles con *Paralenorthis* y *Famatinorthis* preservados en flujos volcánicoclásticos y tobas verdes en Molles y en el Miembro Punta Pétrea). Por su parte, el Miembro Loma del Kilómetro de Chaschuil es correlacionable con el miembro arenoso de Suri en Cachiuyo donde se concentra la mayor cantidad de fauna recuperada de la unidad. De igual modo puede establecerse una equivalencia entre las vulcanitas de Formación Morado y aquéllas de Las Planchadas que coronan el ciclo volcánico en las respectivas localidades.

La simplificación del marco estratigráfico implica reconocer que si bien la historia ordovícica en el Famatina se inició tan temprano como el Tremadociano, a partir del Arenigiano basal habría comenzado la influencia volcánica en la región que se acentuó hacia mediados del Arenigiano. De acuerdo al registro disperso de unidades arenigianas el arco volcánico, más precisamente un sistema de arcos islas dado que la sedimentación es predominantemente marina, habría cubierto a todo el sistema. La tasa de sedimentación, si bien episódica, habría sido bastante elevada durante el período comprendido, ya que al menos se depositaron más de 2000 m (espesor compactado) en un lapso inferior a 10 Ma. Probablemente restos de depocentros más subsidentes sean los que se preservan actualmente; no obstante, el grado de desmembramiento entre ellos indica una historia tectónica e isostática prolongada durante la cual el sistema estuvo expuesto a erosión reiteradas veces.

Estratos del Paganzo (Paleozoico Superior)

El Paganzo de esta localidad fue descrito por Turner (1964), no obstante Parker (1974) agregó importantes consideraciones estratigráficas al definir la existencia de discordancias angulares entre las unidades constituyentes. La unidad basal (Formación Agua Colorada) presenta afloramientos saltuarios en ambos flancos de la estructura anticlinal (Fig. 3) y está constituida por areniscas feldespáticas (arcosas) gruesas de colores blanquecinos y rosado claros con intercalaciones de conglomerados cuarzosos, sucedidos por una secuencia lacustre verde-grisácea con intercalaciones de carbón e importantes niveles de paleoflora. Esta unidad está

apoyada en discordancia angular sobre el Ordovícico, tanto sobre la Formación Molles como sobre las vulcanitas de la Formación Morado y el conglomerado basal exhibe una importante procedencia local. La angularidad promedio en afloramiento es de alrededor de 15°.

La unidad superior (Formación de la Cuesta) es también arenosa, aunque su granulometría promedio disminuye y se caracteriza por un marcado color rojo ladrillo. Localmente en la base, presenta niveles conglomerádicos o areno-conglomerádicos lenticulares. Hacia el tramo medio desarrolla facies pelíticas de naturaleza lacustre somera y geometría tabular, como las que corta el curso del río Chaschuil, aguas arriba del puesto de Los Molles (Fig. 3). Esta unidad descansa en marcada discordancia angular (localmente supera los 45°) sobre la Formación Agua Colorada, aunque lateralmente se apoya directamente sobre las unidades ordovícicas. Esta relación angular ha sido claramente expresada en Parker (1974) quien llamó la atención sobre esta inusual relación estratigráfica y la restricción areal de los asomos de la Formación Agua Colorada. Parker (1974) interpretó a dicha relación como una discordancia entre los pisos I y II del Paganzo, asignándole a ella importantes connotaciones tectónicas en el marco regional de la cuenca de Paganzo, contraponiéndose con ello a observaciones de otros autores. Sin embargo, debe destacarse que siguiendo lateralmente los contactos, se verifica una fuerte disminución del ángulo que en pocos kilómetros se reduce de 15° a menos de 5°. De igual modo, en el anticlinal mapeado en la figura Fig. 3 (véase también Fig. 1 en Parker 1974), mientras que en el flanco oriental la angularidad supera los 45° en el flanco occidental en ninguna parte excede los 15°. Esto permite concluir que la discordancia angular es de índole local y seguramente estuvo relacionada con la nivelación topográfica de un relieve inicialmente accidentado.

El solapamiento expansivo que ambas formaciones poseen sobre el sustrato y la pérdida lateral de angularidad indican el comportamiento heterogéneo del sustrato. Contrariamente a lo esperado, la mayor angularidad está localizada entre los asomos del piso I y II del Paganzo y no entre los depósitos eopaleozoicos y este último. Esto indica que las mismas fosas rellenas por el piso I habrían sido reactivadas con anterioridad a la depositación del piso II, siendo así posible que en los altos topográficos la Formación de La Cuesta cubra directamente al Ordovícico con muy bajo ángulo. Asimismo, luego de la generación rápida de cada depocentro, ligada probablemente con rotación de bloques, haya sobrevenido una etapa de acumulación y subsidencia suave que expandiera el depocentro a medida que se colmataba, logrando así, el pasaje a sucesiones lacustres más típicas de momentos de sag (relajación).

La restricción areal de la Formación Agua Colorada junto a las relaciones angulares antes descriptas podrían ser explicadas entonces mediante movimientos recurrentes de índole extensional capaces de generar una

topografía compleja por rotación de bloques bajo diversas circunstancias climáticas (López Gamundí *et al.* 1992, Limarino *et al.* 1996).

El Terciario

Se trata en general de sucesiones sinorogénicas de abanicos aluviales y barreales, depositadas bajo condiciones climáticas de marcada aridez, como lo evidencia la frecuencia de facies de barreales salinos y fangosos, con abundantes niveles de grietas de desecación (en ocasiones de tamaños métricos), al igual que las importantes intercalaciones de eolianitas y la coloración rojiza de toda la sucesión. Dentro de este espeso paquete, fundamentalmente Neógeno (Salfity *et al.* 1996), depositado en el antepaís de Famatina y mejor expuesto en la región ubicada más al norte, originalmente fueron reconocidas diversas unidades asignadas al Cretácico y al Terciario (véase Turner 1964, Sosic 1972). Estos depósitos fueron con posterioridad objeto de correlaciones estratigráficas detalladas e investigaciones magnetostratigráficas que demuestran su vinculación con el ciclo "terciario subandino" (Jordan y Alonso 1987, Reynolds *et al.* 1990, Jordan *et al.* 1993, Salfity *et al.* 1996).

Discusión y consideraciones sobre la historia geológica de la región

Es evidente que la zona estudiada pertenece al ámbito más interno de la estrecha cuenca de antepaís del Famatina (Salfity *et al.* 1996). La franja estudiada tiene como límite occidental el corrimiento maestro del cordón de la Cumbre del Famatina, que en este trabajo se caracteriza como un corrimiento profundo del zócalo (*thick-skin*) controlado por una faja dúctil originada en el Paleozoico Inferior y muy probablemente ligada al emplazamiento de cuerpos graníticos durante el diastrofismo ordovícico. El estado de las unidades ordovícicas estratificadas de la región permite establecer una polaridad en la deformación que coincide con la polaridad andina y se pone de manifiesto por la deformación más acentuada del Ordovícico sedimentario hacia el oeste. Tanto la generación de un clivaje pizarreño como la recristalización de las sucesiones volcanoclásticas ordovícicas aflorantes más al oeste, indican la exposición de niveles estructurales más profundos en esa dirección. Estos signos de deformación no son compartidos por las unidades del Grupo Paganzo y unidades más jóvenes del área que recubren al sustrato eopaleozoico mediante discordancias angulares recurrentes.

Las relaciones estratigráficas observadas en la región permiten inferir la existencia de un plegamiento que afectó a las rocas ordovícicas previo a la depositación de las vulcanitas del Cerro Morado, que constitui-

rían un episodio póstumo del vulcanismo ordovícico. De confirmarse la edad ordovícica tardía de estas vulcanitas, serían los movimientos oclóyicos (guandacólicos) asociados con la acreción de la Precordillera (véase Astini *et al.* 1995, 1996) los responsables de haber plegado la sucesión generando una faja plegada y corrida que habría involucrado a buena parte del terreno de Famatina sobrecorriéndolo hacia el este. La faja dúctil mapeada en el borde oriental del cordón de la Cumbre del Famatina que afecta al granito Cerro Toro representaría en este contexto, una clara evidencia del importante acortamiento inverso que sufriera la región durante el Eopaleozoico. La ausencia de depósitos silúricos y devónicos indican que durante este lapso la región fue predominantemente positiva, indicando un

prolongado período de rebote isostático ligado con el reajuste del arco magmático ordovícico. La filonación de diques ígneos posordovícicos-precambrianos estaría vinculada con distensión asociada al período de levantamiento progresivo del orógeno. Recien, a partir del Carbonífero la cuenca habría retornado a condiciones de hundimiento local capaces de acumular sedimentos. La distribución areal restringida de la unidad basal, la angularidad variable de las discordancias y la distribución local de facies conglomerádicas permiten inferir que la sedimentación tuvo lugar en un ámbito predominantemente extensional. Esto se vincularía con el colapso y la relajación generalizada del arco de Famatina. A partir del Pérmico, la sedimentación de unidades rojas (típicas del Paganzo) se expandió de manera

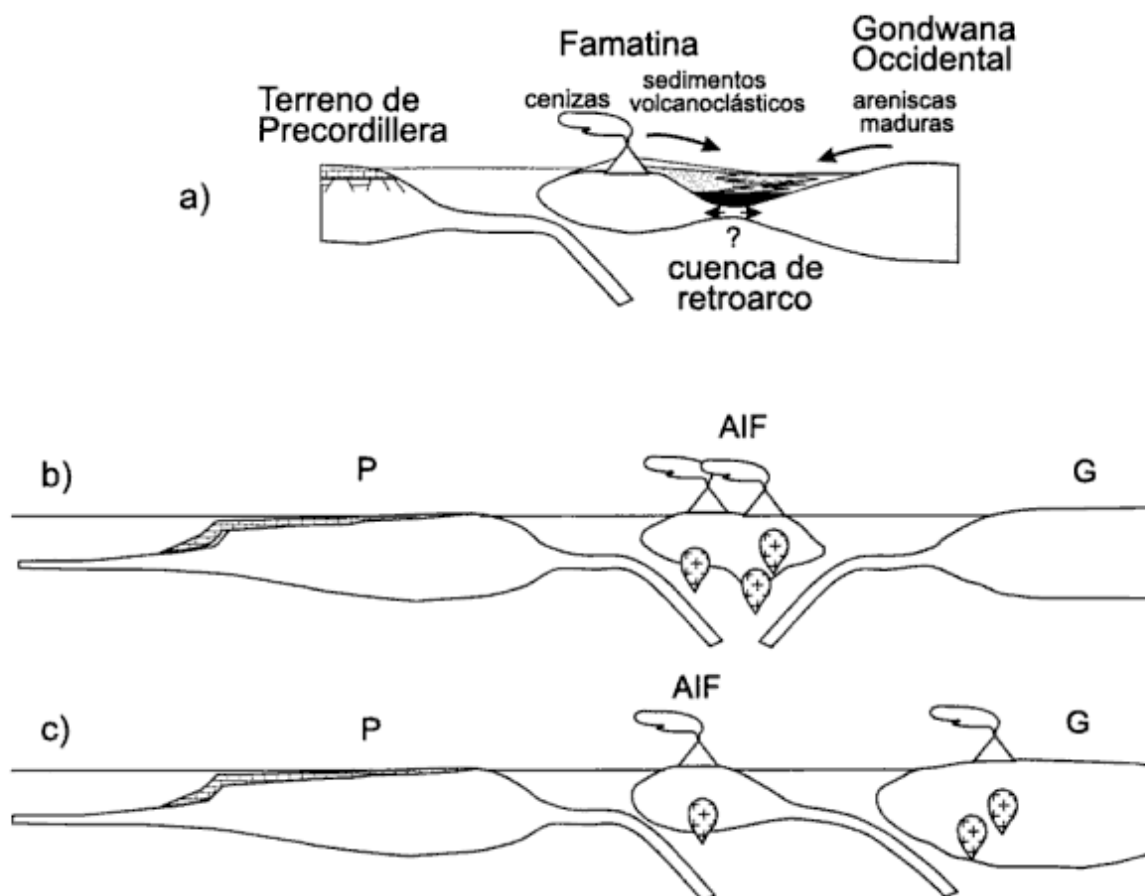


Figura 7: Modelos hipotéticos alternativos de la evolución geotectónica del sistema del Famatina en el Ordovícico temprano (modificados de Astini y Benedetto 1996). **a**, Constituye una variante del esquema de Manheim (1993), donde se plantea un arco magmático desarrollado sobre corteza continental atenuada, luego de un estadio inicial de rifting en una cuenca de retro- o intra-arco que habría dejado parte del arco inactivo al este, en las Sierras Pampeanas. Este podría constituir un primer paso de la evolución planteada en los pasos "b)" y "c)" considerándose como un terreno paraúctono. No obstante, estaría en desacuerdo con el origen planteado por estudios paleomagnéticos y faunísticos (véase texto). En este esquema el terreno de la Precordillera (incluyendo el basamento grenviliano de las Sierras Pampeanas Occidentales) entra en escena con posterioridad, y su aproximación genera la actividad volcánica en el Famatina. **b**, y **c**, consideran al Famatina como un arco de islas (AIF) alóctono o paraúctono, desarrollado espacialmente entre Gondwana (G) y el terreno de Precordillera (P). En "b)" se amalgaman en el Famatina magmatismos provenientes de una doble subducción mientras que de acuerdo con "c)" habrían existido dos arcos en Famatina y otro paralelo en el margen gondwánico que evolucionaron casi coetáneamente en cortezas con diferente engrosamiento.

continua solapando tanto al Carbonífero como a distintas unidades ordovícicas, indicando ya un grado de disección y peneplanización avanzado del arco de Famatina. La expansión generalizada de los depocentros indicaría el desarrollo de un sag extendido a toda la región intracratónica, eventualmente considerada del punto de vista descriptivo como un antepaís particionado en virtud de modelos modernos de cuencas (Jordan 1995).

De las relaciones estratigráficas y estructurales realizadas se desprenden las siguientes observaciones generales: a) La orogenia andina habría generado la presente faja plegada y corrida del Famatina, mejor desarrollada en el tramo septentrional, y el predominio de fallamiento en bloques hacia el sur, como reflejo de los distintos niveles estructurales que predominan en uno y otro sector del sistema orográfico. b) El Ordovícico sedimentario forma el núcleo de las estructuras andinas y hacia el este no posee evidencias de una deformación tectónica previa importante. Hacia el oeste, en cambio, posee evidencias de deformación progresiva que culminan en la faja dúctil que afecta al granito de la Cumbre del Famatina. c) La región quedó probablemente por encima del nivel de base durante el Silúrico y Devónico como consecuencia de un ascenso generalizado de la región durante el resto del ciclo Famatiniense. d) Durante el Paleozoico Tardío la región habría estado afectada por una tectónica predominantemente extensional. e) Los depósitos sinorogénicos del ciclo andino, fundamentalmente neógenos, registran la historia de levantamiento progresivo y restricción climática del antepaís.

Estudios futuros de los aspectos petrológicos, tanto de las vulcanitas como de los depósitos volcanoclásticos, arrojarán nuevos datos sobre el marco tectónico y depositacional de las sucesiones eopaleozoicas. Vale mencionar no obstante, que los estudios de Toselli *et al.* (1990) y Manheim (1993) han permitido clasificar al grueso de las vulcanitas sinsedimentarias y discordantes del Ordovícico como producto de magmas calcoalcalinos de arco. Asimismo, si bien es notable el carácter bimodal (básico-ácido), Manheim (1993) destacó el neto predominio de los términos félsicos (riolitas) que en numerosas localidades se hallan representados por equivalentes explosivos (brechas, tobas e ignimbritas). De modo subordinado, como en la región de Cachiuyo, existen coladas e intercalaciones basálticas y andesíticas. Según Manheim (1993) la tendencia evolutiva de los magmas indica condiciones iniciales generadas en ambiente de manto oceánico sin influencia de corteza continental seguidas por magmas sin y poscolisionales generados en corteza continental engrosada. Estos resultados concuerdan con lo sugerido por la historia sedimentaria esbozada para la región que habría constituido inicialmente un sistema de arcos insulares que se acreció al borde occidental de Gondwana entre el Ordovícico Temprano y Medio (Fig. 7).

Conclusiones

En la región central del Famatina, al norte del distrito aurífero y al oeste de la población de Angulos, aflora como producto de la estructuración andina un importante volumen de rocas ordovícicas. Estas forman parte de una estratigrafía simple en la cual las distintas unidades están separadas por discordancias angulares que reflejan las principales fases diastróficas ocurridas en la región. La espesa sucesión de rocas ordovícicas, muy poco deformadas y carentes de metamorfismo, posee base oculta y comienza con una serie volcánica que ocupa el núcleo de una gran estructura anticlinal fallada por su flanco este. La unidad volcánica basal es sucedida por un espeso paquete sedimentario-volcánico que evoluciona desde marino "profundo" a supramareal en sus términos cuspidales. La columna sedimentaria describe en general un arreglo estrato-granocreciente marcando, a grandes rasgos, un ciclo regresivo que es acompañado de un incremento de la sedimentación volcanoclástica entre la que se intercalan vulcanitas subácneas y horizontes fosilíferos. En conjunto la sucesión es comparable con aquéllas registradas en regiones de arcos de islas volcánicas. La unidad basal gris verdosa se conoce como Formación Suri y dentro de ella se distinguen varios miembros de fácil reconocimiento en la región. La unidad superior de tonalidades rojas-moradas e intercalaciones verdes y amarillentas se conoce como la Formación Molles y presenta un alto contenido volcánico. La vulcanita Cerro Morado corona al ciclo ordovícico cerrando la historia eopaleozoica en la región. Los estratos de Paganzo dispuestos en discordancia angular registran una historia extensional en un ámbito progresivamente más extendido arealmente. El Terciario refleja por su parte, la instalación del arco volcánico andino y la historia sinorogénica del actual antepaís de Famatina.

Agradecimientos

Quiero agradecer a la Empresa Minera GATRO Argentina por facilitar el material fotogeológico e imágenes satelitales de la región estudiada y cubriera parcialmente los gastos del apoyo logístico, como así también los subsidios otorgados por la SECYT, el CONICOR y la FONCYT tanto a Juan L. Benedetto como al autor que ayudaron a cubrir gastos de las sendas campañas realizadas a la región. Asimismo, aprovecho la oportunidad para agradecer a Don Leiva su valiosa experiencia como baqueano de la zona y a la generosidad de los pobladores de Angulos. R.D. Martino proveyó interesantes comentarios y sugerencias durante la lectura de una versión preliminar del trabajo y los árbitros de la revista contribuyeron a mejorar el manuscrito final con sus constructivos aportes.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., 1978. El plutonismo eopaleozoico del Sistema de Famatina: Evidencias estratigráficas sobre la ubicación cronoestratigráfica del granito de Las Angosturas, Catamarca. Suplemento Acta Lilloana, 14: 23-26. Tucumán.
- Aceñolaza, F.G., 1992. El Sistema Ordovícico de Latinoamérica. En: Gutierrez Marco, J.C., Saavedra, J. y Rabano, I. (Eds.), Paleozoico Inferior de Ibero América. 85-118. Madrid.
- Aceñolaza, F.G. y Rábano, I., 1992. Nota sobre algunos trilobites Asaphina de la Formación Suri (sierra de Famatina, La Rioja, Argentina). Actas 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:183-187. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1981. Geología del Noroeste Argentino. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. Publicación Especial, 1287, 212 p. San Miguel de Tucumán.
- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1984. Lower Ordovician volcanism in North West Argentina. En: Bruton, D.L. (Ed.): Aspects of the Ordovician System, Paleontological Contributions, University of Oslo, Universitetsforlaget, 295: 203-209. Oslo.
- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1986. Vulcanismo intercalado al Ordovícico inferior clástico en el noroeste de Argentina. Revista Instituto de Geología y Minería, 6: 49-63. San Salvador de Jujuy.
- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A.J., 1988. El Sistema de Famatina, Argentina: Su interpretación como orógeno de margen continental activo. Actas 5º Congreso Geológico Chileno, 1: A55-A67. Antofagasta.
- Aceñolaza, F.G., Gorustovich, S. y Solis, J., 1976. El Ordovícico del Río La Alumbra, Dpto Tinogasta, Provincia de Catamarca. Ameghiniana, 13: 269-288. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli A.J., 1990. Zonas miloníticas de sectores orientales al sistema de Famatina, Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 289-292. San Juan.
- Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli A. (Eds.), 1996. Geología del Sistema de Famatina, Müncher Geologische Hefte (Reihe A Allgemeine Geologie), A 19: 193 p. Munich.
- Albanesi, G.L. y Vaccari, N.E., 1994. Conodontos del Arenig en la Formación Suri, Sistema de Famatina, Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 26: 125-146. Madrid.
- Astini, R.A., 1994. Interpretación estratigráfica de la Formación Sepulturas (Ordovícico inferior) y unidades análogas del Noroeste Argentino: La Aloformación Sepulturas. Actas 5º Reunión Argentina de Sedimentología, 9-14. San Miguel de Tucumán.
- Astini, R.A. y Benedetto, J.L., 1996. Paleoenvironmental features and basin evolution of a complex volcanic-arc region in the Pre-Andean western Gondwana: The Famatina belt. 3º International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 755-758. St. Malo.
- Astini, R.A. y Waisfeld, B.G., 1993. Análisis estratigráfico y paleoambiental del Ordovícico medio (Formación Acoite y Sepulturas) en el borde occidental de la Cordillera Oriental jujeña. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º de Exploraciones de Hidrocarburos, 1: 96-106. Mendoza.
- Astini, R.A. y Waisfeld, B.G., 1995. Estructuras de corte y relieve en secuencias de plataforma: su significado paleoecológico y tafonómico (Ordovícico de la Cordillera Oriental, Argentina). Ameghiniana, 32: 41-55. Buenos Aires.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, E.N., 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. Geological Society of America Bulletin, 107: 253-273.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari N.E. y Cañas, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 293-324. Buenos Aires.
- Ayres, L.D., Van Wagoner, N.A. y Ferreira, W.S., 1991. Voluminous shallow-water to emergent phreatomagmatic basaltic volcanoclastic rocks, Proterozoic (1886 Ma) Amisk Lake composite volcano, Flin Flon greenstone belt, Canada. En: Fisher, R.V. y Smith, G.A. (Eds.): Sedimentation in Volcanic Settings. Society of Economic Geologists and Mineralogists, Special Publication 45: 175-187. Tulsa.
- Benedetto, J.L., 1994. Braquiópodos ordovícicos (Arenigiano) de la Formación Suri en la región del río Chaschuil, Sistema de Famatina, Argentina. Ameghiniana, 31: 221-238.
- Benedetto, J.L. y Sánchez, T.M., 1996. Paleobiogeography of brachiopod and molluscan faunas along the South American margin of Gondwana during the Ordovician. En: Baldis, B.A. y Aceñolaza, F.G. (Eds.): Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana. Serie Correlación Geológica 12: 23-38. San Miguel de Tucumán.
- Bodenbender, G., 1916. El Nevado de Famatina. Academia Nacional de Ciencias. Boletín 21: 100-182. Córdoba.
- Conti, C.M., Rapalini, A.E., Coira, C. y Koukharsky, M., 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: A Clue for Gondwana-Laurentia interaction? Geology, 24: 953-956.
- Corbett, P.W.M., Stromberg, S.G., Brenchley, P.J. y Geehan, G., 1994. Laminaset geometries in fine grained shallow marine sequences: core data from the Rannoch Formation (North Sea) and outcrop data from the Kennilwoth Member (Utah, USA) and the Bencliff Grit (Dorset, UK). Sedimentology, 41: 729-745.
- De Alba, E., 1979. El Sistema de Famatina. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Vol. 1: 349-395. Córdoba.
- Durand, F.R. y López, J.P., 1996. La deformación dúctil en el flanco oriental del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli A. (Eds.): Geología del Sistema de Famatina, Müncher Geologische Hefte (Reihe A Allgemeine Geologie), A 19: 311-323 Munich.
- Durand, F.R., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G., Lech, R., Pérez, A. y Lencina, R., 1990. Geología de la Sierra de Paiman, Provincia de La Rioja, Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2:223-226. San Juan.
- Durand, F.R., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G. y Rossi de Toselli, J.N., 1994. Evolución geológica del Sistema de Famatina durante el Precámbrico y Paleozoico. Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Serie Monográfica y Didáctica, 14, 76 p. San Miguel de Tucumán.
- Forsythe, R.D., Davidson, J., Mpodozis, C. y Jesinkey, Ch., 1993. Lower Paleozoic relative motion of the arequipa block and Gondwana; paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of northern Chile. Tectonics, 12: 219-236.
- Groeber, P., 1940. Descripción geológica de la Provincia de La Rioja, En: Aguas Minerales de la República Argentina, VI, Provincia de La Rioja, Ministerio del Interior, Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales, 17-29. Buenos Aires.
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas, Special Publication, 259 p. Kansas.
- Hong, F.D., 1995. Control de zonas de cizalla precámbrica-paleozoicas sobre el emplazamiento de sistemas volcánico-subvolcánicos cenozoicos de interés económico. Puna de Salta y Catamarca. Actas 5º Congreso de Geología Económica: 264-273. San Juan.
- Jordan, T.E., 1995. Retroarc foreland and related basins. En: Busby-Spera, K. y Ingersoll, R.V. (Eds.): Tectonics of Sedimentary Basins, Blak, 331-362. Oxford.
- Jordan, T.E. y Alonso, R.N., 1987. Cenozoic stratigraphy and ba-

- sin tectonics of the Andes Mountains, 20°-28° South latitude. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 71: 49-64.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera 30°-31° S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 137-158.
- Kayser, R., 1876. Ueber Primordiale und Untersilurische Fossilien aus der Argentinischen Republik. *Paleontographica Supplement*, 2: 1-33. Stuttgart.
- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. y Aigner, T., 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaio*, 1:228-238.
- Kokelaar, P.J., 1988. Tectonic controls of Ordovician arc and marginal basin volcanism in Wales. *Journal of the Geological Society of London*, 145: 759-775.
- Lavandaio, E., 1973. Geología del sector Cerro Tolar-Cuchilla Negra Sierra del Famatina, La Rioja, Argentina. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 4: 41-54. Neuquén.
- Le Corre, C.A. y Rosello, E.A., 1994. Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 7: 301-308.
- Lehnert, O.T.H., Bergström, S.M. y Vaccari, N.E., 1997. Arenig conodonts from the Famatina Range, northwestern Argentina: faunal affinities and paleogeographic implications. 18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology, Abstracts: 216-217. Heidelberg.
- Limarino, C.O., Cesari, S.N. y López Gamundí, O.R., 1996. Las fases climáticas del Paleozoico Superior del oeste argentino: su expresión y valor como herramientas de correlación. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 495-509. Buenos Aires.
- López, J.P., 1992. Estructuras deformacionales de la Sierra de Copacabana, provincia de Catamarca, República Argentina. *Actas 7° Reunión de Microtectónica*, 71-76. Bahía Blanca.
- López Gamundí, O.R., Limarino, C.O. y Cesari, S.N., 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central western Argentina. *Palaogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*: 91: 305-329.
- Losada-Calderón, A., McBride, S.L. y Bloom, M.S., 1994. The geology and 40Ar/39Ar geochronology of magmatic activity and related mineralization in the Nevados del Famatina mining district, La Rioja, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 7: 9-24.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 1990. Evolución Paleambiental del Ordovícico del sur del río Chaschuil, Noroeste de la Sierra de Narváez, Sistema del Famatina. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 227-231. San Juan.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 1992. Historia depositacional de las secuencias ordovícicas marinas del Sistema del Famatina en el noroeste de la sierra de Narváez, Catamarca, Argentina. *Actas 4° Reunión Argentina de Sedimentología*, 2: 215-222. La Plata.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 1994. Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores del río Chaschuil, Ordovícico del Sistema del Famatina, noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1: 143-169.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 1995. Biotic response to volcanic and sedimentologic processes in a Gondwanic active plate margin basin: the Arenig-Llanvirn Suri Formation, Famatina Basin, northwest Argentina. En: Cooper, J.D., M.L. Droser & S.C. Finney (Eds.): *Ordovician Odyssey (Seventh International Symposium of the Ordovician System)*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Book 77: 229-232. Fullerton.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 1996. Shallow marine event sedimentation in a volcanic arc-related setting: the Ordovician Suri Formation, Famatina Range, northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 105: 63-90.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Aceñolaza, F.G., 1996. Icnología de ambientes marinos afectados por vulcanismo: La Formación Suri, Ordovícico del extremo norte de la sierra de Narváez, Sistema de Famatina, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, 4: 69-88. Buenos Aires.
- Manheim, R., 1988. Ordovizische olisthostrome in der Sierra de Famatina, Argentinien. *Geowiss Lateinam. Koll. (Tagungsheft)*, 11, 89 pg. Hannover.
- Manheim, R., 1993. Génesis de las vulcanitas eopaleozoicas del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 147-155. Mendoza.
- Marcos, O.R. y Zanettini, J.C., 1982. Geología y exploración del Proyecto Nevados del Famatina. *Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación, Informe Inédito*, 325 p. Buenos Aires.
- Marcos, O.R., Ríos Gómez, J.A., Loredó, J. y García Iglecias, J., 1995. Nuevos aportes sobre génesis y valoración minera del distrito cuproaurífero de la Mejicana, Famatina (La Rioja, Argentina). *Actas 5° Congreso de Geología Económica*, 252-263. San Juan.
- Martino, R.D. y Astini, R.A., 1998. La faja de deformación del Córdon de la Cumbre, Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso de Geología Económica*, Buenos Aires.
- Myrow, 1992. Bypass-zone tempestite facies model and proximity trends for an ancient muddy shoreline and shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 62: 99-115.
- Nöttvedt, A.M. y Kreisa, R.D., 1987. Model for a combined-flow origin of hummocky cross-stratification. *Geology*, 15: 357-361.
- Orton, G.J., 1991. Emergence of subaqueous depositional environments in advance of a major ignimbrite eruption, Capel Curig Volcanic Formation, Ordovician, North Wales-an example of regional vulcanotectonic uplift? *Sedimentary Geology*, 74: 251-286.
- Parker, G., 1974. Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los estratos de Paganzo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29: 23-29.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J. Baldo, E., Dahlquist, J. y Pascua, I., 1996. Sierras de Los Llanos, Malanzán and Chepes: Ordovician I and S-Type granitic magmatism in the Famatinian orogen. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 415. Buenos Aires.
- Pérez, W.A. y Kawashita, P., 1992. K-Ar and Rb-Sr geochronology of igneous rocks from the Sierra de Paimán, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 5: 251-264.
- Pérez, W.A., Lencina, R. y Durand, F.R., 1991. Las milonitas de la Sierra de Paimán, La Rioja, Argentina: Indicadores cinemáticos, edad y significado geotectónico. *Actas 6° Congreso Geológico Chileno*, 1: 6-10. Viña del Mar.
- Posamentier, H.W., Allen G.P., James, D. y Tesson, M., 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: Concepts, examples and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1687-1709.
- Ramos, V.A., 1986. El diastrófismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el Noroeste argentino. *Revista del Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy*, 6: 13-28.
- Ramos, V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6(32): 24-29.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A.J. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el sudoeste del Gon-

- wana. En: Gutierrez Marco, J.C., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): El Paleozoico Inferior de Ibero-América: 21-68. Extremadura.
- Reynolds, J.H., Jordan, T.E., Johnson, N.M., Damanti, J.F. y Tabbutt, K.D., 1990. Neogene deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: Magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 1607-1622.
- Saavedra, J., Pellitero, E., Rossi de Toselli, J. y Toselli, A.J., 1992. Magmatic evolution of the Cerro Toro granite, a complex Ordovician pluton of northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 5: 21-32.
- Salfity, J.A., Gorustovich, J.A., González, R.E., Monaldi, C.R., Marquillas, R.A. Galli, C.I. y Alonso, R.N., 1996. Las cuencas terciarias posincaicas de los Andes centrales de la Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 453-471. Buenos Aires.
- Sloan, R.J. y Williams, B.P.J., 1991. Volcano-tectonic control of offshore to tidal-flat regressive cycles from the Dunquin-Group (Silurian) of southwest Ireland. En: Macdonald, D.I.M. (Ed.): Sedimentation, tectonics and Eustasy: sea-level changes at active margins. *International Association of Sedimentologists, Special Publication 12*: 105-119. Oxford.
- Sosic, M.V.J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 14d, Tinogasta (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 192, 54 p. Buenos Aires.
- Toro, B.A., 1997. Asociación de graptolitos del Arenig de la localidad tipo de la Formación La Alumbra, Sistema de Famatina, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 12: 43-51.
- Toro, B.A. y Brussa, E.D., 1995. Graptolitos de la Formación Suri (Arenigiano) en el Sistema de Famatina, Argentina: importancia bioestratigráfica y paleobiogeográfica. Resúmenes de la Reunión de Comunicaciones Científicas, Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana, 33: 232-233.
- Toro, B.A. y Brussa, E.D., 1997. Graptolitos de la Formación Suri (Arenig) en el Sistema de Famatina, Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 12 (2): 175-184.
- Toselli, A.J., 1992. El magmatismo del noroeste argentino. *Reseña sistemática e interpretación. Serie Correlación Geológica* 8, 234 p. San Miguel de Tucumán.
- Toselli, A.J., Saavedra, J., Pellitero, E., Rossi de Toselli, J., Aceñolaza, F.G., y Medina, M.E., 1990. Geoquímica y petrogénesis del vulcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema del Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 313-322.
- Toselli, A.J., Rossi de Toselli, J., Pellitero, E. y Saavedra, J., 1993. El arco magmático granítico del Paleozoico Inferior en el sistema de Famatina, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 7-15. Mendoza.
- Toselli, A.J., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J., 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 443-462. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 42: 77-126. Córdoba.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c, Vinchina (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 100, 81 p. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1967. Descripción geológica de la Hoja 13d, Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 106, 78 p. Buenos Aires.
- Vaccari, N.E., Benedetto, J.L., Waisfeld, B.G. y Sánchez, T.M., 1993. La fauna de Neseuretus en la Formación Suri (oeste de Argentina): edad y relaciones paleogeográficas. *Revista Española de Paleontología*, 8: 185-190.
- Walser, G., y Marcos, O., 1986. Evaluación Minera Famatina. La Rioja, Argentina. Apendices 1 y 2. Secretaría de Minería - S.G.A.B. AR 86006, convenio Provincia. de La Rioja, Secretaría de Minería, Gobierno de Suecia. Buenos Aires.
- Watkins, R.T., 1986. Volcano-tectonic control on sedimentation in the Koobi Fora sedimentary basin. Lake Turkana. En: Frostick, L.E., Renault, R.W., Reid, I. y Tiercelin, J.J. (Eds.): Sedimentation in the African rifts. *Geological Society of London, Special Publication*, 25: 85-95. London.

Recibido: 31 de marzo, 1997.

Aceptado: 30 de noviembre, 1998.

Cuenca de Claromecó

José KOSTADINOFF¹ y César PROZZI²

¹Universidad Nacional del Sur, CONICET

²Universidad Nacional del Sur, Departamento de Geología, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca

ABSTRACT. *The Claromecó Basin.* A gravity and magnetic survey was undertaken south-west of the Tandilia arch in Buenos Aires province. Refraction seismic profiles were shot across the centres of the most conspicuous gravimetric anomalies. Tentative boundaries of this Palaeozoic basin are identified as the Tandilian arch to the NE, the Darragueira - Chasicó structural high to the SW, and the Rivera-Trenque Lauquen threshold to NW. The SE prolongation of this basin under the sedimentary cover of the Colorado Cretaceous basin was determined from seismic lines and drill cores. The Bouguer gravity map shows three negative anomalies (depocenters) in a SE-NW line between the Tandilian and Ventania hills. Gravity and magnetic geophysical models suggest a thickness of 7 km of Palaeozoic sediments in the Claromecó area, and 8 km in the La Virginia area. The refraction shots (Claromecó, Vasquez and Laguna Verde) shows reflections seismic events at 3 sec (6.2 km) in accord with the gravity and magnetic models. The hypothesis of a connection between the Puncoviscana and Claromecó basins is discussed, together with the existence of possible hydrocarbon sources in the Early Proterozoic and Late Cambrian rocks.

Introducción

El sector continental de la cuenca paleozoica de Claromecó sólo se conoce por inferencias geológicas o por métodos potenciales. En el sector marino su existencia está avalada por líneas sísmicas y perforaciones realizadas costa afuera las cuales ubican a los sedimentos paleozoicos por debajo de la secuencia terciaria-cretácica de la cuenca del Colorado (Fig. 1).

Con el fin de confirmar la profundidad de esta cuenca se realizaron, en áreas seleccionadas, disparos de sísmica de refracción con la técnica de perfil y contraperfil para determinar el buzamiento y dirección de las capas sedimentarias (Fig. 2). Asimismo, para ampliar el conocimiento de la extensión y geometría de la cuenca, se prospectó con métodos gravimagnetométricos todo el sector noroeste del área de Claromecó.

El presente trabajo expone el sistema de anomalías potenciales de alta frecuencia debido a la estructura plegada en el área de las sierras de Ventania. El sector sudoeste fue investigado con 20 disparos de sísmica de refracción los cuales revelan la existencia de espesores variables de sedimentos mesozoicos y paleozoicos.

Antecedentes

Los resultados de las prospecciones sísmicas regionales de la plataforma continental argentina, realizados a finales de la década del 60 bajo el régimen de la ley de hidrocarburos, llevaron a Zambrano y Urien (1970)

a proponer la existencia de sedimentos paleozoicos en el sector marino que se encuentran al sureste de la zona interserrana. En el Relatorio de la provincia de Buenos Aires, Roller (1975), sugiere la existencia de una cuenca paleozoica en la depresión interserrana comprendida entre el sistema de sierras de Ventania y Tandilia. En esa publicación, Llambías y Prozzi (1975) realizan una detallada mención de los sedimentos paleozoicos hallados en las perforaciones realizadas en la ciudad de Laprida y Necochea, además de una descripción de los afloramientos de Mariano Roldán, González Chaves y Lumb.

Las anomalías gravimétricas de Bouguer de -32 miligales medidas por Kostadinoff y Font (1982) en el balneario de Claromecó permitieron elaborar un modelo de cuenca cuyo resultado fijó el espesor sedimentario en 8 km; Introcaso (1982) estableció, por medio de un perfil, que el mismo llega a 10 km. Estos resultados permitieron a Ramos (1984) proponer la existencia de la Antefosa de Claromecó como resultado de un evento de colisión de la placa alóctona de la Patagonia.

Andreis (1984) y Andreis *et al.* (1987) indicaron que los depósitos neopaleozoicos se habrían generado a partir de la erosión de un elemento positivo al sur de esta cuenca.

Prozzi y del Rosso (1990) plantearon la posible existencia de rocas generadoras de hidrocarburos en el bajo grado metamórfico de la Sierra de San Luis, correlacionable con la Formación Puncoviscana. De la misma edad es el Grupo de La Tinta (Tandilia) cuyas calizas también podrían ser generadoras. Los autores mencionados propusieron una conexión entre las cuencas de

Claromecó y la Puncoviscana durante el Proterozoico tardío a Cámbrico temprano a través de las Sierras Pampeanas.

Considerando una red de alta densidad de estaciones gravimagnéticas en una faja de 70 km ancho entre los meridianos de la ciudad de Necochea y el límite provincial de Buenos Aires y La Pampa, Kostadinoff (1993) insinuó la geometría y propuso un modelo de dos capas para la cuenca paleozoica, llegando a postular la existencia de un espesor de 7 kilómetros.

En el sector marino de la cuenca del Colorado, hacia el sector del área estuaria, se ha confirmado la presencia de sedimentos paleozoicos de edad pérmica (Frykund *et al.* 1996; Juan *et al.* 1996). Los mismos se han hallado en las perforaciones de los pozos Estrella-1, Corona Austral-1 y Cruz del Sur-1

Metodología

La prospección geofísica de la zona interserrana y suroeste del sistema de sierras de la Ventana se realizó aplicando diferentes metodologías de trabajo con observaciones de los campos potenciales y disparos de sísmica.

Las estaciones de los campos potenciales (de gravedad y magnetismo terrestre) fueron ubicadas, en promedio, cada 5 km. Las observaciones gravimétricas

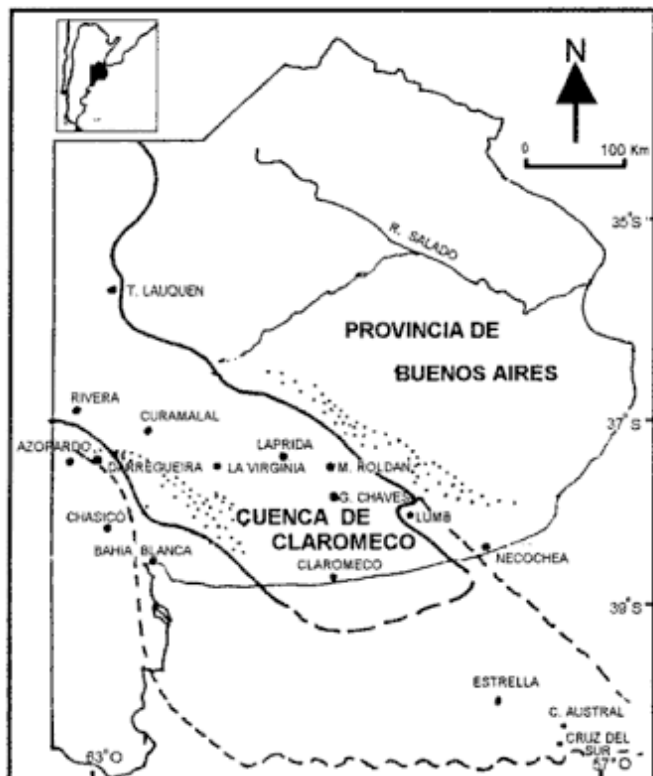


Figura 1: Mapa de ubicación de la cuenca de Claromecó. Mínimo gravimétrico asociado a la cuenca Extensión probable de los sedimentos paleozoicos.

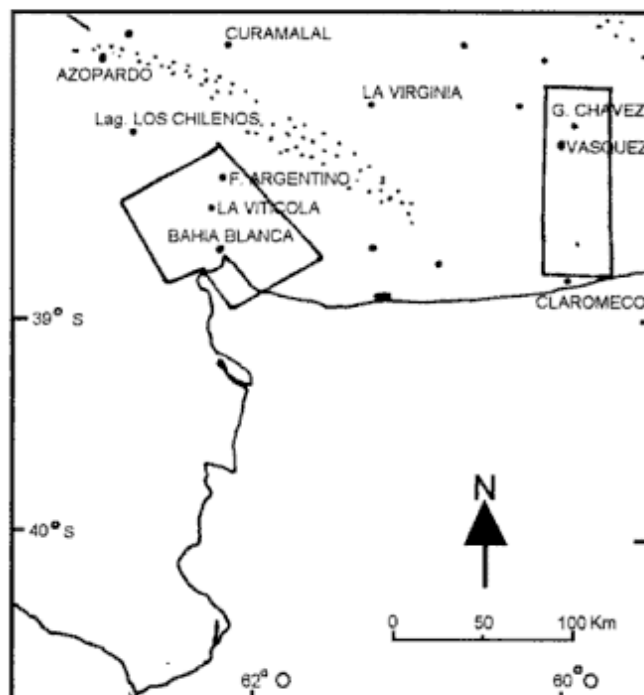


Figura 2: Areas cubiertas con disparos de refracción.

fueron realizadas con dos gravímetros: un Worden y un La Coste-Romberg. Las magnetométricas con tres magnetómetros de precesión protónica; uno se usó de base y los otros dos para las lecturas en el campo. La posición de las estaciones geofísicas se obtuvo de las cartas 1: 50.000 y 1: 100.000 del Instituto Geográfico Militar y en los últimos tres años con dos posicionadores satelitales Garmin SRV 100.

La sísmica utilizada, de refracción, se aplicó en dos áreas:

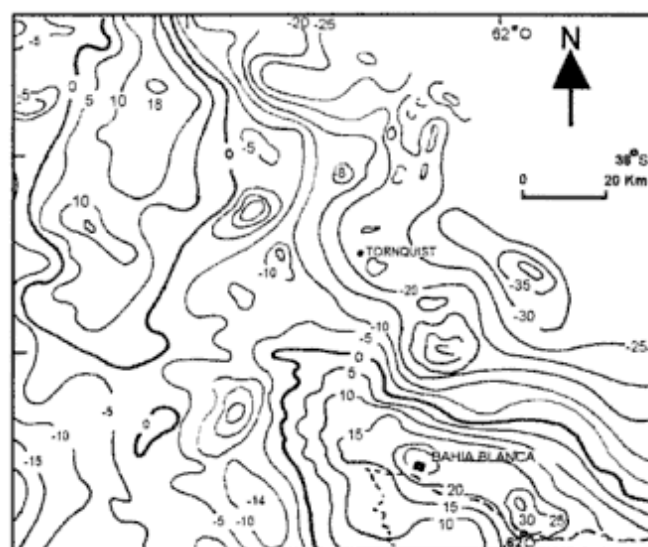


Figura 3: Anomalías gravimétricas de Bouguer en las Sierras Australes y en el sector occidental de las mismas. Isolinias cada 5 miligals.

1. Al suroeste del sistema de sierras de Ventania, en la cuenca de la Vitícola y en Fuerte Argentino. 2. En el centro de la cuenca de Claromecó, San Francisco Bellocq, y en Gonzáles Cháves.

En la primera se realizaron 20 disparos en perfil y contraperfil con un equipo de 48 canales DFS-III. Cada disparo contó con un tendido de cables de 3600 metros y una entrada de geófonos cada 100 metros. En el segundo caso se utilizó un sismógrafo más moderno de 240 canales, MS-10 con un tendido de cable de 4500 metros de longitud y una entrada de geófonos cada 50 metros. Se hicieron tres disparos en perfil y contraperfil: San Francisco Bellocq, Vázquez y Laguna Verde. La fuente de energía para estos disparos fue Gelamita y las cargas variaron de 55 a 15 kilogramos.

Resultados e interpretación

Gravimetría

Las anomalías gravimétricas negativas de Bou-

guer se presentan en tres secuencias: una de alta frecuencia sobre el sistema de sierras de Ventania y las otras dos, de baja frecuencia, a ambos lados de las sierras (Fig. 3). Las de baja frecuencia, Claromecó-La Virginia-Curamalal, se encuentra representada por anomalías de -32, -42 y -26 miliGales, dispuestas según un eje que denominaremos Claromecó. A la anomalía de La Vitícola-Fuerte Argentino-Azopardo, de -28, -25 y -30 miliGales la llamaremos La Vitícola. Esta última ya fue descrita por Kostadinoff y Font (1982), Kostadinoff y Albouy (1988), Schillizzi *et al.* (1990) y Kostadinoff (1993). De acuerdo con estos trabajos, en base a modelado del campo potencial e interpretaciones de disparos de refracción, se obtuvo para La Vitícola una secuencia de 2600 metros de sedimentos mesozoicos en tanto que por sísmica, en algunos casos, se detectaron eventos de alta velocidad sísmica que agregarían a la cuenca hasta 1500 metros de sedimentos paleozoicos. En la zona de Fuerte Argentino la sísmica de refracción ha determinado 500 metros de sedimentos de baja velocidad (2000 m/seg) de probable edad terciaria (Schillizzi *et al.* 1990) y sedimentos

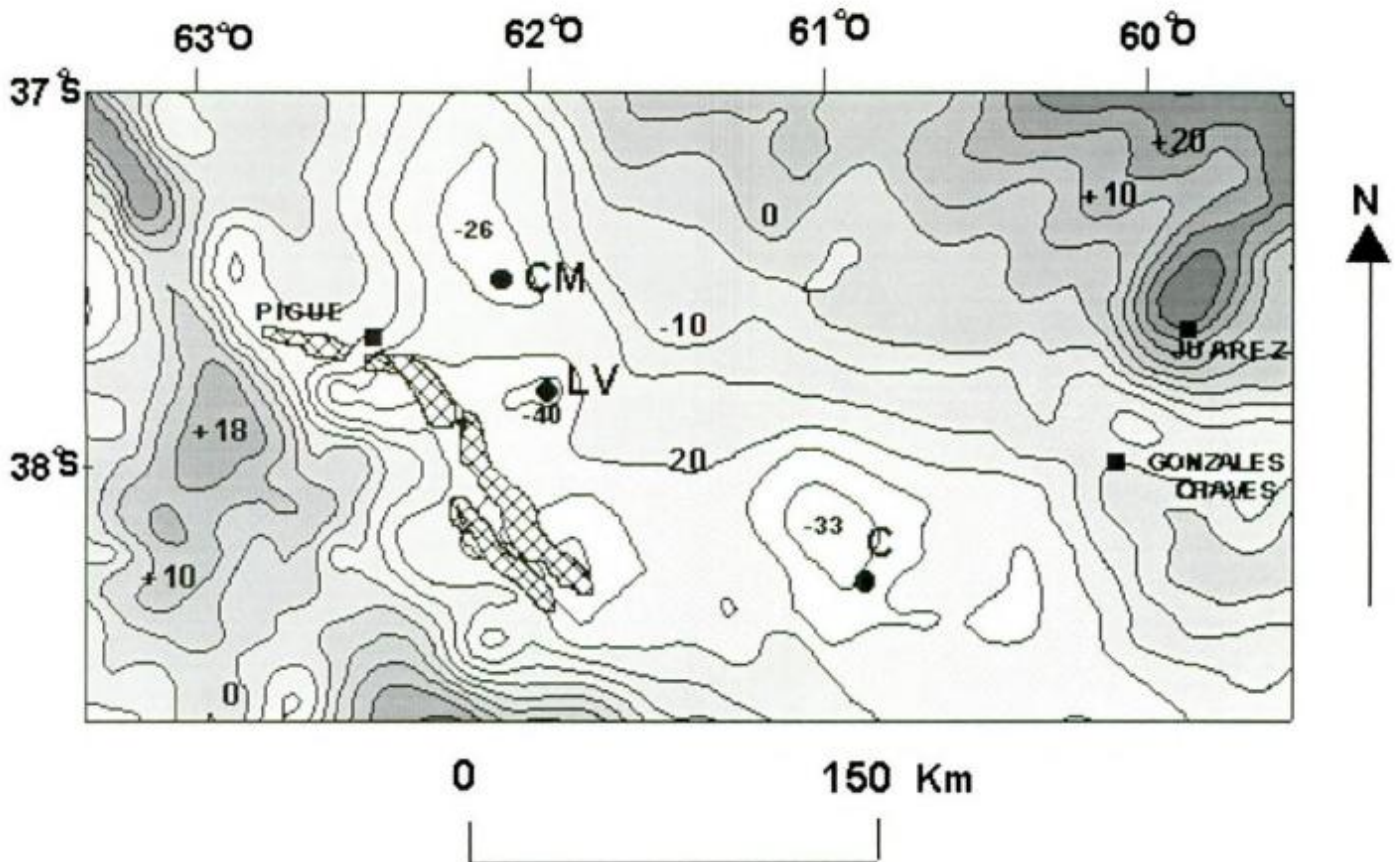


Figura 4: Mapa de anomalías gravimétricas negativas de Bouguer en la zona interserrana de la provincia de Buenos Aires. Isolíneas cada 5 miliGales. C= Mínimo gravimétrico de Claromecó, LV= Mínimo gravimétrico de La Virginia y CM= Mínimo gravimétrico de Curamalal. Con rastra cruzada se identifican los afloramientos de sedimentitas paleozoicas de sierra de la Ventania.

paleozoicos de alta velocidad. Kostadinoff y Albouy (1988), por métodos potenciales, elaboraron un modelo de la cuenca Azopardo calculando 500 metros de sedimentos mesozoicos y 4500 metros de paleozoicos. En ese mismo trabajo se menciona un modelo geofísico para la zona de Azopardo - Laguna de los Chilenos donde se postula la existencia de fracturas inversas.

La sucesión de anomalías de Bouguer de pequeña amplitud y de escaso desarrollo areal (alta frecuencia) se encuentra asociadas a las diferentes formaciones y plegamientos del sistema de sierras de Ventania (Kostadinoff 1993).

Al este y noreste del sistema de sierras de Ventania se han medido tres anomalías gravimétricas de Bouguer de gran amplitud areal y con una notable negatividad por defecto de masa (Figs. 4 y 5):

1. Claromecó de 942 km² y -33 miliGales.
2. La Virginia de 1900 km² y -40 miliGales.
3. Curamalal de 2260 km² y -26 miliGales.

Las anomalías se encuentran alineadas en la dirección Noroeste-Sureste, lo que puede ser interpretado como el eje de cuenca.

Hacia norte del mínimo gravimétrico de Curamalal comienza un cierre de las anomalías negativas de gra-

vedad (Figs. 4 y 5), el cual puede ser interpretado como un cierre de la cuenca de Claromecó.

En el sector continental, el área de anomalías de gravedad negativa alcanza los 45 000 km², superficie mínima que se formula para la cuenca de Claromecó. Esta hipótesis se ve confirmada por la interpretación de los resultado de los registros de sísmica de refracción realizados en diferentes lugares de esta cuenca.

Magnetometría

Con referencia a las anomalías del campo magnético terrestre, Fig. 6, se observan tres áreas:

a. El sector oeste cuyo centro es la ciudad de Bahía Blanca, con anomalías que conforman una superficie "rugosa" de basamento; b. Una zona de respuesta "plana" en la línea Claromecó - Tres Arroyos extendida hacia el este y c. Un mínimo magnético en el extremo sureste. El primer sector, corresponde a la posible zona de plegamiento de edad paleozoica en profundidad asociados a un basamento fracturado afectado por numerosos episodios tectónicos (véase el mapa de anomalías gravimétricas de la Fig.3). Una explicación de estos

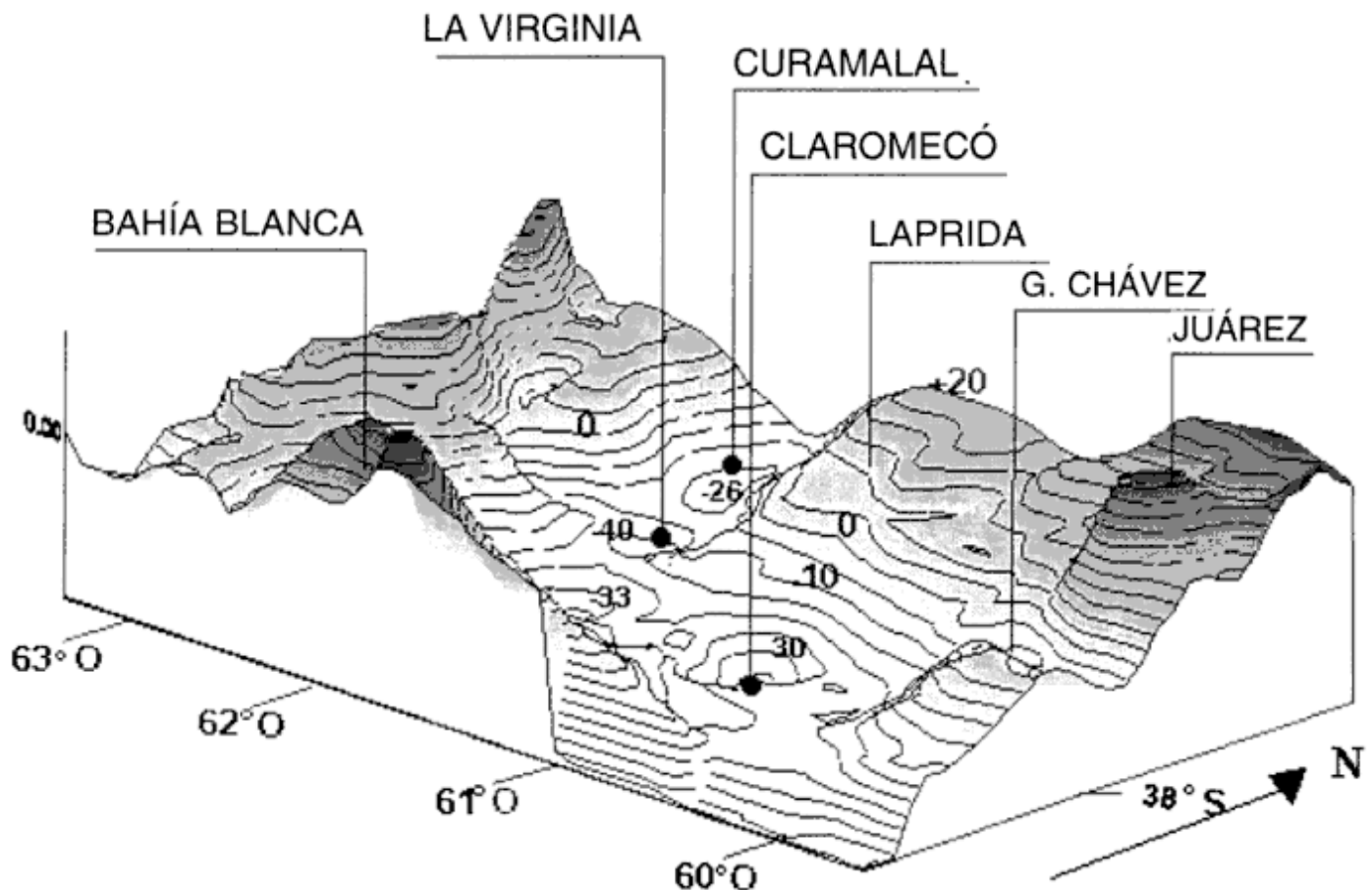


Figura 5: Diagrama 3D de las anomalías gravimétricas negativas de Bouguer en la zona interserrana de la provincia de Buenos Aires. Isolíneas cada 5 miliGales.

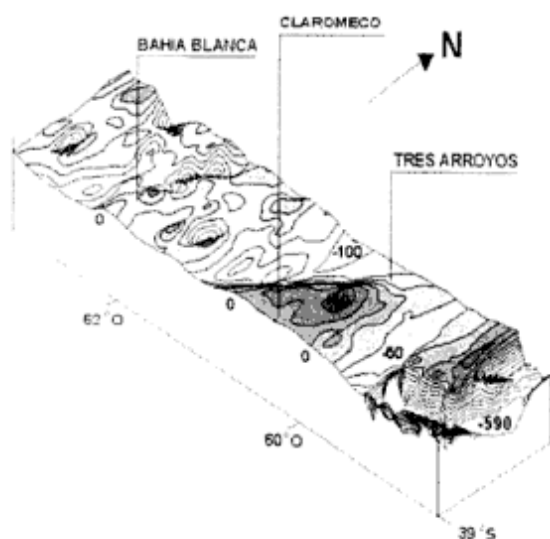


Figura 6: Mapa de anomalías magnéticas terrestre en los alrededores y en la cuenca de Claromecó. Isoclinas cada 25 nanoTeslas.

movimientos se han presentado en el trabajo de Von Gosen *et al.* (1990). El magnetismo "quieto" de la zona b se halla en el centro de la cuenca de Claromecó lo que nos induce a pensar en una zona de gran espesor con capas sedimentarias planas sin plegamientos, y por último el mínimo magnético del extremo sureste de la región estudiada (Fig. 6) está integrada a la anomalía gravimétrica de González Chaves (Kostadinoff 1995), la cual sería generada por la presencia de rocas o sedimentos con alto contenido de minerales paramagnéticos en el sector superior de la depositación paleozoica de esta cuenca.

Perfiles sísmicos

La reinterpretación de los 20 disparos de refracción en el sector suroeste del sistema de sierras de Ventania permiten acotar las velocidades entre 4700 a 5800 m/s para las sedimentitas paleozoicas.

En este sector se distinguen tres depocentros sedimentarios. Dos de ellos son paleozoicos: Azopardo (Kostadinoff y Albouy 1988) y Fuerte Argentino (Schillizzi y Kostadinoff 1985). El otro, La Vitícola, Mesozoico - Cenozoico y presenta más de 2500 metros de espesor de sedimentitas (Kostadinoff y Font 1982).

Con el objeto de corroborar las profundidades sísmicamente calculadas con las medidas gravimétricas hechas en la depresión de Claromecó se realizaron tres perfiles sísmicos en la metodología de refracción en el mínimo gravimétrico homónimo. Los mismos fueron ubicados en las localidades de San Francisco Bellocq, Estación Vásquez y Laguna Verde (Fig. 7). Para obtener estos perfiles se realizaron diez explosiones de ge-

lamita 75 variando la cantidad de carga entre 57 y 15 kg. La calidad de los sismogramas, considerando los eventos sísmicos de refracción, fue de buena a muy buena (Fig. 8). En cambio, al evaluar los eventos de reflexión se concluyó que éstos son de calidad buena a mala, siendo el más destacable el disparo de Vásquez (Fig. 9).

Disparo San Francisco Bellocq: Con los primeros arribos de las ondas sísmicas, en perfil y contraperfil, se determinó la existencia de dos capas sedimentarias, una con velocidad de 2000 m/s y la otra de 4620 m/s (Fig. 8). La primera es atribuible a una secuencia de edad terciaria y la segunda a una secuencia pérmica similar a la hallada para el Grupo Pillahuincó en las Sierras Australes por Achilli y Kostadinoff (1985), Schillizzi *et al.* (1990) y Kostadinoff (1993).

El espesor de la secuencia terciaria es de 433 metros sobre el arroyo Claromecó y de 447 metros a cuatro km al NE de dicho lugar. El buzamiento del horizonte de alta velocidad es de $0^{\circ} 43'$, o sea que puede considerarse casi horizontal. Esta particularidad es coincidente con las inclinaciones medidas en los afloramientos paleozoicos de González Chaves.

Con el fin de resaltar los primeros arribos de los eventos de refracción se agruparon los geófonos a corta distancia. Esto actuó negativamente para la identificación de las ondas de reflexión debido a que esta disposición combinó y optimizó las ondas aéreas y de "ground roll" en el registro sísmico. Sin embargo algunos eventos profundos pudieron ser identificados en ambos registros (en el de perfil y contraperfil) a los 2,9 y 3,1 segundos. Con los tiempos y las velocidades halladas se calculó un espesor sedimentario mínimo de 6400 metros. De ellos 450 metros son asignables a secuencias terciarias y los 5950 metros restantes a niveles de

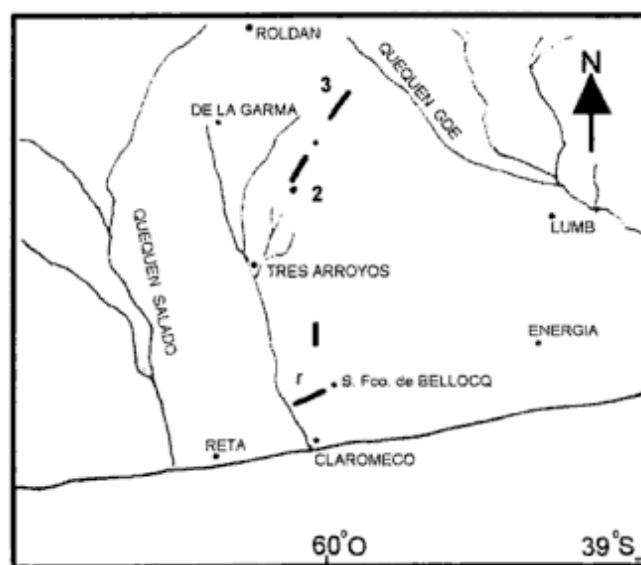


Figura 7: Ubicación de los disparos de refracción en el área de la anomalía gravimétrica negativa de Claromecó.

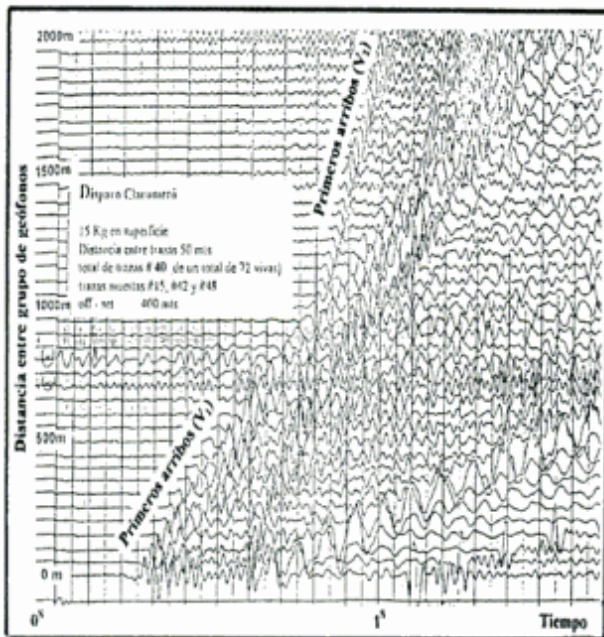


Figura 8: Sismograma con los primeros arribos en el perfil sísmico de San Francisco Bellocq.

edad paleozoicas. Eventos de reflexión entre los 4 y 6 segundos permiten inferir la existencia de rocas cámbricas y precámbricas, quizá similares a las halladas a las sedimentitas de la Formación Balcarce en las sierras del sistema de Tandilia.

Otra singularidad sísmica, en la metodología de reflexión, se halló entre las trazas 30 y 60 (desde los 1500 a los 3000 metros del punto de explosión). Este evento se desarrolla en el sismograma entre los 2,2 a los 2,5 segundos. Haciendo los correspondientes cálculos es posible demostrar que esta singularidad corresponde a un espesor de 2300 metros de rocas pérmicas.

Disparo Estación Vásquez: Utilizando los mismos criterios metodológicos que en el disparo anterior se obtuvo los siguientes parámetros de velocidad sísmica: la primera capa sedimentaria tiene 1700 m/s y la segun-

da capa una velocidad 4375 m/s. El horizonte de alta velocidad se encuentra a una profundidad de 133 metros en la estación Vásquez. En el otro extremo, a 9,5 km al SE de la ciudad de Gonzáles Cháves, se encuentra a menos de 25 metros de la superficie. La baja velocidad se puede atribuir a una cobertura sedimentaria de edad cuaternaria; en cambio la segunda velocidad sísmica, que es menor que la hallada en el disparo de San Francisco Bellocq, es característica de sedimentos mesozoicos (véase Kostadinoff 1983 y 1985 y Schillizzi 1986).

En los sismogramas, a los 563 metros, aparece una velocidad de 6363 m/s la cual es particular de rocas de alta densidad, tales como basaltos o mantos ferríferos. Los eventos de reflexión se han identificado a los 2,75; 3,1; 3,6; 3,9; 4,1; 4,8 y 5,3 segundos. Este último tan claramente identificado en las primeras 30 trazas del sismograma (Fig. 9), que permite inferir la posibilidad de la existencia de sedimentitas cámbricas y precámbricas a profundidades mayores a 8 km.

Disparo Laguna Verde: Realizando las mismas consideraciones que en los disparos anteriores, San Francisco Bellocq y Vásquez, se elaboró una dromocrona, en perfil y contraperfil, que nos permitió hallar las velocidades y espesores de los paquetes sedimentarios que se hallan 10 km al norte de la ciudad de Gonzáles Cháves. La primera capa sedimentaria tiene una velocidad comprendida entre 1600 a 2500 m/s y la segunda 4779 m/s.

En el extremo norte del perfil se calculó un espesor sedimentario de la roca de baja velocidad de 163 metros; en el sur, estos mismos cálculos indican sólo 75 metros. Asimismo del cálculo de la dromocrona muestra que la capa de alta velocidad tiene un ángulo de 7° profundizándose hacia las sierras de Tandilia. En lo referente a los eventos de sísmica de reflexión éstos aparecieron a 2,5, 3,5 y 4,7 segundos lo que indicaría que aún cerca de este sistema de las sierras se mantienen grandes espesores sedimentarios de edad paleozoica y probablemente precámbrica. Estos resultados pueden ser correlacionados con los perfiles sísmicos al oeste de

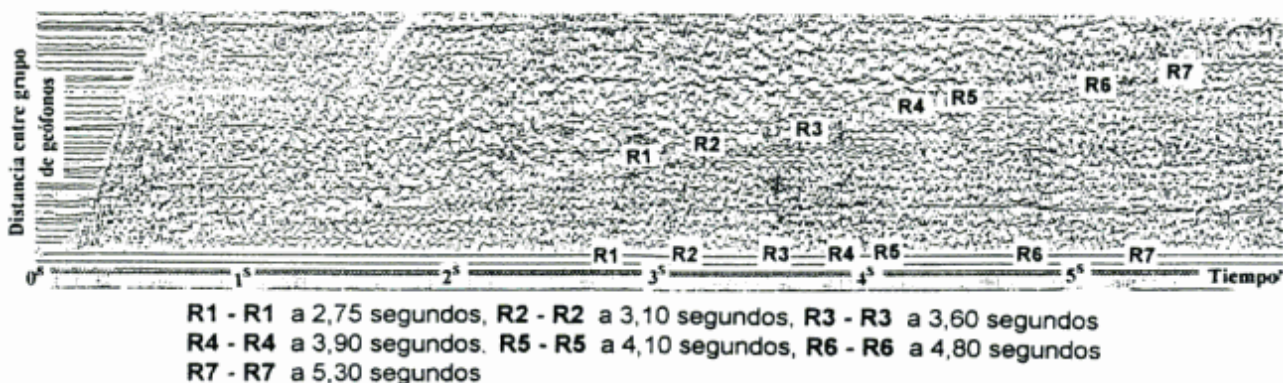


Figura 9: Eventos de reflexión en el sismograma obtenido en el perfil Vásquez.

Africa del Sur (Tankard *et al.* 1995) donde se muestra una cuenca de más de 15 km de profundidad. Estos autores mencionan también que en el pozo Masetleheng Pan 1 se reconocieron palinomorfos Rifeanos a 4000 metros de profundidad.

Discusión

En el sistema de Tandilia aflora la Formación La Tinta del Proterozoico Tardío (Marchese y Di Paola 1975); ésta incluye calizas negras que podrían ser generadoras de hidrocarburos. El Grupo Nama de edad similar en Namibia y Botswana contiene petróleo, pero en las pocas perforaciones realizadas no se hallaron reservas con valor económico, aparentemente por falta de roca de reservorio (Tankard *et al.* 1995). En Brasil en la cuenca de San Francisco y en la zona limítrofe con Bolivia, existe petróleo y gas en sedimentos vendianos, como en el Grupo Nama, aunque de escaso valor económico. En las Sierras Pampeanas Orientales existen diversos afloramientos de rocas de bajo grado metamórfico, cuya edad asigna al Vendiano, eventualmente Rifeano. En San Luis algunas capas tienen hasta 1,2 % de carbono orgánico (Prozzi y del Rosso 1990). Estas rocas podrían ser equivalentes a las del Brasil y oeste del África del Sur.

El Grupo Pillahuicó en Ventania tiene alrededor de 3700 metros de espesor (Suero 1972) y como estas sedimentitas tiene clivaje hasta en sus capas más altas indicaría que en el momento de la deformación tenía varios miles de metros de sedimentos superpuestos. Por lo tanto, un espesor primario para el Grupo Pillahuicó de 8000 metros no resultaría contradictorio con los datos geológicos. Sobre este Grupo podrían existir sedimentos triásicos como los que conectarían Sudáfrica con la cuenca de Cuyo.

Conclusiones

Según las anomalías gravimétricas negativas de Bouguer se identifican seis áreas con alto déficit de masa a ambos lados del sistema de sierras de Ventania: tres en el sector occidental de las sierras que se han denominado Azopardo, Fuerte Argentino y La Vitícola y en el sector oriental, otras tantas nominadas como Claromecó, La Virginia y Curamalal.

Los disparos de sísmica de refracción realizados en Fuerte Argentino, La Vitícola y Claromecó indican que estas anomalías coinciden con depocentros de gran espesor sedimentario.

La interpretación de los primeros arribos de las ondas sísmicas en los disparos ejecutados en la anomalía de Claromecó permiten determinar la clara existencia de dos capas bien contrastadas, una con velocidad de

2000 m/s y la otra de 4700 m/s, atribuidas a sedimentos de edad terciaria y pérmica respectivamente.

A partir de los cálculos de los eventos sísmicos de reflexión en la zona de San Francisco Bellocq - Vásquez - Laguna Verde se infiere una subcuenca paleozoica de más de 6 km de espesor hallándose que los sedimentos no se encuentran plegados y muestran buzamientos menores a 6°. En el área de Vásquez a los 563 metros y en coincidencia con anomalías magnéticas de gran amplitud, aparece una velocidad de 6363 m/s la cual es indicativa de rocas de gran densidad, como basaltos o un manto ferrífero. En este mismo lugar una velocidad sísmica de 4300 m/s habilita a proponer la existencia de sedimentos Triásicos. Los eventos discriminados en los sismogramas a más de 3 segundos permiten sospechar la existencia de sedimentitas cámbricas y precámbricas a profundidades mayores de 8 km. Las correlaciones con Africa del Sur y Brasil permiten suponer espesores sedimentarios o de rocas de bajo grado metamórfico de más de 10 km, cuyas edades se extenderían desde el Rifeano al Triásico. En ellas podrían intercalarse tres niveles de rocas generadoras: de edad vendiana, pérmica y eventualmente triásica.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a Halliburton Geophysical Service, por la donación del equipo de registración sísmica MS-10, cables, geófonos, magnetómetros y gravímetro. Bidas SAPIC por la donación del equipo complementario para el funcionamiento del equipamiento sísmico. Geofísica Argentina, por la calibración y donación de módulos electrónicos para la operatividad del equipo MS - 10. Al personal del Instituto Argentino de Oceanografía y a Jorge Sánchez, afectados al tendido y mantenimiento de los cables, geófonos y equipo sísmico durante los disparos de refracción. A Guillermina Alvarez y a Ariel Raniolo, de la cátedra de Geofísica, por su apoyo en las campañas de campo. A la Universidad Nacional del Sur por el subsidio acordado para este estudio. Asimismo se agradecen las observaciones efectuadas por los árbitros Carlos M. Urien y Graciela Font, cuyas sugerencias permitieron mejorar la presentación de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Achilli, S. M. y Kostadinoff, J., 1985, Determinación de las velocidades de las ondas sísmicas P y módulos de elasticidad en rocas del sistema de Ventania. 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses: 985-996. Tandil.
- Andreis, R. R., 1984. Análisis litofacial de la Formación Sauce Grande (Carbonífero superior ?), Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. Proyecto Paleozoico superior de la América del Sur y sus límites. Resúmenes: 28-29. San Carlos de Bariloche.

- Andreis R. R., Amos, A. J., Archangelsky, S. y González, C. R., 1987. Cuencas Sauce Grande (Sierras Australes)-Colorado. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*. Academia Nacional de Ciencias: 213-223. Córdoba.
- Frykund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): *Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina*. Relatorio: 135-158. Buenos Aires.
- Introcaso, A., 1982. Resultados gravimétricos sobre las cuencas de la provincia de Buenos Aires y zonas vecinas. *Revista del Instituto de Física de Rosario*. p. 355. Rosario.
- Juan, R. C., Jager, J., Russell, J. y Gebhard, Y., 1996. Flanco norte de la cuenca del Colorado. En Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): *Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina*. Relatorio: 177-233. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J., 1983. Interpretación de los resultados geofísicos en la prolongación Este de Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (1): 3-16.
- Kostadinoff, J., 1985. Investigaciones sísmicas en la prolongación marina del sistema de Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 202-210.
- Kostadinoff, J., 1993. Geophysical evidence of a Paleozoic basin in the interhilly area of Buenos Aires province, Argentina. *Comptes Rendus*, 13 (ICC, P.) 1: 397-404. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J., 1995. Delimitación de estructuras, litología y espesor de corteza terrestre en áreas continentales y marinas del sistema de sierras de Tandilia (Provincia de Buenos Aires). Tesis doctoral, Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas. 147 p., (Inédito).
- Kostadinoff, J. y Font, G., 1982. Cuenca interserrana bonaerense, Argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*: 105-121. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J. y Albouy, R., 1988. Estudio de las anomalías gravimagnéticas en el área del intrusivo de Lopez Lecube, Lagunas las Encadenadas y Sierras del Cortapié, provincia de Buenos Aires. 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses: 481-488. Bahía Blanca.
- Llambias, E. y Prozzi, C., 1975. Ventania. Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino, 70-101. Bahía Blanca.
- Marchesse, H. y Di Paola E., 1975. Reinterpretación estratigráfica de la perforación Punta Mogotes-1. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (1): 44 - 52.
- Prozzi, C. y del Rosso, M., 1990. Pizarras carbonosas en el basamento de San Luis, Argentina. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 1: 202-205. San Juan
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia, un continente a la deriva?. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 311-328. San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.A., 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental. En: Ramos, V. A. y Turic, M. A. (Eds.): *Geología y recursos naturales de la plataforma continental argentina*. Relatorio: 385-405. Buenos Aires.
- Rolleri, E., 1975. Provincias geológicas bonaerenses. 6º Congreso Geológico Argentino. Relatorio: 29-53. Bahía Blanca.
- Schillizzi, R. A. y Kostadinoff, J., 1985. Basamento geofísico del área suroccidental de las sierras Australes, provincia de Buenos Aires. 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses: 1055-1067. Tandil.
- Schillizzi, R. A., 1986. Reconocimiento sísmico del litoral sur marplatense, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 41 (1-2): 182-186.
- Schillizzi, R. A., Bonorino, A. G. y Kostadinoff, J., 1990. Geofísica y geología del sector noroccidental de la cuenca del Colorado, provincia de Buenos Aires. *Geoacta*, 17(2): 167-177. Buenos Aires.
- Suero, T., 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Laboratorio de Ensayos de Materiales e Investigaciones Tecnológicas. Serie 2*, 216: 137-147. La Plata.
- Tankard, A.J., Uliana, M. A., Welsink, H. J., Ramos, V. A., Turic, M. A., Franca, A. B., Milani, E.J., de Brito Neves, B. B., Eyles, N., Skarmeta, J. y Santa Ana, H., 1995. Tectonic controls of basin evolution in southwestern Gondwana, En Tankard, A. J., Suarez S., R. and Welsink, H. J. (Eds.): *Petroleum basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 62, p. 5-52.
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O., 1980. Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. En: *Geología Regional Argentina*, 2: 919-965. Córdoba.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province, Argentina). *Geologisches Rundschau* 79(3): 797-821.
- Zambrano, J. J. y Urien, J. M., 1970. Geological outline of the basins in the Southern Argentine and their continuation of Atlantic shore. *Journal of Geophysical Research*, 75 (8): 1363-1396.

Recibido: 22 de noviembre, 1997.

Aceptado: 22 de diciembre, 1998.

Ambiente eruptivo del Grupo Volcánico Isla James Ross en Riscos Rink, Isla James Ross, Antártida

Héctor G. CARRIZO¹, César A. TORIELLI¹ Jorge A. STRELIN² y Claudio E. J. MUÑOZ¹

¹Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.

²Centro Austral de Investigaciones Científicas (C.A.D.I.C.)-Instituto Antártico Argentino (I.A.A.), Av. Malvinas Argentina s/n., 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.

ABSTRACT. *Eruptive environment of the James Ross Island Volcanic Group at Rink Crags, James Ross Island, Antarctica.* Stratigraphic and petrographic studies of Cenozoic volcanic and volcanoclastic rocks of Rink Crags, western James Ross Island, allow for the identification of five eruptive units separated by unconformities of different magnitude. Eruptive unit 1 conforms a subaqueous tuff cone composed of hydroclastic tuff and lapilli (explosive phase), interbedded with mixed epi-pyroclastic diamictites, deposited by ENE directed pyroclastic surges. The rocks of this unit were intruded by basaltic conduits tentatively related to eruptive unit 2. Up to 150 m thick pillow-lavas (unit 3) cover an erosive unconformity carved on the former rocks. Unit 4 consists of patchy basal diamictite layers covered by thick hyaloclastic breccias. In unit 5 submarine basaltic flows give way to a pyroclastic bottomset that progrades over an unconformity, enhanced by diamictite deposits of uncertain origin. The volcanic outline resembles the Icelandic tablemountain type. Hyaloclastic (aquagen) deposits, located between the lava flows of unit 5, indicate that the lava/breccia contact does not coincide, as it is usually assumed, with the air/water interface. It is argued here that the five eruptive units are related to volcanic episodes centered on the SE part of Rink Crags and that the eruption took place in a subaqueous and probably glaciomarine setting. The five eruptive units are tentatively related to a unique Upper Miocene-Lower Pliocene eruptive epoch during which the sea level would have been close to the present height of 500 m (a.s.l.).

Introducción

Nelson (1966) realizó una descripción regional de las volcanitas del Grupo Volcánico James Ross Island (Adie 1953) aflorantes en la isla James Ross. En el sector de Riscos Rink, describió dos fases volcánicas, la primera compuesta por brechas hialoclásticas palagonitizadas y la segunda por brechas hialoclásticas palagonitizadas y coladas basálticas.

A partir de dicha información y como parte de los estudios estratigráficos detallados del Cenozoico del sector norte de la Península Antártica, iniciados por el Instituto Antártico Argentino, se llevó a cabo la exploración geológica de Riscos Rink dentro del marco del convenio de colaboración recíproca firmado entre la Universidad Nacional de Córdoba y la Dirección Nacional del Antártico.

Los objetivos del trabajo apuntan fundamentalmente a la caracterización petrológica y estratigráfica de las volcanitas aflorantes en la zona de Riscos Rink, con énfasis en la determinación de las diversas unidades eruptivas que las constituyen, del tipo de erupción que les diera origen, de su ambiente de emplazamiento y su probable correlación con eventos ocurridos en áreas vecinas. Dicha información, integrada con otros estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos que se están lle-

vando a cabo, permitirá establecer el marco tectónico, aún poco claro, vinculado al vulcanismo del sector noreste de la Península Antártica.

Ubicación del área de trabajo

La isla James Ross se localiza al noreste de la Península Antártica donde integra, junto con otras islas de menor tamaño, el archipiélago James Ross. Riscos Rink se sitúa en el sector noroeste de la citada isla, a los 63° 45' de latitud sur y 58° 11' de longitud oeste. Esta localidad se encuentra delimitada al norte por la bahía Whisky, al oeste por el canal Prince Gustav (Príncipe Gustavo) y al sur por la bahía Caña Quemada (Figs. 1 y 2).

Antecedentes Geológicos

Adie (1953) denominó Grupo Volcánico James Ross Island (GVJRI) al conjunto de rocas volcánicas cenozoicas, fundamentalmente basálticas, que afloran en el sector noreste de la Península Antártica. Nelson (1966) realizó un estudio regional muy completo del GVJRI.

Utilizando criterios topográficos, correlaciones litológicas y afinidades geoquímicas (evolución del ángulo 2V de olivinas) distinguió cinco fases eruptivas. Cada fase estaría compuesta por dos tipos litológicos principales: basaltos de coladas generalmente subaéreas y brechas palagoníticas (hialo- e hidroclásticas con lavas almohadilladas), producto de la desintegración de los primeros al ingresar en el mar. Describió también niveles tobáceos intercalados en el grupo volcánico y un conglomerado tobáceo con fósiles marinos depositado durante la primera fase eruptiva. Siguiendo un modelo similar al de Jones (1966) propuso que las sucesivas fases volcánicas y volcánicas submarinas, centralizadas fundamentalmente en el monte Haddington (1690 m s.n.m.), se habrían apilado unas sobre otras, ajustándose a las oscilaciones del nivel del mar.

Teniendo en cuenta la relación estratigráfica que guardan con las sedimentitas del Mioceno temprano y el "Conglomerado con Pecten" aflorantes en la isla Cockburn (Fig. 1), Andersson (1906) asignó a las volcánicas del GVJRI (por él denominadas Formación James Ross) una edad miocena media a tardía. Datos posteriores de cronología absoluta del Grupo Volcánico James Ross o (GVJRI) indican edades comprendidas entre 7 Ma (Mioceno tardío) y 1 Ma (Pleistoceno temprano) (Rex 1976; Sykes 1988).

Considerando su composición química, Nelson (1966) interpretó que las rocas volcánicas aflorantes en la isla James Ross responden a un magmatismo alcalino más afín a áreas orogénicas que oceánicas. Estudios recientes vinculan los basaltos a un ambiente tectónico de intraplaca continental, no relacionado a una zona de subducción, separándolos con ello claramente de los aflorantes en las islas Shetland del Sur e incluso de los basaltos más recientes que hicieron erupción en el estrecho de Bransfield hace menos de 1 Ma (Lawver *et al.* 1995).

Strelin *et al.* (1987) consideraron inadecuados los criterios de correlación utilizados por Nelson (1966) y adoptaron otro, fundamentalmente estratigráfico, en el que prestan especial atención a la existencia de discordancias de distintos órdenes que separan episodios volcánicos de diversa magnitud. Estos autores identificaron por primera vez niveles diamictíticos intercalados entre las volcánicas que, en algunos casos, podrían corresponder a un drift glaciarino. Pirrie y Sykes (1987) aportaron datos estratigráficos sobre las secuencias de piroclásticas (tufopsamitas) aflorantes en la isla Tail y en las proximidades del lago Hidden, isla James Ross, a las que interpretan como depositadas en un ambiente deltaico proglaciario. Strelin (1990) realizó el reconocimiento detallado de las unidades eruptivas del GVJRI aflorantes principalmente en la zona occidental de la isla James Ross e interpretó la existencia de un ambiente glaciario, no marino, relacionado a las unidades eruptivas superiores. Smellie (1990), al describir los eventos volcánicos del sector norte de la Península Antártica, propuso -de manera poco clara- que la presencia de till glaciarino en la base de las secuencias volcánicas de la isla James Ross sería evidencia de erupciones subglaciarias. En un estudio geomorfológico de la isla James Ross, Strelin y Malagnino (1992) consideraron que las volcánicas aflorantes en el sector occidental de la isla James Ross, yacentes por encima de la cota actual de los 600 m, hicieron erupción en un ambiente glaciario en contacto con el hielo o el agua de fusión glaciar. Strelin *et al.* (1993) describieron una serie de pequeños conos volcánicos recientes, que atraviesan el borde oriental de la calota de hielo del monte Haddington, cuya estratigrafía indicaría que fueron inicialmente generados por erupciones subglaciares que pasan posteriormente a subaéreas. Smellie y Skilling (1994) también describieron un volcán de emplazamiento subglaciario en la península Tabarín, al norte de la isla James Ross, cuyos basaltos poseen una edad aproximada de 1 Ma. López (1994) estudió la geología del GVJRI en el sector comprendido entre las bahías Holluschickie y Villar Fabre, isla James Ross. Aplicando los criterios estratigráficos y de actividad volcánica propuestos por Fisher y Schmincke (1984), López (1994) diferenció seis unidades eruptivas que asignó a dos épocas eruptivas distintas. Vinculó la primera época eruptiva a un volcanismo submarino con generación de depósitos volcánicos de tipo maárico. Estos

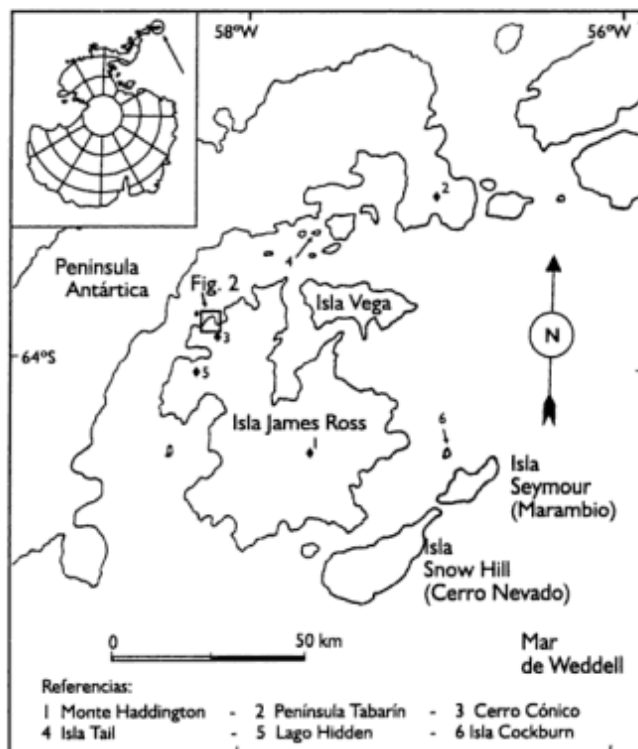


Figura 1: Plano de ubicación del archipiélago James Ross. En recuadro el sector de Riscos Rink, representado en la figura 2.

depósitos habrían sido truncados a una cota que oscila entre los 430 y 500 m a causa de un probable descenso del nivel del mar y reavance glaciario, tras lo cual se produjeron las erupciones volcánicas intraglaciarias vinculadas a la segunda época eruptiva.

Geología de Riscos Rink

El estudio se basa en una serie de perfiles columna-res levantados en torno a Riscos Rink que, luego de ser integrados lateralmente, permitieron obtener una visión tridimensional de las diversas unidades eruptivas que los conforman (Figs. 2 y 3).

Sustrato cretácico

En el sector NO de la isla James Ross las volcanitas del GVJRI apoyan sobre el zócalo sedimentario cretáci-

co perteneciente al Grupo Gustav de edad Barremiana a Santoniana (Ineson *et al.* 1986; Medina *et al.* 1992). Este grupo incluye las rocas más antiguas aflorantes en la isla James Ross depositadas como relleno inicial de la cuenca de retroarco James Ross (Elliot 1988). Sondeos geofísicos demuestran que para la zona vecina de bahía Brandy (Fig. 1) las rocas del basamento de dicha cuenca, constituidas probablemente por metamorfitas del Grupo Trinity Península de edad prejurásica (Hyden y Tanner 1981), se hallan a profundidades del orden de los 4480 metros (Keller y Díaz 1990). Estas rocas afloran en la isla Larga situada en el canal Prince Gustav, a unos 10 km al NE de los Riscos Rink.

En Riscos Rink los afloramientos de las sedimentitas mesozoicas, que según Medina (com. pers.) corresponden a la Formación Whisky Bay de edad albiata tardía a cenomaniana, son saltuarios y aparecen sobre el flanco de los riscos orientados hacia la bahía Whisky. Se trata en general de areniscas y conglomerados de color verde a gris dispuestos en bancos con estratificación

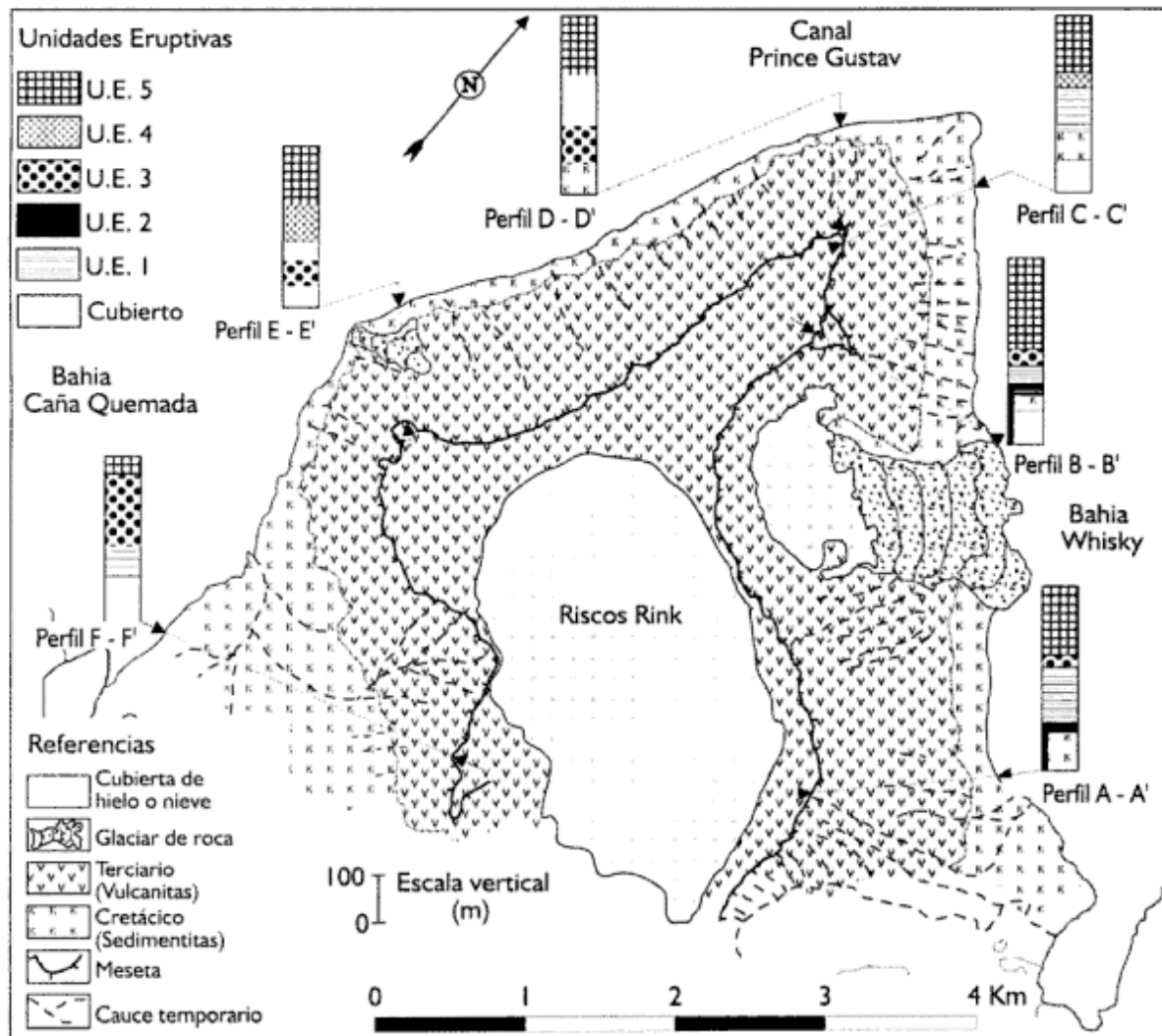


Figura 2: Mapa de los afloramientos del GVJRI en Riscos Rink, mostrando su relación areal con las sedimentitas cretácicas. Se incluyen perfiles discriminando las diferentes unidades eruptivas.

paralela y gradación simétrica y normal. Los rumbos de las capas varían entre 210° y 245° e inclinan de 20° a 60° hacia el este-sudeste.

Grupo Volcánico James Ross Island

Los perfiles geológicos y columnares de la Fig. 3 representan las secuencias litoestratigráficas descritas en torno a Riscos Rink. La ubicación espacial de las mismas se aprecia en el mapa de la figura 2. Su interpretación permite separar cinco unidades eruptivas (1 a 5) comprendidas tentativamente dentro de una misma época eruptiva (unidad de actividad volcánica propuesta por Fisher y Schmincke 1984).

Tipos litológicos

a) Diamictita: Intercalados con las volcanitas afloran cuerpos, en algunos casos lentiformes, de diamictitas. Están constituidos por bloques subangulosos a su-

bredondeados de composición basáltica y brechosa de procedencia local, junto con otros de rocas ígneas pertenecientes a la Serie Intrusiva Andina (Adie 1955) y metamórficas (esquistos leptometamórficos del Grupo Trinity Peninsula) provenientes de la Península Antártica, inmersos en una matriz tufopsamítica a tufopelítica.

El espesor de estos cuerpos varía entre 0,30 y 3,50 metros, pudiéndose encontrar separados por niveles psamíticos. Suelen superponerse llegando a medir en conjunto 15 m de espesor máximo (Fig. 3, perfil B - B'). El tamaño de los clastos en la fracción gruesa varía desde unos pocos centímetros hasta 40 cm de diámetro máximo, predominando individuos de 8 a 18 cm de diámetro. Excepcionalmente los bloques son mayores, alcanzando 70 cm de diámetro, los de origen local, y 250 cm de diámetro, los de procedencia peninsular. Las superficies de los bloques se encuentran en ocasiones facetadas pero no se observaron estrías (Fig. 4).

La estructura interna de las diamictitas es por lo general caótica, pero en algunos casos se advierte cierta estratificación.

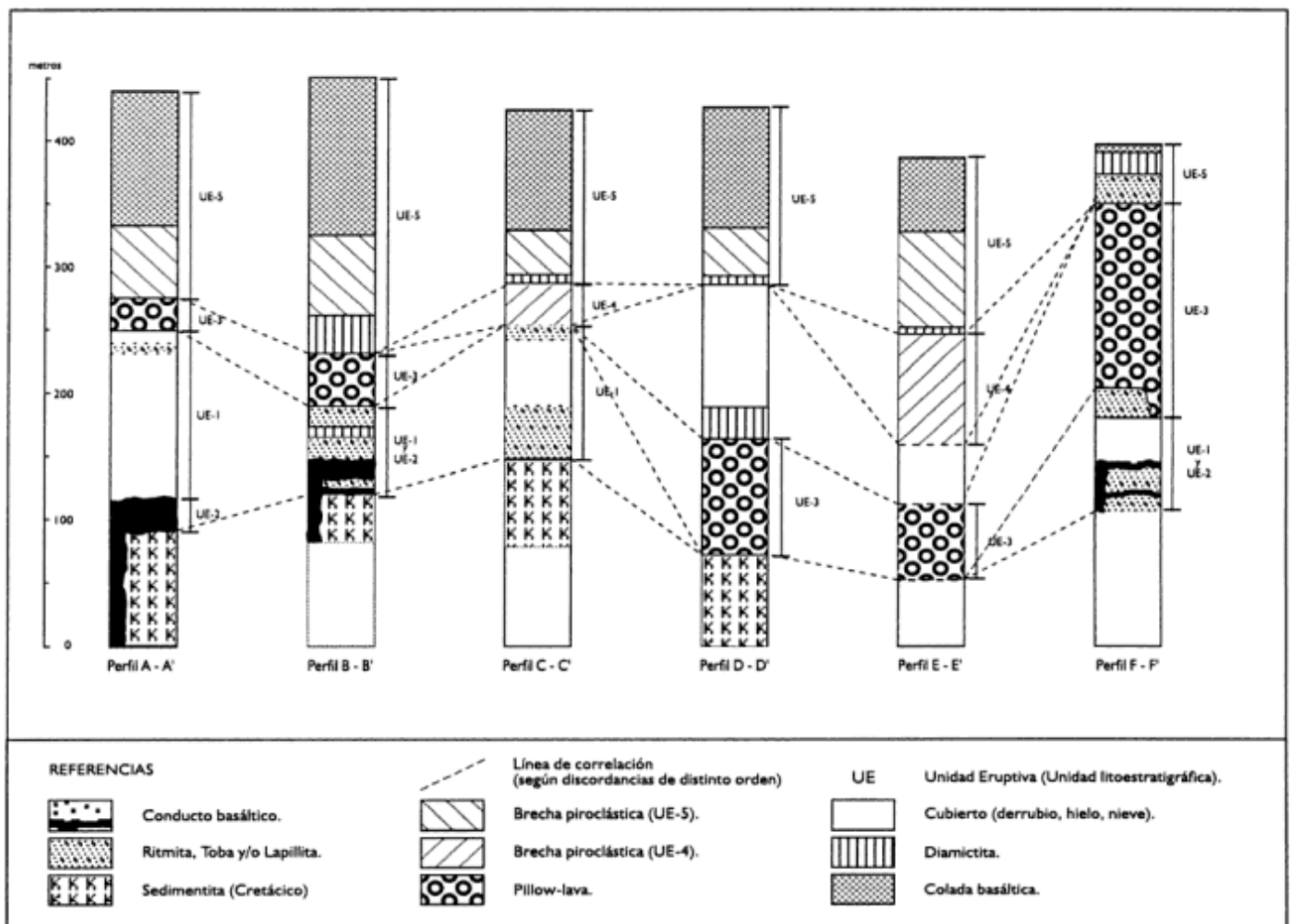


Figura 3: Perfiles litoestratigráficos e interpretación de sus relaciones laterales (para la ubicación geográfica ver figura 2).

Las características estructurales, texturales y composicionales de las diamictitas aflorantes en Riscos Rink permiten aventurar distintos tipos de orígenes. Podrían asociarse a flujos submarinos densos mixtos piro-epiclásticos en sus facies proximales (Sparks *et al.* 1980) a till de alojamiento o a depósitos diamictíticos gruesos localizados en frentes de barreras de hielo (Eyles y Eyles 1992).

b) Basaltos de colada: Los basaltos de coladas conforman flujos lávicos compuestos (Cas y Wright 1988) de disposición horizontal y de unos 5 a 10 m de espesor. Poseen escasa vesiculación en su base y cuerpo, mientras que en su techo son muy vesiculares y presentan estructuras de flujo tipo lava cordada. Es frecuente la textura amigdaloides con rellenos carbonáticos y zeolíticos.

La roca que los conforma posee coloración gris oscura, con ocasionales tintes rojizos especialmente en la parte superior y basal de las coladas. Presentan diferentes texturas: holocristalina, hipocristalina, intergranular a subofítica, hialopilitica y microporfídica a porfídica. Hay en término medio un 5% de fenocristales entre los que predominan los de olivina (crisolita) que alcanzan hasta 2,4 mm de diámetro máximo, tienen contornos euhedrales y en algunos casos aparecen cribados. Los cristales son lípidos aunque suelen presentar distintos grados de alteración (cloritización) siendo además común observar en ellos una pigmentación rojiza de óxidos de hierro (posiblemente goethita). Los fenocristales de titanogaugita son subhedrales y sus tamaños oscilan alrededor de los 0,9 mm de diámetro máximo. Se encuentran comúnmente intercrecidos con microlitos de plagioclasas. Los fenocristales de plagioclasa (labradorita) poseen contornos subhedrales y el tamaño de sus tablillas oscila alrededor de los 0,7 mm de largo. Poseen maclas de Carlsbad y de Albita y algunos son zonados. La pasta tiene textura intersertal a hialopilitica y está conformada por microlitos de plagioclasa, pequeños prismas de titanogaugita, diminutos cristales de olivinas de segunda generación, todos inmersos en un vidrio taquilítico.

La mayoría de las muestras estudiadas poseen poco vidrio en su composición modal a excepción de una muestra que fue extraída próxima a la superficie de la colada. En este caso la disminución del contenido modal del vidrio está relacionada con la aparición de piroxenos. El contenido mineralógico y su relación con otras rocas de la región que cuentan con análisis químicos (López 1994), lleva a clasificarlas como basaltos olivínicos.

Si bien se atribuye por lo general a los basaltos de colada un origen subaéreo, su relación con lavas almohadilladas y derrames de brechas piroclásticas palagonizadas permitió establecer también para ellos el emplazamiento en un ambiente ácuo somero.

c) Basaltos de lava almohadillada: Estos basaltos conforman depósitos de *pillows* independientes de for-

ma esferoidal hasta elipsoidal o una intrincada red de tubos (*pillow lobe* según Moore 1975) retorcidos e interconectados.

Al igual que las coladas son de composición basáltica aunque tienen un menor grado de desarrollo de cristales, con texturas hialoofítica, porfídica a microporfídica. En término medio poseen un 7% de fenocristales. Los fenocristales de olivina (crisolita) alcanzan tamaños de alrededor de 0,7 milímetros, son euhedrales, ocasionalmente cribados y se hallan parcialmente reemplazados por clorita. Los fenocristales de plagioclasa (labradorita) son subhedrales y tienen tamaños del orden de los 0,5 mm de diámetro. La pasta se halla constituida por microlitos de plagioclasa inmersos en vidrio taquilítico.

La corteza de los *pillows* aislados y de los tubos que componen las lavas almohadilladas presenta una zonación concéntrica que define bandas de características texturales y composicionales diferentes. Esta se inicia con una capa externa palagonítica de color ámbar seguida internamente por una zona gris oscura de brillo vítreo y fractura perlítica, compuesta esencialmente por una pasta sideromelánica. En su conjunto la corteza no supera el centímetro de espesor.

La formación de lavas almohadilladas del tipo red de tubos (*pillow lobes*) en la ladera este de Riscos Rink está relacionada con un leve incremento de la pendiente depositacional dentro de un medio ácuo. Esta pendiente aumenta notablemente hacia la punta Rink y el sector este de la bahía Caña Quemada (Figs. 3 y 5) lo cual dio lugar a un espeso depósito de *pillows* independientes (Fig. 6).

d) Basaltos de conducto: Se asocian a cuerpos intrusivos de forma elongada con sección elipsoidal y disposición subhorizontal. La potencia es variable alcanzando un máximo de 40 m de espesor. Presentan sistemas de fracturas anulares y radiales ajustadas a su forma subcilíndrica. Generalmente se emplazan en grupos



Figura 4: Detalle del afloramiento de diamictitas pertenecientes a la unidad eruptiva I localizado en el perfil B de la figura 3. Las superficies de los bloques se encuentran en ocasiones facetadas pero no se observaron estrias

que definen zonas de discordancia asociadas con bruscos cambios de litología, como los que ocurren a lo largo de las interfases basales que separan al GVJRI de las sedimentitas cretácicas subyacentes. Se interpreta que los conductos se conectan a centros efusivos o a intrusiones subvolcánicas de mayor orden.

La roca que compone estos cuerpos es de color gris oscuro, posee aspecto masivo y vesículas dispersas, en algunos casos rellenas de zeolitas y carbonatos. Su textura es holocristalina, intergranular a subofítica y porfídica, con 5% de fenocristales entre los que predominan los de olivina (crisolita) que alcanzan tamaños de hasta 0,9 mm de diámetro, desarrollan contornos euhedrales a anhedrales y presentan distintos grados de clorización. Los fenocristales de plagioclasa (labradorita) alcanzan tamaños del orden de los 0,5 mm de diámetro, son subhedrales a anhedrales y ocasionalmente se presentan alterados a clorita. Comúnmente se encuentran englobados por cristales de titanogaugita (textura ofítica). Este piroxeno posee su típica coloración borra-vino, contornos subhedrales y su tamaño oscila alrededor de 0,7 mm de diámetro máximo. En algunos casos los cristales de titanogaugita se presentan maclados con extinción ondulosa.

e) Brecha hialoclástica: Conforman potentes acumulaciones de material piroclástico en sets de hasta 100 m de espesor de capas progradantes con una inclinación media de 30°. Vistas en detalle, las capas se hallan poco definidas y alcanzan hasta 1 m de espesor. Es común que estos enormes depósitos de brecha hialoclástica se encuentren intruidos por conductos y diques subvolcánicos.

El color de esta roca es pardo anaranjado a amarillo, debido a los vitroclastos palagonitizados que la constituyen. En la fracción fina (0,03-0,1 mm) predominan los componentes esenciales, fundamentalmente los vitroclastos y en menor medida los cristaloclastos. En la fracción gruesa (bloques de 200 cm de diámetro hasta lapilli) se distinguen *pillows* independientes, fragmentos de *pillows* y de coladas basálticas de diferentes tamaños. Los poros se hallan frecuentemente rellenos por zeolitas (thomsonita) y carbonatos.

Las brechas hialoclásticas se forman cuando las coladas basálticas ingresan en un medio ácuo y alcanzan el borde de un talud. El aumento de pendiente determina el derrame de *pillow lobes* y *pillows* individuales que por fricción y resquebrajamiento dan origen a la fracción hialoclástica intersticial. Sin embargo cabe destacar que son comunes los casos en los que, a causa de la baja pendiente y/o mayor fluidez de las coladas basálticas, estas no se desintegran al ingresar al medio ácuo.

f) Chonita, toba y lapillita: Estas rocas se presentan en estratos masivos de toba lapillítica y lapillita o como una secuencia alternante de láminas y estratos finos de chonitas, tobas, tobas lapillíticas y lapillitas, aquí llamada ritmita. De acuerdo al grado de palagoni-

tización poseen una coloración amarillenta a verdosa. La ritmita suele asociarse al relleno de canales desarrollando óndulas escalonadas (*climbing*) y estructuras post-depositacionales (laminación convoluta). La lapillita se dispone en paquetes de estratificación planar y cruzada compuestos por estratos muy finos a medianos.

En la ritmita las láminas tobáceas tienen un predominio de trizas vítreas levemente palagonitizadas, que alcanzan hasta un 95 % del total de la roca. Las trizas vítreas (vitroclastos) poseen un tamaño medio de 0,15 milímetros, tienen formas angulosas del tipo cuspidal y blocoso. Los cristaloclastos que componen el resto de la roca (5 %) poseen un diámetro medio de 0,1 milímetros. Corresponden a cristales y fragmentos de cristales de plagioclasas (labradorita) y olivinas (crisolita) con reborde vítreo. Delgadas películas carbonáticas actúan como material ligante de la roca.

Por otro lado en las láminas y estratos lapillíticos el diámetro de los individuos varía entre 0,3 y 3,4 milímetros, con un predominio de hasta un 83 % de litoclastos de origen basáltico. Entre los litoclastos se distinguen dos tipos: por un lado aquellos de forma irregular, cuspidales, con bordes lisos y en algunos casos muy vesiculares y por el otro los de tipo masivo, de bordes lisos, suavemente redondeados y escasa vesiculación. Los vitroclastos (0,1 - 0,5 milímetros) son de sideromelano y de tipo masivo (*blocky shards*) con bordes angulosos. El tamaño de los cristaloclastos varía entre 0,3 y 0,5 milímetros, y están constituidos por cristales y fragmentos de plagioclasa y olivina con reborde vítreo. El conjunto de la roca se halla aglutinado por cemento carbonático.

Los estratos masivos de toba chonítico-lapillítica y lapillita están compuestos por 82 % de vitroclastos, 12 % de litoclastos y 6 % de cristaloclastos en término medio. Se trata de una roca de color pardo verdoso constituida por pulvículas, trizas vítreas y cristalinas, y lápilli de líticos escoriáceos. Las trizas vítreas y pulvículas poseen tamaños variables entre 0,02 y 0,5 milímetros, tienen formas angulosas del tipo cuspidal. Las trizas cristalinas poseen diámetro variable entre 0,2 y 0,5 milímetros y corresponden a cristales o fragmentos de cristales con reborde vítreo (plagioclasas y olivinas). Los lápilli de líticos tienen un diámetro medio de 2,4 milímetros, son basálticos, muy porosos y de bordes angulosos. Los lápilli y bloques escoriáceos están constituidos por fragmentos que, debido al alto contenido de vidrio taquilítico, poseen color gris oscuro, son muy porosos y tienen formas elipsoidales. La mayoría de los poros son achatados según el eje mayor del eyecto piroclástico.

Los niveles hidroclásticos se vinculan a depósitos maéricos y a facies distales de taludes de brechas hialoclásticas progradantes. En el caso de Riscos Rink se los vincula a un ambiente de depositación marino dada la similitud que guardan estos depósitos piroclásticos

con otros muy próximos que incluyen fósiles marinos a cotas comprendidas entre los 80 y 320 m (Altiplanicie de los Ventisqueros, riscos Villar Fabre y Kotick, Cerro Domo y Coll Malagnino en Strelin 1990; Strelin *et al.* en prensa).

Secuencia litoestratigráfica. Fisher y Schmincke (1984) analizaron la relación existente entre la actividad (duración y magnitud) de un evento eruptivo y las características litoestratigráficas resultantes. En base a ello propusieron la utilización del concepto de unidad eruptiva como vínculo entre la actividad volcánica y los tipos litológicos acumulados tras una erupción. Así las unidades eruptivas son asignables a eventos de hasta algunos años de duración y pueden corresponder a formaciones o miembros en el sentido litoestratigráfico. Las épocas eruptivas y períodos eruptivos, por su lado, se refieren a un tiempo de actividad volcánica mayor, asociado a complejos aparatos volcánicos o incluso provincias magmáticas.

Siguiendo estos conceptos se definieron, en el caso de Riscos Rink, cinco unidades eruptivas separadas por discordancias de orden mayor. Estas unidades eruptivas quedan comprendidas, a modo de hipótesis, dentro de una misma época eruptiva. Los perfiles de la Fig. 3 permiten reconstruir la secuencia completa de eventos volcánicos que se desarrollaron en la presente zona.

a. Unidad eruptiva 1 (UE1). Sobre una superficie subhorizontal labrada en rocas cretácicas, a cotas que oscilan entre 100 y 150 metros, yacen en discordancia angular láminas y estratos de toba, toba lapillítica, lapillita y brecha volcánica, cuyas estructuras primarias (ver tipos litológicos punto f) indican un origen explosivo (volcanismo tipo maárico). Las piroclastitas se asocian a depósitos diamictíticos que, dada la concurrencia de un ambiente volcánico y glacimarino contienen tanto material piroclástico autóctono como material epiclástico de proveniencia peninsular (balseo en tém-

panos). Todo el conjunto tiene un espesor máximo de 112 metros y se dispone subhorizontalmente con suave pendiente hacia el SSO, alcanzando cotas de hasta 253 metros (Figs. 2 y 3, perfil C-C'). La secuencia se inicia con paquetes de toba y lapillita (ritmita) con laminación planar paralela, inclinada y ondulítica, asociadas a estructuras erosivas de corte (primarias) y estructuras post-depositacionales como laminación convoluta. Hacia arriba sigue una alternancia de estratos masivos lapillíticos y brechosos coronados por paquetes masivos de lapillita con abundante material escoriáceo y brecha volcánica con escasa matriz vítrea. El sentido de avance de ondulitas escalonadas, observadas en la base del perfil columnar C-C', oscila entre 290° y 260° (hacia el ONO), lo cual asociado a la suave pendiente de los bancos sugiere un área de aporte situada hacia el este. Se considera que los depósitos finos, de origen hidroclástico, se formaron por oleadas piroclásticas basales (*base surge*) y lluvia piroclástica. La brecha volcánica, asociada a una acumulación de bloques basálticos angulosos inmersos en una matriz tobácea que disminuye en proporción hacia arriba, estaría indicando la proximidad del frente progradante del aparato volcánico (modelo de Jones 1966).

b. Unidad eruptiva 2 (UE2): Está compuesta por conductos basálticos de disposición subhorizontal y potencia variable (hasta 25 metros), que intruyen concordantemente el paquete volcanoclástico de la unidad eruptiva anterior, provocando la cocción de la roca de caja. Corresponde a una unidad litoestratigráfica que podría relacionarse al evento eruptivo que dio lugar a las rocas de la UE1, pero al no poder probar dicha relación se prefiere separarla provisoriamente como unidad eruptiva independiente.

c. Unidad eruptiva 3 (UE3). Una discordancia erosiva, por sectores muy marcada, trunca las rocas de las unidades eruptivas 1 y 2 dando paso a un potente (has-

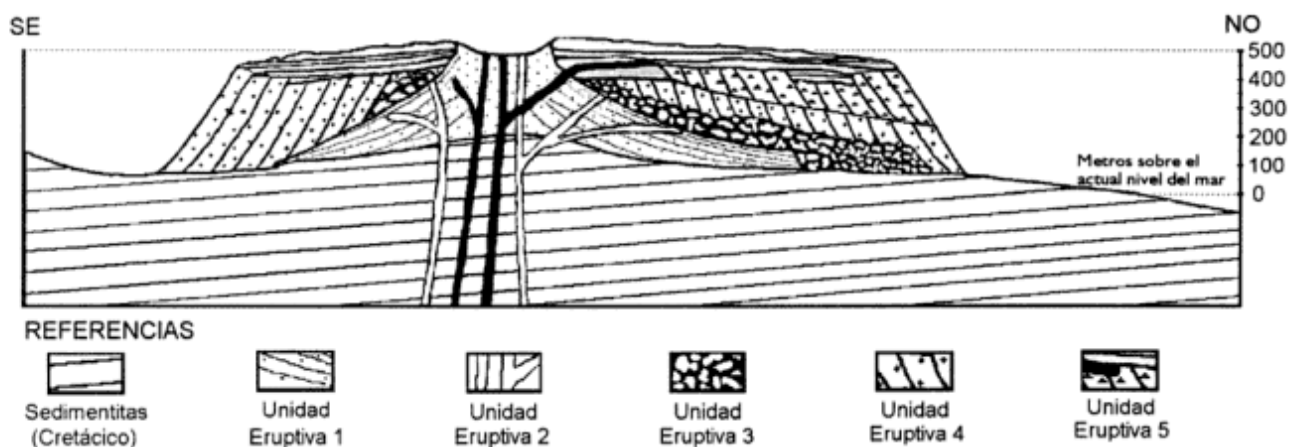


Figura 5: Interpretación esquemática de los eventos eruptivos de Riscos Rink.

ta 150 metros de espesor) y extenso depósito de lavas almohadilladas que alcanzan cotas máximas en torno a los 350 metros (Figs. 2 y 3, perfil F-F'). En el sector noroccidental de los riscos el sustrato sobre el que asienta la presente unidad, de suave pendiente hacia el ONO, cae bruscamente 100 m alcanzando la cota de 50 metros. Allí fueron completamente erosionadas las unidades eruptivas 1 y 2 (Figs. 2 y 3, perfil D-D') y las lavas almohadilladas, en parte intercaladas con brechas hialoclásticas, pasan a apoyar directamente sobre el sustrato cretácico.

d. Unidad eruptiva 4 (UE4). Esta consta de lapillitas y brechas hialoclásticas, estructuradas en capas inclinadas progradantes, depositadas ocasionalmente sobre niveles diamictíticos. Las brechas hialoclásticas progradan hacia el NO (330°) con una inclinación media de sus capas de 30°. Los depósitos de dicha unidad afloran a partir de los 170 m y se hallan truncados en su techo que alcanza cotas máximas cercanas a los 300 metros (Figs. 2 y 3, perfil C-C').

e. Unidad eruptiva 5 (UE5). Una nueva discordancia erosiva asociada a depósitos diamictíticos trunca las capas de la unidad erosiva subyacente dando paso a un nuevo depósito de brechas hialoclásticas, en este caso asociadas a las coladas basálticas que les dieran origen. Las brechas hialoclásticas se disponen en capas que progradan, hacia el OSO (210° a 270°) inclinándose en término medio 25°. Las coladas basálticas que coronan Riscos Rink hasta la cota de 450 m alcanzan una potencia máxima de 125 metros y se resuelven en hasta 12 mantos superpuestos de disposición subhorizontal. Entre las coladas se disponen capas de brechas hialoclásticas palagonitizadas, de lo cual surge su emplazamiento subácueo. En algunos casos se hallan intruidas o autointruidas por potentes conductos basálticos de hasta 40 metros de espesor.

Desarrollo de los acontecimientos eruptivos. Las rocas más antiguas que conforman el GVJRI en esta isla se depositaron en un ambiente glacimarino, durante

los primeros eventos volcánicos de tipo explosivo que tuvieron lugar hace unos 7 Ma (Bibby 1966; Nelson 1966; Malagnino *et al.* 1978; del Valle *et al.* 1982; Strelin *et al.* 1987; Smellie *et al.* 1988; Smellie 1990; Strelin y Malagnino 1992). Dicho volcanismo se desarrolló en un ambiente de plataforma proximal caracterizado por una marcada irregularidad e inestabilidad del lecho marino. En la isla James Ross los desniveles paleotopográficos labrados en sedimentos cretácicos son del orden de los 300 metros (Strelin y Malagnino 1992) y pueden corresponder a antiguos fiordos o a valles fluviales sumergidos (Strelin 1994).

En Rink las primeras rocas del GVJRI se disponen sobre un paleorelieve sedimentario cretácico subhorizontal. Sobre dicho sustrato se acumularon las tobas y lapillitas de origen hidroclástico, y brechas con matriz del mismo origen que componen la UE1. Las oleadas piroclásticas que produjeron estos depósitos se originaron en un ambiente de aguas someras ubicado al ENE de los riscos. No se descarta una posterior removilización de los depósitos a través de flujos gravitacionales (tipo Surtseyana). Las piroclastitas se interdigitan con pequeños depósitos de diamictitas, generados muy probablemente por flujos subácueos vinculados a la actividad volcánica y glacimarina del lugar. Esta unidad eruptiva representa muy probablemente las facies distales submarinas de los "núcleos tobáceos explosivos" dentro del esquema evolutivo de los *tablemountains* de Jones (1966), aunque puede corresponder también a una etapa más avanzada de la evolución de estos volcanes, en la cual los depósitos finos acumulados al pie del talud son cubiertos por las capas de brechas hialoclásticas progradantes. Durante la presente época eruptiva la posición del nivel relativo del mar se situaba con seguridad por encima de los 250 metros (Figs. 3 y 5, tope UE1), y de ser correcta la correlación de esta unidad eruptiva con secuencias similares de localidades vecinas (Cerro Domo, Riscos Kotick y Coll Malagnino), dicho nivel debió hallarse próximo a la cota actual de 500 metros, cota máxima que alcanzan allí los depósitos hialoclásticos basales vinculados a fósiles marinos (Strelin *et al.* en prensa). Esto último plantea una interpretación diferente a la propuesta por Nelson (1966) para la fase basal (fase I) de Riscos Rink. Este autor considera que durante dicha fase efusiva el nivel del mar alcanzaba la cota actual de los 150 metros con lo cual parte de los altos constituidos por rocas cretácicas asomaban por encima del nivel del mar.

En forma similar a lo que ocurre en Riscos Kotick (López 1994) el paquete volcanoclástico es intruido por una serie de conductos basálticos concordantes que se asignan provisoriamente a la UE2.

Sobre una superficie erosiva irregular, con pendiente hacia el ONO y con un talud muy pronunciado en el sector noroccidental de los riscos, se depositaron las rocas correspondientes a la UE3. Estas se relacionan probablemente con un centro efusivo próximo, localizado



Figura 6: Afloramiento de basaltos almohadillados -pillows independientes- localizado inmediatamente al norte de bahía Caña Quemada.

al sudeste de Riscos Rink (inmediaciones del cerro Cónico). Este generó un potente depósito de lavas almohadilladas (hasta 150 metros de espesor), con ocasionales intercalaciones de brechas hialoclásticas, que se extiende por más de 2 km hacia el oeste-noroeste, desviándose hacia el sudoeste en las proximidades del actual canal Prince Gustav. Las lavas almohadilladas alcanzan su cota máxima de 350 metros en el sector sur de los riscos. La discordancia erosiva que trunca los depósitos piroclásticos sobre los que asienta esta unidad eruptiva puede deberse a la erosión glaciaria o marina. En el caso de la erosión glaciaria el nivel del mar pudo permanecer casi invariable, localizado próximo a la actual cota de los 500 metros, mientras que en el caso de la erosión marina el nivel del mar -base del tren de olas- debió oscilar entre los 250 y 50 metros, lo cual se aproximaría más al esquema de marcadas fluctuaciones del nivel del mar propuesto por Nelson (1966).

Mediando una suave discordancia erosiva, se depositan a continuación lapillitas y brechas hialoclásticas de la UE4 que tienen una potencia de 130 metros y alcanzan una cota máxima cercana a los 300 metros. Dichas brechas progradan hacia el NO (330°) y se apoyan ocasionalmente sobre diamictitas. En forma similar a lo que ocurre en Riscos Kotick (López 1994), esta unidad eruptiva se vincularía a la culminación de una secuencia típica de formación de una *tablemountain* siguiendo el esquema propuesto por Jones (1966).

El ambiente de depositación para las UE3 y UE4 seguiría siendo marino y a juzgar por el potente apilamiento de lavas almohadilladas, respondería a un nivel del mar relativamente elevado ubicado por encima de la actual cota de los 350 metros. Probablemente las lavas almohadilladas brotaron a partir de conductos que surgen a cierta profundidad del talud que rodea a este tipo de volcanes marinos, aunque no puede descartarse que su génesis se vincule al ingreso en el mar de coladas basálticas, y el consiguiente derrame de una red de tubos y de *pillows* (Ballard *et al.* 1979; Cas y Wright 1988; Moore 1975; Moore *et al.* 1973) (Figura 5). Ambos mecanismos de formación de *pillows* fueron interpretados claramente en dos localidades próximas como lo son los riscos Massey Norte y Lago Hidden, respectivamente (Strelin 1990).

Una nueva discordancia erosiva desarrollada entre cotas 230 y 360 metros, esta vez mucho más marcada y asociada a depósitos diamictíticos, trunca las capas de las unidades eruptivas subyacentes. Sobre esta discordancia, que inclina aproximadamente hacia el Oeste-noroeste, se depositaron las rocas de la UE5. Esta unidad eruptiva se conforma de al menos 12 coladas basálticas de emplazamiento subácuo que generaron un espeso derrame de brechas hialoclásticas en capas fuertemente inclinadas (inclinación media 30°), cuyo sentido de progradación varía en distintas localidades entre 210° y 270°. El contacto lava/brecha de esta unidad eruptiva (UE5) se localiza a la cota actual de 340 metros y en es-

te caso la intercalación de brecha hialoclástica entre las coladas basálticas no apoya la existencia de una interfase aire/agua en relación al cambio litológico.

La época eruptiva descrita en este trabajo se correlaciona con la primer época eruptiva determinada por López (1994) para Riscos Kotick, Época Eruptiva I de Strelin *et al.* (en prensa), cuya edad mínima es de 5 Ma y la máxima supera los 7 Ma (Mioceno tardío a Plioceno temprano)

Conclusiones

Se diferenciaron cinco unidades eruptivas en la secuencia volcánica cenozoica aflorante en Riscos Rink, reunidas todas en una única época eruptiva, que posee similitudes con el esquema de formación de un *tablemountain* (Jones 1966).

Por correlación con áreas vecinas se interpreta que la edad de las vulcanitas de Rink supera los 5 Ma, asignándoseles por ende a la Época Eruptiva I de Strelin *et al.* (en prensa).

Se plantea una interpretación diferente a la propuesta por Nelson (1966) para el vulcanismo en Riscos Rink. La actividad volcánica durante la época eruptiva se habría desarrollado en un ambiente glaciario, con un nivel del mar relativamente constante ubicado alrededor de los 500 metros sobre su nivel actual.

De acuerdo al modelo de Fuller (1931) el contacto lava/brecha es indicativo de un nivel ácuo (interfase aire/agua), criterio compartido por Nelson (1966) para la isla James Ross. Sin embargo, es posible la generación de depósitos piroclásticos morfológicamente similares en medios de emplazamiento diferentes (Jones y Nelson 1970; Cas y Wright 1988). En la isla James Ross dicha zona de contacto no necesariamente indica la existencia de una interfase aire/agua (Strelin 1990). El cambio litológico (basalto/brecha hialoclástica), operado en la UE5 de Riscos Rink, se debería principalmente al aumento de la viscosidad de los basaltos durante su flujo subacuático y al desmembramiento y fragmentación de las coladas al derramar sobre el talud periférico del aparato volcánico. Por lo tanto la cota del nivel del mar podría haberse situado por encima del nivel donde se verifica dicho cambio litológico y oscilar alrededor de los 500 metros durante gran parte de esta época eruptiva, en coincidencia con lo interpretado por López (1994) para Riscos Kotick.

Los depósitos diamictíticos asociados a la UE1 y dispuestos en la base de la UE4 se interpretan provisoriamente como indicadores de ambiente glaciario vinculado a un fondo marino inestable que habría promovido flujos piroclásticos mixtos. Respecto a los depósitos diamictíticos que ocupan la base de la UE5, estos se asocian a una importante superficie erosiva de probable origen glaciario y podrían corresponder tanto a un till de alojamiento como a depósitos diamictíticos gruesos de frente

de barrera de hielo, como a flujos piroclásticos mixtos.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Director del Instituto Antártico Argentino Carlos A. Rinaldi y al personal de la Fuerza Aérea Argentina (Campaña Antártica de Verano 1993) por brindar el apoyo que permitió realizar este trabajo. Asimismo, se agradecen las valiosas sugerencias realizadas por los árbitros de la Revista, M.R.A. Thomson (British Antarctic Survey) y A. Viramonte (Instituto Geonorte), los que contribuyeron a mejorar esta publicación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adie, R. J., 1953. The rocks of Graham Land. Ph. D. Thesis, University of Cambridge, 259 p. (Inédito).
- Adie, R. J., 1955. The petrology of Graham Land. II The Andean Granite Gabbro Intrusion Suit. Falkland Islands Dependencies Survey 12: 1-39.
- Andersson, J. G., 1906. On the geology of Graham Land. Geological Institute University of Upsala Bulletin, 7: 19-71.
- Ballard, R. D., Holcomb, R. D. y van Andel, T. H. 1979. The Galapagos Rift at 86°W: Sheet flows, collapse pits and lava lakes of the rift valley. *Journal of Geophysical Research*, 84: 5407-5422.
- Bibby, J. S., 1966. The stratigraphy of part of north east Graham Land and the James Ross Island Group. *British Antarctic Survey, Scientific Reports*, 53: 37 p.
- Cas, R. A. F. y Wright, J. V., 1988. Volcanic successions: Modern and ancient. Unwin Hyman, 527 p. London.
- del Valle, R. A., Fourcade, N. H. B. y Medina, F. A., 1982. The stratigraphy of Cape Lamb and The Naze, Vega and James Ross Islands, Antarctica. En: Craddock, C. (Ed.): *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press, pp. 275-280. Madison.
- Elliot, D. H., 1988. Tectonic setting and evolution of the James Ross Basin, Northern Antarctic Peninsula. *Geological Society of America, Memoria*, 169: 541-555.
- Eyles, N. y Eyles, C. H., 1992. Glacial Depositional Systems. En: Walker, R. G. y N. P. James (Ed.): *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 73-100. Canada.
- Fisher, R. V. y Schmincke, H. U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, 472 p., Berlin.
- Fuller, R. E., 1931. The aqueous chilling of basaltic lava on the Columbia River Plateau. *American Journal of Science, Firth Series*, vol XXI, 24: 281-300.
- Hyden, G. y Tanner, P. W. G., 1981. Late Paleozoic-early Mesozoic fore-arc basin sedimentary rocks at the Pacific margin in Western Antarctica, *Geologische Rundschau*, 70: 529-541.
- Ineson, J. R., Crame, J. A. y Thomson, M. R. A., 1986. Lithostratigraphy of the cretaceous strata of west James Ross Island, Antarctica. *Cretaceous Research*, 7: 141-159.
- Jones, J. G., 1966. Intraglacial volcanoes of south-west Iceland and their significance in the interpretation of the form of the marine basaltic volcanoes. *Nature*, 212: 586-588.
- Jones, J. R. y Nelson, P. H. H., 1970. The flow of basalt lava from air into water-its structural expression and stratigraphic significance. *Geological Magazine*, 107: 13-21.
- Keller, M. A y Díaz M. T., 1990. Estudio geofísico en la cuenca de Larsen, Antártida. *Revista Brasileira de Geofísica*, 8(1): 1-6.
- López, A., 1994. Geología del Grupo Volcánico James Ross Island en el sector comprendido entre las bahías Holluschickie y Villar Fabre. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de Buenos Aires, 94 p. (Inédito).
- Lawver, L. A., Keller R. A., Fisk M. R. y Strelin J. A., 1995. Bransfield Strait, Antarctic Peninsula: Active Extension behind a Dead Arc. En: Brian Taylor Ed., *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*, Plenum Press, pp. 315-342. New York.
- Malagnino, E. C., Olivero, E. B., Rinaldi, C. A. y Spikermann, J. P., 1978. Aspectos geológicos del borde occidental de la Isla James Ross, Antártida. 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 489-503. Neuquén.
- Medina, F. A., Buatois, L. y López Angriman, A., 1992. Estratigrafía del Grupo Gustav en la Isla James Ross, Antártida Argentina. En: Rinaldi (Ed.): *Geología de la Isla James Ross*. Dirección Nacional del Antártico, pp.167-192. Buenos Aires.
- Moore, J. G., 1975. Mechanism of formation of pillow lava. *American Scientist*, 63: 269-277.
- Moore, J. G., Phillips, R. L., Grigg, R. W., Peterson, D. W. y Swanson, D. A., 1973. Flow of lava into the sea, 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 537-546.
- Nelson, P., 1966. The James Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. *British Antarctic Survey, Scientific Reports* 54: 62 p.
- Pirrie, D. y Sykes, M. A., 1987. Regional significance of proglacial delta-front, reworked tuff, James Ross area. *British Antarctic Survey Bulletin*, 77: 1-12.
- Rex, D. C., 1976. Geochronology in relation to the stratigraphy of the Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 43: 49-58.
- Smellie, J. L., 1990. Graham Land and South Shetland Islands. En: W. E. Le Masurier y J. W. Thomson (Ed.): *Volcanoes of the Antarctic Plate and Southern Oceans*. American Geophysical Union, pp. 303-312 y 339-348. Washington D. C.
- Smellie, J. L. y Skilling, I. P., 1994. Products of subglacial volcanic eruptions under different ice thicknesses: Two examples from Antarctica. *Sedimentary Geology*, 91: 115-129.
- Smellie, J. L., Pankhurst, R. J., Hole, M. J. y Thomson, J. W., 1988. Age, distribution and eruptive conditions of late Cenozoic alkaline volcanism in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land: Review. *British Antarctic Survey Bulletin*, 88: 21-49.
- Sparks, R. S. J., Sigurdsson, H. y Carey, S. N., 1980. The entrainment of pyroclastic flows into the sea, II. theoretical considerations on subaqueous emplacement and welding. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 7: 97-105.
- Strelin, J. A., 1990. Estudios preliminares sobre el Grupo Volcánico Isla James Ross. Informe interno Instituto Antártico Argentino. Dirección Nacional del Antártico, Buenos Aires: 34 p (Inédito).
- Strelin, J. A., 1994. Interpretación de secuencias sísmicas en la plataforma noroccidental del Mar de Weddell (Cuenca Larsen), Antártida. 3° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas. Dirección Nacional del Antártico, pp. 65-75. Buenos Aires.
- Strelin, J. A., Carrizo, H. G., López, A. y Torielli, C. A., 1993. Actividad volcánica holocena en la Isla James Ross. 2° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas. Dirección Nacional del Antártico, pp. 335-340. Buenos Aires.
- Strelin, J. A. y Malagnino E. C., 1992. Geomorfología de la Isla James Ross. En: Rinaldi (Ed.): *Geología de la Isla James Ross*. Dirección Nacional del Antártico, pp. 7-36. Buenos Aires.
- Strelin, J. A., Malagnino, E. C y Martino, E., 1987. El Cenozoico

en la Isla James Ross. Resumen 1ª Reunión de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas. Dirección Nacional del Antártico, Buenos Aires.

Strelin, J. A., Muñoz, C., Torielli, C. A., Carrizo, H. G. y Medina, F, en prensa. Las diamictitas de la isla James Ross, Antártida: origen y probable relación con el llamado Conglomerado con Pécten. 4ª Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, septiembre de 1997: 6 p.

Sykes, M. A., 1988. New K-Ar age determinations on the James Ross Island Volcanic Group, north-east Graham Land, Antarctica. *British Antarctic Survey Bulletin*, 80: 51-56.

Recibido: 15 de enero, 1996.

Aceptado: 30 de noviembre, 1998.

Procesos de meteorización en el granito de Achala, Sierra Grande de Córdoba: cambios químicos y mineralógicos

Gabriela ROMÁN ROSS¹, Alicia M. KIRSCHBAUM²,
Sergio RIBEIRO GUEVARA¹ y María A. ARRIBÉRE¹

¹Laboratorio de Análisis por Activación Neutrónica, Centro Atómico Bariloche,
8400 Bariloche, Río Negro, Argentina.

²Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, V. Sarsfield 299,
5000 Córdoba, Argentina.

ABSTRACT. *Weathering processes in the Achala batholith, Sierra Grande de Córdoba: chemical and mineralogical processes.* A weathering profile developed on the Achala monzogranite, located in Sierra Grande Range, Córdoba, Argentina, consists essentially of moderately altered rock covered by soil. The original composition of the rock was affected by both physical and chemical weathering, with fracturing as the most important physical process. Mineralogical changes indicate incongruent weathering, acid pH conditions and Fe²⁺ oxidation. Biotite proved the best mineralogical indicator. Major elements provided information concerning the intensity of chemical weathering, and low mobility of highly mobile elements (Na and Mg) is indicative of an initial/moderate weathering stage. The behaviour of redox sensitive elements (Mn, V, U and Cr) suggests they were adsorbed onto or exchanged with Fe oxides, or may have been precipitated as solids, a phenomenon related to biotite alteration. Chemical weathering modified La/Yb fractionation in the more highly weathered zone. Changes in the relative distribution of primary and secondary mineral show that chemical mobilization is not a major process in this rock. The relative distribution of immobile elements determined in the profile can be applied to evaluate sediment provenance in this area.

Introducción

El estudio de los cambios químicos y mineralógicos ocurridos durante la meteorización de las rocas aporta valiosas evidencias para abordar el conocimiento del comportamiento geoquímico de los elementos y de la composición y origen de la corteza terrestre. También permite establecer criterios cuantitativos relacionados con la procedencia de los sedimentos. Por otro lado, recientemente se han hecho intentos por obtener información acerca de la atmósfera y la hidrosfera de otras era geológicas a partir del estudio de perfiles desarrollados sobre rocas antiguas (Gay y Grandstaff 1980; Schau y Henderson 1983).

Los sistemas geoquímicos de meteorización tienen tres variables fundamentales: la roca, el agua de lluvia y los gases. La materia orgánica también participa a través de su oxidación (consumo de O₂) y su mineralización (producción de CO₂). Los principales procesos asociados a la meteorización son la ruptura los minerales originales, la remoción en solución de algunos constituyentes y la formación de fases secundarias (Nahon 1991). Debido a la alta complejidad de estos sistemas (termodinámicamente abiertos, irreversibles e incongruentes), las secuencias de estabilidad mineral (Goldlich 1938) y de movilidad de elementos mayoritarios (Polynov 1937), sólo son aplicables a escala global

(Middelburg *et al.* 1988). Por todas estas consideraciones, la meteorización de las rocas es un fenómeno complejo, dependiente de muchas variables, que para su interpretación requiere de la realización de numerosos estudios en distintos tipos de rocas sometidas a distintos climas y en situaciones topográficas diversas.

Distintos autores han trabajado en la distribución y movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la meteorización (Cullers 1988; Fritz 1988; Duddy 1980; Mongelli 1993; Sheepers y Rozendaal 1993; Condie *et al.* 1995; etc). Merecen una consideración especial los trabajos realizados por Nesbitt (Nesbitt 1979; Nesbitt *et al.* 1980; Nesbitt y Young 1982, 1984; 1997). Los autores coinciden en señalar que la mineralogía es el factor principal que controla la movilidad de los elementos mayoritarios y, que de todos los elementos traza, los denominados "inmóviles" (lantánidos, Th, Cr, Co) son los de mayor interés por sus aplicaciones.

En esta oportunidad se estudió un perfil de meteorización desarrollado sobre un monzogranito porfírico de dos micas del batolito de Achala, a 1.350 m de altitud, en la pendiente oriental de la Sierra Grande de Córdoba. Esta área se encuentra próxima a una pampa de altura, denominada Pampa de Achala y está sometida a un clima de montaña, con temperaturas bajas en invierno, grandes variaciones térmicas, aire seco, vientos fuertes y heladas frecuentes durante diez meses al año.

La temperatura media anual es de 10°C, mientras que las precipitaciones fluctúan entre 700-800 mm anuales, concentradas en el periodo estival (Capitanelli, 1979).

El principal objetivo de este trabajo es estudiar los cambios mineralógicos y geoquímicos producidos en un perfil de meteorización, en relación con las características composicionales de la roca y con la ubicación topográfica y climática del área.

Área de estudio

El batolito de Achala es una extensa unidad plutónica que aflora en el núcleo de la Sierra Grande de Córdoba (Fig. 1), presentando como rasgo geomorfológico destacado la erosión en bochas - de tamaño variable en función de la granulometría de las facies graníticas - y la presencia de pampas de altura (2.000 m s.n.m.). Este intrusivo, de edad carbonífera (Rapela *et al.* 1991) se emplazó en un basamento metamórfico en facies de anfibolitas - granulitas, asignadas al Precámbrico superior (Gordillo y Lencinas 1979). Dentro del batolito se han reconocido varias facies graníticas (Lira 1985; Gimenez de Patiño 1989; Lira y Kirschaum, 1990); la más extendida regionalmente es un monzogranito porfírico biotítico - muscovítico, con megacristales de microclino.

El paisaje abochonado que caracteriza al batolito de Achala es interpretado por Rabassa *et al.* (1996) como el remanente de profundos perfiles de meteorización mientras que las pampas de altura representarían res-

tos de una antigua superficie de erosión.

Metodología

Se extrajeron seis muestras de acuerdo al esquema de muestreo que se presenta en la Fig. 1. Considerando las características físicas de los materiales muestreados se establecieron tres zonas bien diferenciadas denominadas zona I (roca fresca), zona II (roca meteorizada) y zona III (suelo). Estas zonas fueron luego corroboradas mediante la combinación de observaciones microscópicas, análisis químicos de las fases minerales mediante microsonda de electrones y composición química global de las muestras.

Las determinaciones petromineralógicas se realizaron sobre secciones delgadas de roca previamente embebidas en resina y las determinaciones con microsonda de electrones se realizaron sobre estas mismas secciones debidamente acondicionadas para ser introducidas en el microscopio.

Todas las muestras fueron molidas, homogeneizadas, secadas y preparadas para la realización de los análisis químicos. Todos los elementos fueron analizados mediante análisis por activación neutrónica instrumental usando el método paramétrico absoluto, en el reactor de investigación RA-6 del Centro Atómico Bariloche. Una descripción detallada de la técnica analítica puede ser consultada en Román Ross *et al.* (1995, 1996).

Resultados y Discusión

Descripción mineralógica

Se estudió un monzogranito porfírico biotítico-muscovítico de textura holocristalina porfírica con fenocristales de microclino que poseen inclusiones de plagioclasa alterada. La pasta está formada por microclino, cuarzo, plagioclasa, biotita, muscovita, apatita, ilmenita, magnetita y circón. La abundancia variable de fenocristales, estimada entre 10 y 20%, modifica localmente la moda.

La moda de la pasta es la siguiente: microclino 33,0%, plagioclasa 23,3%, cuarzo 23,5%, biotita 10,7%, muscovita 7,9%, otros 1,0%.

La plagioclasa se presenta en cristales alterados a sericita, caolinita y muscovita secundaria, particularmente en los núcleos de los cristales. Se observan texturas de exolución del tipo mirmequitas (FK-Qz). La biotita presenta incipiente proceso de cloritización. Se reconoce al microscopio al menos tres tipos de muscovita: muscovita primaria, muscovita secundaria producto de alteración de la plagioclasa y muscovita secundaria producto de la alteración de la biotita, en forma de

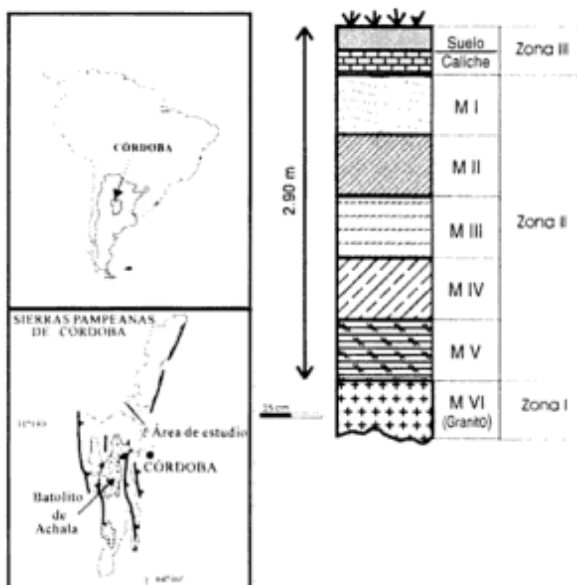


Figura 1: Mapa de ubicación y esquema de muestreo. Suelo (0-20 cm), Caliche (20-40 cm), M I (40-90 cm), M II (90-140 cm), M IV (140-190 cm), M V (190-240 cm), Roca Fresca (MVI) (240- 290 cm).

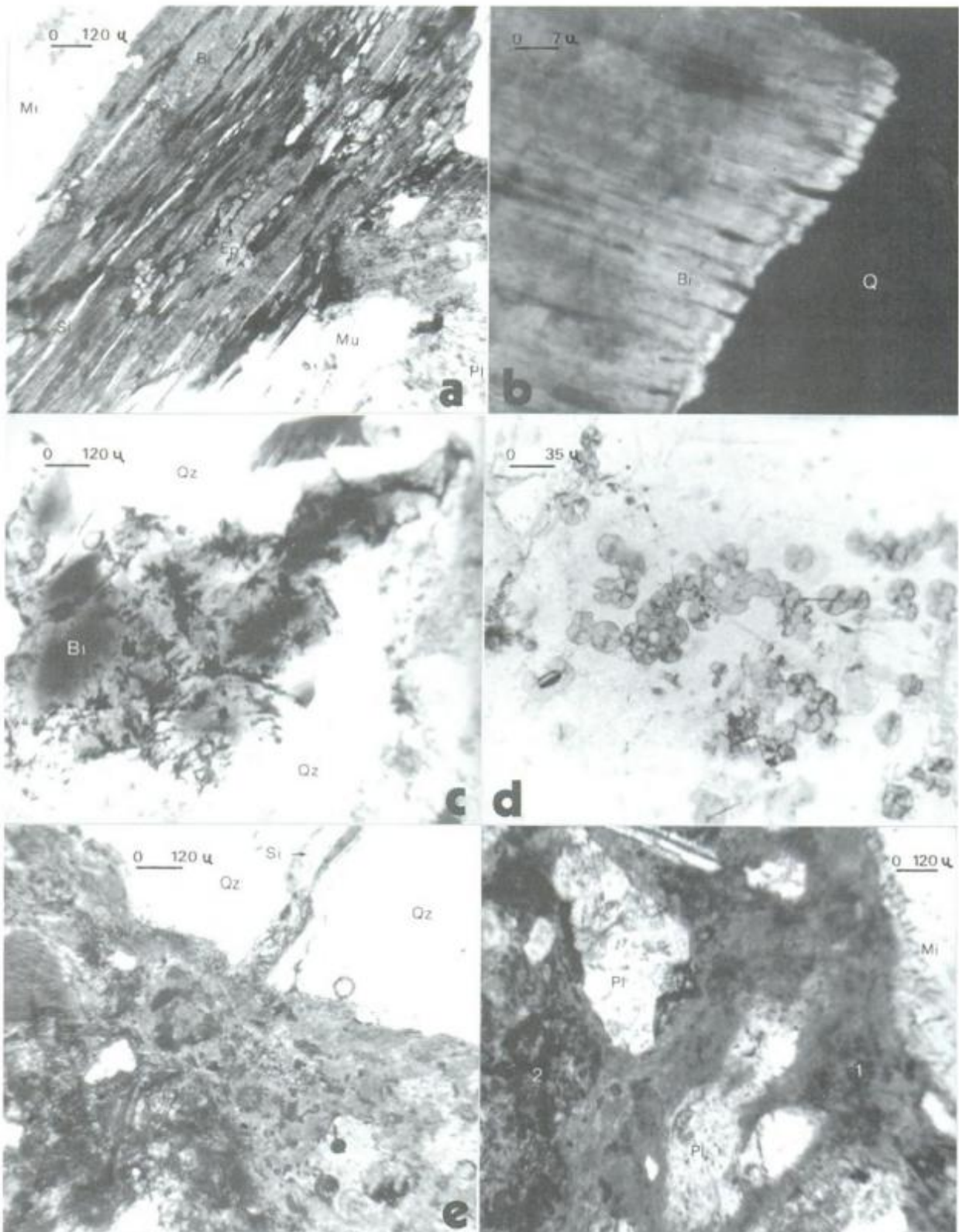


Figura 2: En M-V, **a:** Cristal de biotita (Bi) con bordes muscovitizados. Nótese el epidoto (Ep) de alto relieve y las venillas de sílice coloidal (Si), ambos paralelos a los planos de clivaje. **b:** Bordes desflecados de biotita en contacto con cuarzo (Qz), con segregación de óxidos de hierro sobre planos 001. **c:** Desferrización de biotita con liberación de óxidos de hierro de hábito acicular. En M-II, **d:** Esferulitas de hábito radial (probablemente biotitas) de neoformación. En M-I, **e:** Destrucción de la textura granítica: cristal de cuarzo fracturado rodeado de una matriz argilo - carbonática; nótese la fractura rellena de sílice, luego invadida por la matriz. **f:** Textura clástica, **1:** matriz argilo - carbonática; **2:** zona de concentración de óxidos de hierro.

Tabla 1: Contenido de elementos mayoritarios y traza (en ppm). (#) en % en peso. Ce/Ce* y Eu/Eu* fueron calculados normalizando con los valores promedio para la Condrita (Taylor y McLennan 1985).

	Suelo	Caliche	M I	M II	M III	M IV	M V	Roca
Al ^(#)	6.69	3.35	8.27	9.24	8.50	9.24	8.27	8.12
Na ^(#)	2.07	0.943	2.34	2.69	2.77	2.86	2.88	2.41
K ^(#)	3.11	1.30	4.20	4.35	4.30	5.5	5.6	3.91
Mg ^(#)	1.27	0.919	1.80	1.78	1.79	1.97	1.69	1.65
Fe ^(#)	1.48	0.85	2.43	1.50	1.90	1.76	1.94	1.50
Mn	365	290	332	233	202	276	321	201
Ti ^(#)	0.259	0.088	0.340	0.194	0.333	0.259	0.228	0.232
Cs	4.70	2.49	7.61	6.36	6.85	11.00	10.25	4.39
Rb	187	91.2	305	310	326	346	337	296
Sr	100	259	245	182	-	204	117	128
Ba	280	266	343	337	319	366	265	369
Th	18.21	8.78	48.3	43.3	50.6	50.4	52.7	37.8
U	2.70	1.63	-	-	4.50	3.52	5.14	2.83
Zr	305	188	260	340	365	350	350	283
Hf	6.19	2.39	7.13	6.12	7.61	7.86	7.16	6.81
Ta	0.960	0.423	1.577	1.229	1.313	2.17	1.292	0.980
La	28.8	15.50	63.3	58.2	66.0	65.3	66.3	49.0
Ce	65.4	34.5	157	135	163	155	161	111
Nd	27.9	13.2	58.0	52.2	57.0	68.0	69.8	45.0
Sm	5.15	2.76	13.16	12.27	12.81	13.14	13.36	9.96
Eu	0.810	0.464	1.49	1.37	1.500	1.65	1.52	1.14
Tb	0.532	0.280	0.963	0.790	0.895	0.915	0.964	0.634
Dy	2.94	1.47	4.12	3.51	3.17	3.72	3.69	2.44
Yb	1.75	0.711	1.07	0.83	1.12	1.10	1.11	0.708
Lu	0.277	0.102	0.234	0.178	0.149	0.155	0.148	0.102
Sc	4.69	2.92	4.82	3.43	4.11	4.05	4.29	2.96
Cr	16.6	9.7	15.8	10.2	12.8	13.1	15.8	9.59
Co	4.7	5.70	8.44	5.18	5.28	5.75	5.74	4.28
V	37.5	36.0	57	34.9	45.8	42.2	50	35.3
Zn	36.3	23.8	93.5	90.3	95.4	97.3	114.7	81.9
La/Yb	16.5	21.8	59.2	70.1	58.9	59.4	59.7	69.2
Sm/Nd	0.19	0.21	0.23	0.24	0.23	0.19	0.19	0.22
Eu/Eu*	0.57	0.61	0.46	0.47	0.48	0.52	0.47	0.49
Ce/Ce*	1.12	1.14	1.25	1.18	1.27	1.15	1.17	1.14

soles. La apatita se presenta en cristales de buen desarrollo y el circón se presentan en dos tamaños bien diferenciados.

A lo largo del perfil de meteorización se observa un paulatino aumento de la fracturación, aunque se conserva la textura granítica hasta M-I, base del calcrete. En este nivel se evidencia una destrucción de la textura original de la roca. Importantes cambios mineralógicos ocurren a partir del primer nivel del perfil (MV en Fig. 1)

En M-V se observa meteorización incongruente, con transformación de los minerales primarios y neoformación de productos secundarios. La biotita es un excelente indicador de los procesos mencionados (Fig. 2a), mostrando: 1) muscovitización desde los bordes y también en red, siguiendo los planos de clivaje; 2) epidotización a lo largo de los planos de clivaje 001, con hábito "en rosario", en cristales verdes, muy pleocroicos, de amarillo a verde manzana; estos cristales cortan los

planos de muscovitización. Ambos procesos son de origen deutérico; 3) bordes de biotita desflecados con segregación difusa de óxidos de hierro sobre planos 001, considerados como una expresión de la pérdida gradual del K interlaminado (Nahon 1991) (Fig. 2b); 4) neoformación de biotita, de menor birrefringencia y grano más fino, de color amarillo, sin clivaje, con hematita diseminada con hábito acicular (Fig. 2c); 5) cuarzo de neoformación sobre los bordes; 6) silificación coloidal en fracturas paralelas al clivaje.

Los cristales de plagioclasa en M-V muestran un incremento de los procesos de argilitización, seritización y muscovitización, respecto de la roca madre, mientras que el microclino se conserva relativamente inalterado.

En M-IV existe un progresivo aumento de los procesos descritos en el nivel inferior.

En M-III se observa una fracturación intensa de la roca, con muscovitización y silificación intermedias,

principalmente a lo largo de los planos de fractura. Se identificó sílice criptocristalina en venillas paralelas al plano 001 de las muscovitas primarias. Esto evidencia las condiciones ácidas del medio, en las que la alúmina es mucho más soluble que la sílice que cristaliza en las estructuras favorables (Nahon 1991). La argilitización es selectiva y afecta a la plagioclasa, que muestra algunos individuos totalmente transformados en productos arcillosos y muscovita. En M-II disminuye el contenido de ilmenita y magnetita, apareciendo óxidos amarillos en las fisuras. Aparece un mineral secundario (probablemente biotita), son esferulitas de hábito radial, color amarillo oro y muy baja birrefringencia, de distribución errática (Fig. 2d). Las fracturas en la roca son abiertas, y cristalizan en ellas sílice coloidal y biotitas amarillas de neoformación.

En M-I ya no existe la textura granítica: fragmentos de plagioclasa, microclino, cuarzo y escasa biotita se distribuyen en una matriz microcristalina color pardo. Por sectores invade un cemento argilo - carbonático (Fig. 2e). Hay pérdida casi total de mafitos, y desaparecen la apatita, el circón, la muscovita primaria y la monacita. Se desarrolla biotita de neoformación. Se reconoce al microscopio una secuencia temporal de los fluidos que precipitaron en las fracturas: 1) óxidos de Fe; 2) sílice coloidal; 3) carbonatos. (Fig. 2f).

Geoquímica

Distribución de elementos mayoritarios. En la Tabla 1 se listan las concentraciones obtenidas para los elementos mayoritarios y traza. Las variaciones de los contenidos de los elementos mayoritarios se calcularon usando la aproximación de Nesbitt (1979)

$$\% \text{ Cambio} = [(X/Al)_{\text{muestra}} / (X/Al)_{\text{roca madre}} - 1] 100,$$

donde X representa el elemento a considerar. En este tipo de cálculos distintos autores han utilizado como elementos de referencia al Ti, Zr o Al. En este caso usamos Al dado que este elemento presenta un comportamiento conservativo a lo largo del perfil. El Ti y el Zr tienen variaciones mayores debido a la ocurrencia errática de los minerales hospedantes.

En la Fig. 3a se graficaron los porcentajes de cambio de los elementos mayoritarios en función de la ubicación espacial de las muestras. Los valores positivos indican enriquecimientos y los negativos pérdidas durante el proceso de meteorización. Debido a los errores experimentales y a las inhomogeneidades de la roca que afectan la representatividad del muestreo, consideraremos significativas aquellas variaciones que excedan un $\pm 20\%$.

Las variaciones en los contenidos de Na son mínimas aún en M-I donde la meteorización ha sido más intensa. La liberación de cationes desde los sectores superiores del perfil como consecuencia de la alteración de los feldespatos es un fenómeno ampliamente observado (Fritz 1988; Mongelli 1993; Scheepers y Rozendaal 1993). En el caso específico del perfil estudiado, debido a que los feldespatos potásicos se encuentran poco alterados, las pérdidas de K son aquellas que se producen durante la meteorización de las biotitas. El enriquecimiento que se produce en la base del perfil es una consecuencia de la adsorción de K aportado por el sector superior de la zona II.

El Mg muestra un comportamiento constante con pocas fluctuaciones a lo largo de toda la zona II. La movilidad del Mg suele estar asociada a la meteorización de la biotita. En este perfil, la formación de biotita secun-

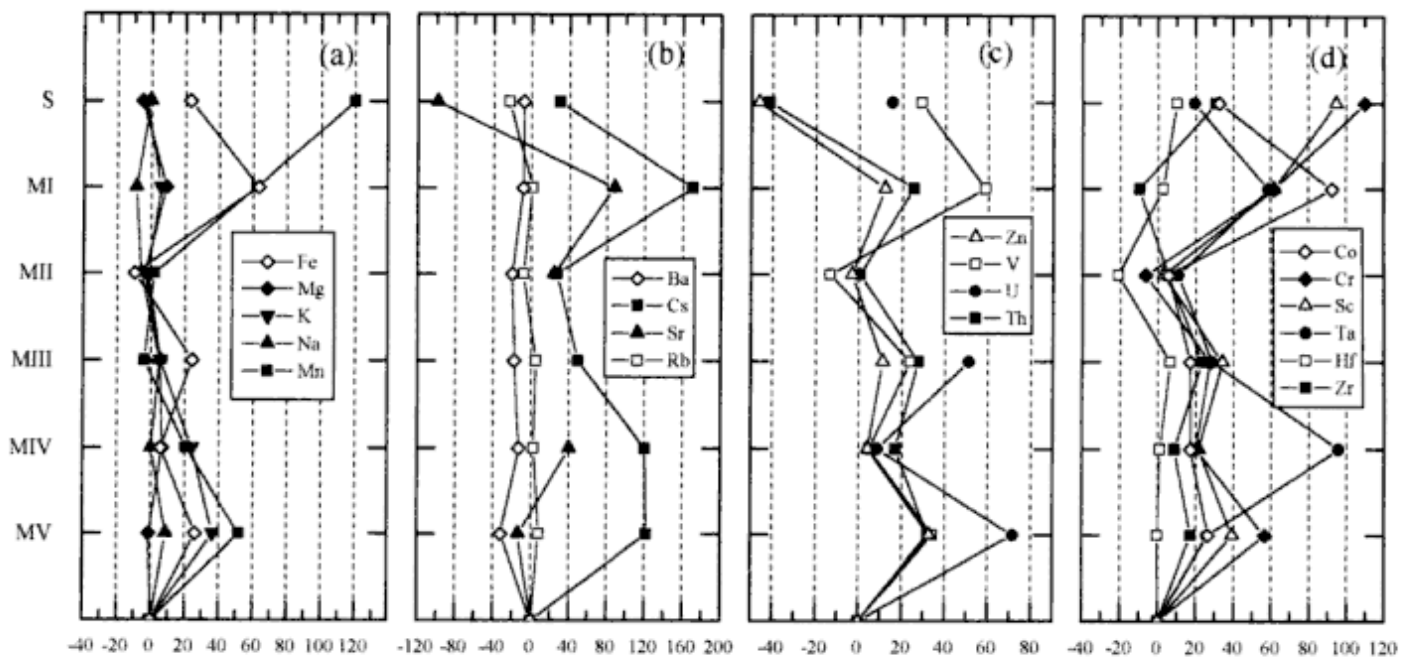


Figura 3: Porcentajes de cambio de elementos mayoritarios (a) y trazas (b, d), normalizados con respecto al Al.

daria habría contribuido a la conservación de los contenidos de Mg.

Los contenidos de Fe muestran fluctuaciones a lo largo con enriquecimientos en las muestras M-V, M-III y M-I. En esta última el enriquecimiento es particularmente intenso. Los dos fenómenos más descritos en la literatura, en relación con la movilidad del Fe, son el acomplejamiento del Fe^{+2} con la materia orgánica y su posterior transporte (Scheffer *et al.* 1982) y la oxidación del FeO en Fe_2O_3 lo que produce su inmovilización (van der Weijden y van der Weijden 1995). Una fuente importante de Fe son las biotitas, por su abundancia modal, y en segundo lugar los minerales opacos. A lo largo del perfil, estas micas se encuentran alteradas, mostrando, tal cual se mencionara anteriormente, segregaciones de óxidos de Fe asociados a los bordes. La desaparición total de mafitos y el desarrollo de un cemento ferruginoso en M-I también avalan el argumento de la oxidación del Fe^{+2} a Fe^{+3} . Las fluctuaciones entre muestra y muestra indican pequeños fenómenos de transporte de Fe dentro de la roca meteorizada pero no son significativas a una escala mayor.

En M-I se observó también un enriquecimiento notable en Mn. Este hecho puede estar relacionado con la adsorción del Mn (III y IV) en la superficie de los óxidos de hierro, particularmente abundantes en esta muestra. En la base del perfil también se manifiesta esta asociación aunque en menor grado.

El suelo desarrollado sobre este perfil tiene un fuerte enriquecimiento en Fe y Mn con respecto a la roca madre. Una consideración especial se hará teniendo en cuenta la distribución de elementos traza para determinar si el suelo es autóctono o alóctono.

Distribución de elementos traza En la Tabla 1 se presentan las concentraciones de elementos traza para todos los materiales muestreados y en la Fig. 3b, c, d se han graficado los porcentajes de cambio con respecto al Al para estos elementos.

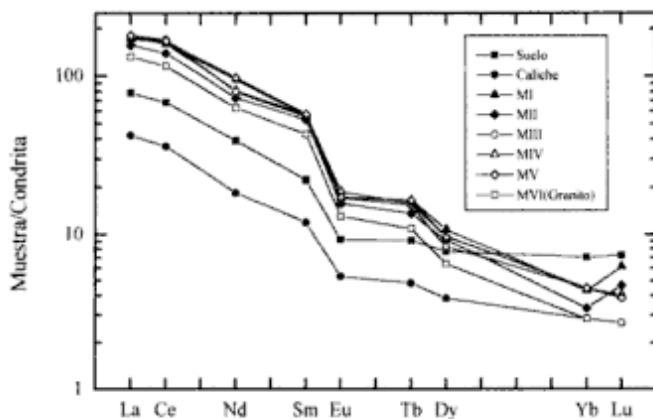


Figura 4: Diagramas normalizados de tierras raras. Las normalizaciones se realizaron con los contenidos promedio de la Condrita (Taylor y McLennan 1985)

El Cs y Rb son dos elementos que se adsorben fácilmente en los minerales secundarios. Sin embargo, en este caso particular, se observaron variaciones importantes en los contenidos de Cs y no así en los de Rb (Fig. 3b). El enriquecimiento en Cs en M-I, puede explicarse por la adsorción en minerales secundarios y la concentración en la base del perfil sería una consecuencia de la circulación de agua. Este último fenómeno también ha producido la concentración de Zn en M-V (Fig. 3c).

Las pérdidas de Sr en las primeras etapas de meteorización se atribuyen generalmente a la ruptura de las plagioclasas (Condie *et al.* 1995). Si bien este fenómeno se insinúa en M-V (Fig. 3b), los contenidos de Sr se modifican fuertemente por los aportes que se producen desde el caliche a la muestra M-I y al resto del perfil.

El Ba no muestra fluctuaciones importantes en la zona II, solamente se advierte una leve disminución en M-V (Fig. 3b). Cuando no existen minerales de Ba en la roca, las pérdidas están asociadas a la destrucción de los feldespatos potásicos y, en este perfil, estos minerales se encuentran muy poco meteorizados.

En general, no hay una tendencia definida en el comportamiento del U en perfiles de meteorización (van der Weijden y van der Weijden 1995). Esto se atribuye al complejo comportamiento de este elemento que es afectado por las condiciones redox y por la presencia de P; pudiendo además, acomplejarse y adsorberse. En la Fig. 3c se presentan los resultados obtenidos para las muestras M-II, M-IV y M-V. Las fluctuaciones que se observan pueden ser asignadas a fenómenos de adsorción en los óxidos e hidróxidos de Fe, debido a la correlación que se observa en el comportamiento de ambos elementos.

Una situación similar se plantea para el Th. Este elemento es considerado conjuntamente con el Sc, Cr, Co y tierras raras como un elemento inmóvil y ha sido ampliamente usado en estudios de procedencia de sedimentos a través de cálculos de relaciones elementales, principalmente Th/Sc (Taylor y McLennan 1985; McLennan *et al.* 1993). La movilidad que se observa en los perfiles de meteorización no invalida este uso porque las diferencias en los contenidos de Th para rocas de distintos orígenes exceden ampliamente las diferencias observadas por acumulación, aún en perfiles extremadamente meteorizados (Nesbitt *et al.* 1997).

El V (Fig. 3c) muestra un comportamiento similar al del Fe. La asociación del V(III) con la goethita y la afinidad del V(IV) y el V(V) por los óxidos e hidróxidos de Fe es un fenómeno bien descrito en la bibliografía (Wehrli *et al.* 1989). Esta afinidad aparece claramente a lo largo de este perfil.

El Zr y el Hf, elementos asociados principalmente a las fases accesorias, muestran fluctuaciones no demasiado importantes a lo largo del perfil causadas por la inhomogeneidad en la distribución de minerales accesorios a la escala a la cual se realizó el muestreo. El Ta

(Fig. 3d) es otro elemento con variaciones importantes debidas a la misma causa.

El Cr, Sc (Fig. 3d), Mn y Fe son elementos que se encuentran originalmente en las biotitas y, en este perfil, presentan un comportamiento geoquímico muy parecido. El Co, aunque notablemente disminuido en el suelo, muestra la misma tendencia.

La distribución de las tierras raras en perfiles de meteorización fue estudiada detalladamente por Nesbitt (1979); Nesbitt *et al.* (1997); Cullers *et al.* (1988); Schepers y Rozendaal (1993) y Condie *et al.* (1995), entre otros. El tópico más discutido es la movilidad o inmovilidad de las tierras raras y si existe o no la posibilidad de que se concentren en las condiciones fisicoquímicas en que se desarrollan los perfiles de meteorización.

En la Fig. 4 se muestran los diagramas de distribución normalizados para los contenidos de tierras raras de los materiales estudiados en esta oportunidad. Las normalizaciones se realizaron con los contenidos promedio de la Condrita (Taylor y McLennan 1985). Se advierte claramente un enriquecimiento de estos elementos en los materiales meteorizados con respecto a la roca madre. No se observaron, sin embargo, cambios importantes en las relaciones Sm/Nd ni en los valores de las anomalías de Eu y Ce (Tabla 1). Los valores de la relación La/Yb representa el fraccionamiento lantánidos livianos vs. lantánidos pesados y muestran, en este caso, una disminución en la roca meteorizada con respecto a la roca original, excepto para la muestra M-II donde se obtuvo un valor muy próximo al de la zona I.

Normalizando las concentraciones de lantánidos con las de la roca original (Fig. 5), se advierten más claramente los cambios en la distribución de tierras raras. En M-I y M-II se observa un fuerte enriquecimiento en Lu con respecto a la roca original, mostrando una tendencia distinta que en el resto de las muestras del perfil. Nuestros datos parecen apoyar la hipótesis que plantean Nesbitt (1979); Nesbitt *et al.* (1997) y Duddy (1980). Estos autores en base a sus propios estudios, sugieren que las tierras raras pueden ser acumuladas en perfiles

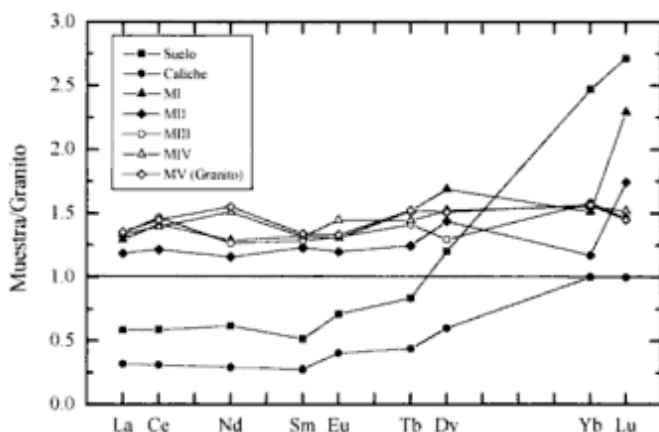


Figura 5: Distribución relativa de tierras raras en la roca meteorizada normalizada con los contenidos de tierras raras de la roca madre.

desarrollados tanto en rocas graníticas como volcánicas.

En el perfil estudiado en esta oportunidad se observaron evidencias mineralógicas de la existencia de un pH ácido durante la meteorización. En estas condiciones se habrían producido rupturas de los minerales que contenían tierras raras, siendo las mismas adsorbidas o incorporadas en minerales secundarios. Este fenómeno se manifiesta con mayor claridad para los lantánidos pesados. En M-V los porcentajes de cambio con respecto al Al para el La y el Yb son de un 30%, en tanto que en M-I los valores se modifican, siendo del 25% en el caso del La y del 50% para el Yb. La retención preferencial de lantánidos pesados en rocas graníticas incipiente a moderadamente alteradas también fue observada por Nesbitt (1979) y Nesbitt *et al.* (1997) y atribuida a la influencia del pH que modifica la abundancia de minerales primarios y secundarios.

A los fines de considerar toda la roca meteorizada como una unidad, los contenidos elementales M-I a M-V fueron promediados y graficados vs. los contenidos de la roca madre (Fig. 6). Este método gráfico permite visualizar los enriquecimientos y pérdidas elementales en comparación con la roca original. En una primera observación general puede apreciarse que la mayoría de los elementos se encuentran levemente enriquecidos en la roca meteorizada, alineándose en forma paralela a la línea de igual concentración. Este hecho puede atribuirse al efecto de pérdida de masa y afecta principalmente a los elementos traza.

El Al tal cual se mencionó anteriormente, muestra una concentración promedio muy próxima a la de la roca original. No se observa una gran movilización de elementos como Na y Mg, en tanto que el K aparece enriquecido a consecuencia de la meteorización de las biotitas.

La mayoría de los elementos traza (Cs, Co, Cr, Ta, U, Th y tierras raras) se encuentran enriquecidos en la roca meteorizada. También es evidente el enriquecimiento del Fe y el Mn en el perfil. Dado que los sectores superiores de los perfiles de meteorización son susceptibles de ser erosionados y convertidos en sedimentos, el estudio de los mecanismos que se desarrollan dentro del perfil son muy valiosos para estudiar la procedencia de sedimentos en el área. Sedimentos originados a partir de esta roca tendrían, con leves variaciones, principalmente para los elementos de mayor movilidad, una composición cercana a la del material fuente. Los indicadores más representativos, que son los elementos inmóviles, se conservarían sin cambios.

Geoquímica y procedencia del suelo. El suelo y el caliche que existen en la parte superior del perfil son materiales modernos. Por esta razón se los trata en forma separada. Se considera una sola muestra de suelo porque el mismo tiene un desarrollo muy incipiente con un espesor escaso y sin zonaciones visibles.

En las Fig. 4, 5 y 6 pueden observarse los datos obtenidos para estos materiales en comparación con aquellos obtenidos para la roca madre y la roca meteorizada.

da. En primer lugar, es importante establecer si el suelo se ha desarrollado o no a partir de la roca descripta como roca madre.

Considerando en primer lugar los elementos mayoritarios, se observaron enriquecimientos en Fe y Mn (Fig. 3a).

Con respecto a las tierras raras puede decirse que las concentraciones son más bajas que en la roca madre pero el patrón de distribución es similar. Esto podría deberse al efecto de dilución de minerales como el cuarzo que tienen muy bajos contenidos en estos elementos. El único hecho destacable es el aumento pronunciado en lantánidos pesados que se observa claramente en la Fig 4. En la Fig. 5 se manifiesta la misma tendencia.

Para hacer un análisis diagnóstico del origen de este suelo utilizamos algunas relaciones de elementos inmóviles. Estas relaciones han sido ampliamente usadas en estudios de procedencia en geoquímica de superficie dado que permiten principalmente anular los efectos de dilución.

Los valores obtenidos para el suelo ($La/Yb=16,5$; $Th/Sc=3,9$; $Cr/Th= 0,91$; $La/Sc= 6,2$) difieren significativamente de los obtenidos para la roca madre ($La/Yb=69,2$; $Th/Sc=12,8$; $Cr/Th= 0,25$; $La/Sc= 16,6$), indicando claramente la aloctonía de los materiales del suelo. Este hecho explica las diferencias geoquímicas observadas con respecto a la roca sobre la cual se desarrolló el perfil.

El caliche aporta elementos como Ca, Sr, principalmente a los sectores superiores de la roca meteorizada.

Conclusiones

Sobre la base de toda la información presentada se concluye que el perfil de meteorización se encuentra en un periodo temprano y los procesos de fraccionamiento claramente descriptos por otros autores en perfiles muy desarrollados se encuentran enmascarados o con desarrollos incipientes.

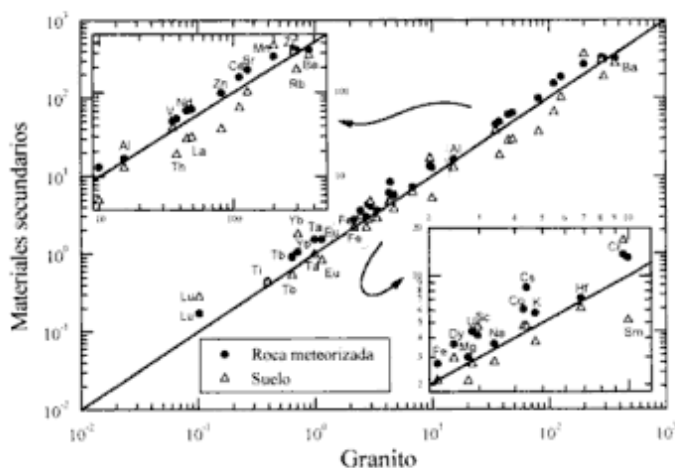


Figura 6: Contenidos elementales promedio de la roca meteorizada vs. las concentraciones de la roca madre.

Utilizando criterios mineralógicos se identificaron procesos de meteorización incongruente, las condiciones de pH dominantes en el perfil y la oxidación del Fe^{2+} a Fe^{3+} .

Los cambios mineralógicos observados permiten destacar a la biotita como un excelente indicador de los procesos sufridos por el granito, mostrando epidotización y muscovitización deutéricos seguidos de desflecamiento de los bordes, segregación difusa de óxidos de hierro sobre planos 001, neoformación de biotita secundaria y silicificación, indicadores de los procesos de meteorización. La biotita primaria se transforma en una biotita de menor temperatura, amarilla, sin clivajes, en equilibrio con las nuevas condiciones del sistema.

La plagioclasa, por su parte, presenta argilitización selectiva, sericitización y muscovitización. El grado de fracturamiento aumenta hacia la superficie del perfil, con incremento de los procesos de silicificación y muscovitización, concentrados especialmente en las fracturas.

La fracturación de la roca aparece como el fenómeno físico de mayor magnitud en el perfil estudiado. El agua circulante habría sido el agente principal de los cambios ocurridos. Las movilizaciones elementales son asignadas a procesos de lixiviación en un medio ácido y de adsorción-desorción.

Los elementos sensibles a los cambios en las condiciones de óxido-reducción (Fe, Mn, V y Cr) muestran una fuerte asociación a lo largo de todo el perfil estudiado, no habiéndose registrado movilizaciones de unos con respecto a los otros. El comportamiento geoquímico del Fe, asociado principalmente a la meteorización de las biotitas, es el factor determinante en la distribución de los elementos que han presentado mayor movilización en este perfil.

Se observó un cambio en el fraccionamiento La/Yb de las tierras raras producido por la modificación de la abundancia de minerales primarios y secundarios.

A pesar de haberse observado algunas modificaciones en las distribuciones de algunos elementos, considerando toda la roca meteorizada como productora de sedimentos, puede concluirse que la magnitud de tales movilizaciones no invalidan el uso de los elementos como el Th, Sc, Cr y las tierras raras como rastreadores geoquímicos.

La obtención de conclusiones generales extensivas a todos los casos no son posibles dada la complejidad de los fenómenos que se desarrollan en distintas rocas y en distintas condiciones climáticas durante periodos de tiempo muy variables. Todas estas circunstancias determinan el fraccionamiento o no de los distintos elementos, siendo la mineralogía original un factor muy importante, determinante de las variaciones que se observan en los distintos estudios realizados sobre perfiles de meteorización.

Se pudo establecer además, mediante la utilización de indicadores geoquímicos, la aloctonía del suelo que se encuentra en la parte superior del perfil.

Agradecimientos

Queremos expresar nuestro agradecimiento al personal del RA-6 por la irradiación de las muestras, a Silvia Dutrús y Carlos Cottaro por la realización de los análisis con microsonda de electrones, a Estela Martínez por su apoyo en microscopía de refracción y a Eduardo Piovano, Diego Gaiero y Silvana Herrero por su asistencia durante el trabajo de campo. Agradecemos también a Pedro Depetris por la lectura del manuscrito y las sugerencias realizadas a este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Capitanelli, R. G., 1979. Clima. En: Vazquez, J. B., Miatello, R. A. y Roqué, M.E. (Eds.). *Geografía Física de Córdoba*, p. 45-138. Editorial Boltdt, Córdoba.
- Condie K. C., Dengate J. y Cullers R. L., 1995. Behavior of rare earth elements in a paleoweathering profile on granodiorite in the Front Range, Colorado, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59(2): 279-294.
- Cullers R. L., Basu A. y Suttner L. J., 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root Batholith, Montana, U.S.A. *Chemical Geology*, 70: 335-348.
- Duddy I. R., 1980. Redistribution and fractionation of rare earth and other elements in a weathering profile. *Chemical Geology*, 30: 363-381.
- Fritz S., 1988. A comparative study of gabbro and granite weathering. *Chemical Geology* 68: 275-290.
- Gay A. L. y Grandstaff, D. E., 1980. Chemistry and mineralogy of Precambrian paleosols at Elliot Lake, Ontario, Canada. *Precambrian Research*, 12: 349- 373.
- Giménez de Patiño, M. G. D., 1989. Estudio geológico y petrológico del batolito de Achala, Provincia de Córdoba, a los 31° 35' de Latitud Sur. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires, 259 p. (inédito).
- Goldlich, S. S., 1938. A study in rock weathering. *Journal of Geology*, 54: 113-126.
- Gordillo C. E. y Lencinas A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En Turner, J.C. (Ed.). *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias I: 577- 650. Córdoba.
- Lira, R., 1985. Tipología y evolución de rocas graníticas en su relación con el hem ciclo endógeno de la geoquímica del Uranio. Aspectos metalogenéticos. Sector septentrional del batolito de Achala, Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 241 p. (inédito).
- Lira, R. y Kirschbaum, A.M., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas, Argentina. En Kay, S.M. y C.W. Rapela (Eds.) *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241: 67-76, Colorado.
- McLennan S. M., Hemming S., McDaniel D. K., and Hanson G. N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. *Geological Society of America, Special Paper*, 284: 21-40.
- Middelburg J. J., Cornelis H., van der Weijden C. H. y Woittie J. R.W., 1988. Chemical processes affecting the mobility of major, minor and trace elements during weathering of granitic rocks. *Chemical Geology*, 68: 253-273.
- Mongelli, G., 1993. REE and other trace elements in a granitic weathering profile from "Serre", southern Italy. *Chemical Geology*, 103: 17-23.
- Nahon, D. B., 1991. Introduction to the petrology of soils and chemical weathering. John Wiley & sons, Inc., 313 p., New York.
- Nesbitt H. W., 1979. Mobility and fractionation of rare earth elements during weathering of a granodiorite. *Nature*, 279: 206- 210.
- Nesbitt H. W. y Young G. M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt H. W. y Young G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1523-1534.
- Nesbitt H. W., Fedo C. M. y Young G. M., 1997. Quartz and feldspar stability, steady and non-steady state weathering and petrogenesis of siliciclastic sands and muds. *Journal of Geology*, 105:172-191.
- Nesbitt H. W. Markovics G. y Price R. C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earth during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 44: 1659-1666.
- Polynov, B. B., 1937. Cycle of weathering. Marby, 201 p., London.
- Rabassa, J., Zárate, M., Cioccale, M., Carignano, C., Partridge, T. y Maud, R., 1996. Paisajes relictuales de edad gondwánica en áreas cratónicas de Argentina. *Actas 13(Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 219. Buenos Aires.
- Rapela C. W., Pankhurst, R. J., Kirschbaum, A. M. y Baldo, E. G., 1991. Facies intrusivas de edad carbonífera en el batolito de Achala: evidencia de una anatexis regional en las Sierras Pampeanas. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno*, 1: 40-43. Santiago de Chile.
- Román Ross G., Ribeiro Guevara S. y Arribére M. A., 1995. Rare earth geochemistry in sediments of the Upper Manso River Basin, Río Negro, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 133: 47-57.
- Román Ross G., Arribére M. A., Ribeiro Guevara S. y Depetris P. J., 1996. Efectos del transporte sobre los patrones de distribución elemental en sedimentos de la cuenca del Río Manso Sup., Río Negro, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 17-29. Buenos Aires.
- Schau M. y Henderson J. B., 1984. Archean chemical weathering at three localities in the Canadian shield. *Precambrian Research*, 20: 189- 224.
- Scheepers R. y Rozendaal A., 1993. Redistribution and fractionation of U, Th and rare earth elements during weathering of subalkaline granites in SW Cape Province, South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 17: 41-50.
- Scheffer P., Blume, H-P., Hartge, K-H. y Schwertmann, U., 1982. *Lehrbuch der Bodenkunde*, Ferdinand Enke, 442 p., Stuttgart.
- Taylor S. R. y McLennan S.M., 1985. *The continental crust: Its composition and evolution*. Blackwell, 312 p., Oxford.
- van der Weijden C. H. and van der Weijden R. D., 1995. Mobility of major, minor and some redox sensitive weathering of four granitoids in central Portugal. *Chemical Geology*, 125: 149-167.
- Wehrli, B., Sulzberger, B. y Stumm, W., 1989. Redox processes catalyzed by hydrous oxide surfaces. In: Schott J. y Lasaga A. C. (Eds.), *Kinetic Geochemistry*. *Chemical Geology*, 78: 167- 179.

Recibido: 3 de junio, 1998.

Aceptado: 11 de marzo, 1999.

El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Tardío

Ricardo A. ASTINI

*Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba. CONICET.*

ABSTRACT. *The Las Vacas Conglomerate and the Trapiche Group in the Precordillera: normal faulting in the Late Ordovician.* This paper addresses new problems and interpretations that arise of an integrated study of the Las Vacas Conglomerate (Early Caradoc). The unit is located in the northern extent of the Argentine Precordillera and has been considered as the main evidence of the Guandacolic diastrophism, originally interpreted to be a pre-Ocloyic tectonic phase of local extent. The LV Conglomerate is over 300 m thick and contains huge (up to 15 m) intrabasinal limestone and black shale olistholites mixed with well-rounded extrabasinal resedimented pebble- and boulder-rich deposits. Together with the Las Plantas Formation and the Trapiche Formation it conforms the Trapiche Group (Furque 1963). Facies and architectural studies reveal that the Las Plantas Formation is only a minor localized fine grained shallow facies surrounded by conglomerates. Newly described angular unconformities allow a general reconsideration of the stratigraphic relationship between the units of the Trapiche Group. An unconformity bounded scheme with two major units is suggested: the Las Plantas Alloformation and the Trapiche Alloformation. Their development seems to be related to half-graben geometry bounded by a west-dipping master fault. This would be a likely explanation for the observed angularity and the internal wedged pattern of the stratification. Moreover, block rotation might have led to the exposure of tectonic scarps in the hanging wall from where the huge intrabasinal olistholites may have sled into the basin as part of rock-falls. Similar conglomerates crop out in analogous stratigraphic positions in the eastern border of the Precordillera toward the south (Cerro del Fuerte and Villicum Range). The general setting for this unit resembles that of extensional tectonics, which is in agreement with the hypothesis that relates the genesis of this conglomerate with a postcollisional relaxation period. According to this proposal, extensional tectonics may have been important in the eastern and central Precordillera during Caradoc times. In addition, a thorough discussion based on stratigraphic evidence of the existence and nature of an Ocloyic tectonism for the Ordovician-Silurian boundary in the Precordillera, of similar age than the Taconic phase in North America, is provided.

Introducción

El "Conglomerado de Las Vacas" es considerado como la unidad basal del Grupo Trapiche (Furque 1963) y constituye la unidad sefítica volumétricamente más importante del Paleozoico inferior de la Precordillera Argentina. Esta unidad sirvió de sustento para postular la existencia de movimientos tectónicos intraordovícicos agrupados en la Fase Guandacol de los movimientos preoclóyicos (Furque 1972, Furque y Cuerda 1979, 1982, Baldis *et al.* 1982), que más tarde fue extendida a las cuencas del Noroeste Argentino y Bolivia por Salfity *et al.* (1984). Según Furque (1972) y Furque y Cuerda (1979), los movimientos guandacólicos fueron de carácter epirogénico, pero ni estos ni posteriores autores aportaron evidencias geológicas conducentes a establecer su génesis y contexto geotectónico. Recientemente, Astini *et al.* (1995) relacionaron a estas sefitas con la etapa pre y poscolisional de la Precordillera con el protomargen de Gondwana durante el Ordovícico medio-tardío.

En la presente contribución se reconsideran las rela-

ciones estratigráficas de la Formación Las Vacas y del Grupo Trapiche y se analizan aspectos del marco evolutivo de la Precordillera en el Ordovícico medio-tardío basados en el reconocimiento de nuevas relaciones estratigráficas (discordancias angulares) y de la geometría estratal. Asimismo, se discuten aspectos paleotectónicos de la cuenca (diastrofismo guandacólico vs. diastrofismo oclóyico) basados en la existencia de depósitos sefíticos coetáneos ubicados en el borde oriental de la Precordillera, vinculándolos a una tectónica extensional. Este trabajo es parte de un estudio detallado que se llevó a cabo en la región norte de la Precordillera, considerándose aspectos sedimentológicos, estratigráficos y genéticos del "Conglomerado de las Vacas" (Astini 1991 y en prensa).

Ubicación y antecedentes

Los afloramientos de la Formación Las Vacas se circunscriben a una faja angosta y casi continua, de aproximadamente 30 km de longitud, que se extiende entre

el cerro Piedra Blanca por el norte (localizado a la latitud de Guandacol, $68^{\circ} 46' O$ y $29^{\circ} 35' S$) hasta el borde occidental de la Sierra de La Batea por el sur ($68^{\circ} 37' O$ y $29^{\circ} 50' S$), entre las provincias de La Rioja y San Juan (Fig. 1). La unidad engloba a un conjunto de con-

glomerados gruesos, bien redondeados, de color verde a gris-rosado y con apariencia caótica, que incluyen olistolitos calcáreos (Fig. 2) de hasta decenas de metros de longitud. Sobre la base de sus relaciones estratigráficas, Furque (1972) y Furque y Cuerda (1979) le asigna-

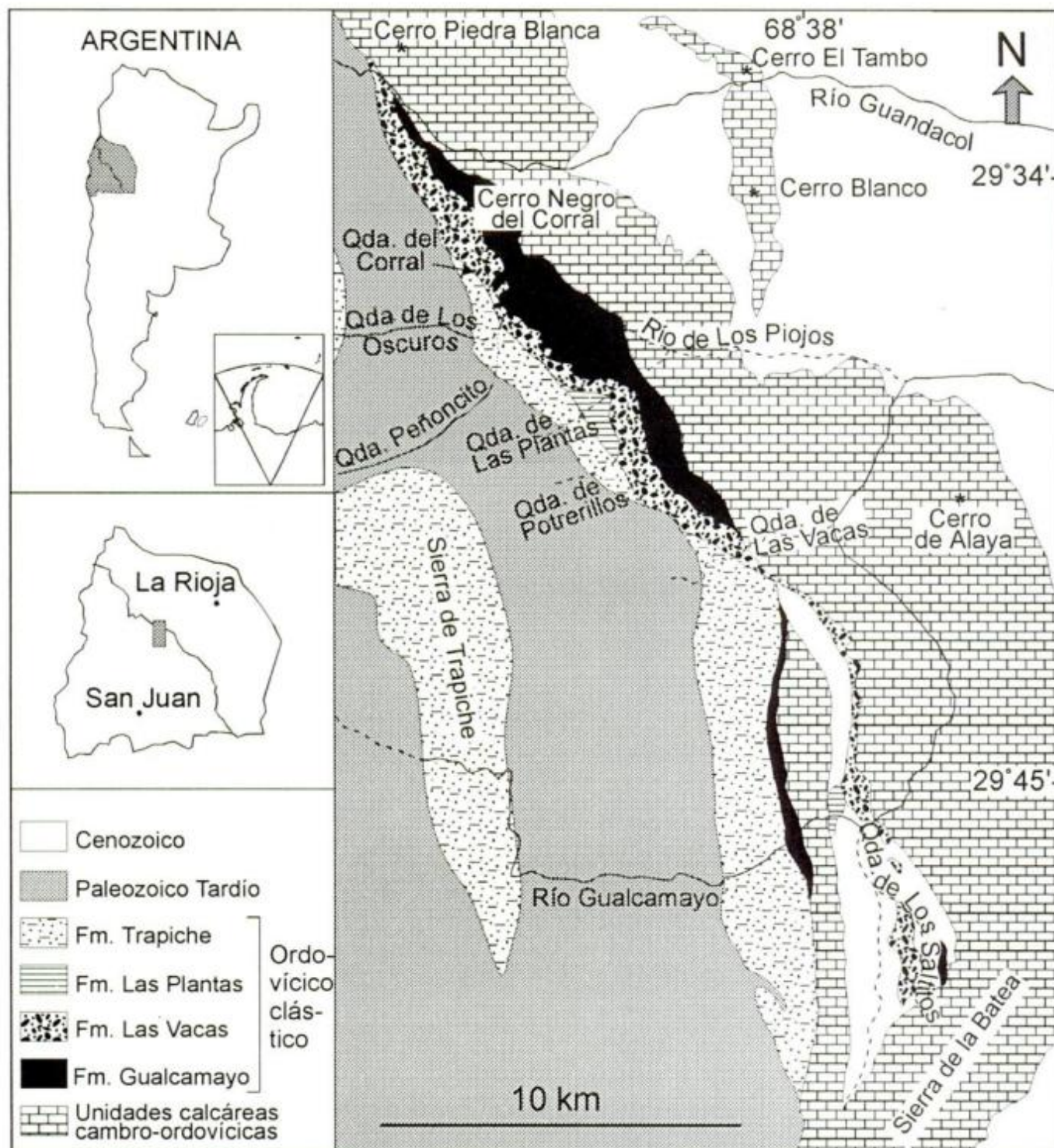


Figura 1: Mapa de afloramientos de la Formación Las Vacas y unidades litológicas aflorantes en la Precordillera septentrional (provincias de La Rioja y San Juan) al suroeste de Guandacol (modificado de Furque 1963).

ron una edad llanvirniana superior-llandeiliana, un espesor aproximado de 300 m y lo incluyeron dentro del Grupo Trapiche. Recientemente, Astini y Brussa (1996) lo reasignaron al Caradociano inferior en su localidad tipo. Conglomerados de similares características y posición estratigráfica poseen un buen desarrollo en la base de la Formación La Cantera (Baldis *et al.* 1982), en el borde oriental de la sierra de Villicum, y en el borde occidental del cerro del Fuerte (Fig. 3) (quebradas del Silencio y del Algarrobo, en Astini 1991). En esta última localidad afloran en discordancia erosiva sobre la Formación Los Azules y son cubiertos por derrubios modernos. En Villicum se apoyan en discordancia erosiva sobre la Formación Gualcamayo y presentan hasta 35 m de espesor (Fig. 3). Estos fueron también denominados Formación Los Chilenos por Uliarte (1977) y Formación Cantera por Furque y Cuerda (1979), habiendo sido asignados al Llandeiliano por Peralta (1986 y 1990). No obstante, Albanesi *et al.* (1995) hallaron clastos calcareníticos resedimentados conteniendo fauna llandeiliana, por lo que su asignación más probable sea caradociana. Tanto en el cerro del

Fuerte como en Villicum los conglomerados no incluyen olistolitos como en su localidad clásica, aunque sí se mezclan poblaciones clásticas extra e intracuencales (Astini 1991).

La Aloformación Las Plantas (Astini 1993a, 1995, 1996a) o Miosintema Plantiano (este trabajo) constituye una unidad limitada por discontinuidades que engloba al grueso de las unidades sefíticas llandeiliano-caradocianas de la Precordillera.

Yacencia y relaciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas del Conglomerado de las Vacas son complejas (Fig. 4). A pesar que el estratotipo fue definido en la quebrada de Las Vacas (Furque 1963), la sección de la quebrada de Las Plantas (Fig. 5) es más completa (330 m de espesor) y es adoptada en este trabajo como columna de referencia. Su contacto inferior está dado por una discordancia erosiva que corta distintos niveles estratigráficos. En el ex-



Figura 2: Olistolitos calcáreos incluidos en el Conglomerado de Las Vacas en el perfil del río de Los Piojos. Los bloques "exóticos" tienen proveniencia intracuenca y pertenecen al tramo superior de la Formación San Juan, una de las unidades que conforman el sustrato de estos depósitos sefíticos. Nótese la fábrica caótica del conjunto inferior, donde se encuentran los olistolitos. Techo hacia el borde superior derecho.

tremo sur (río Gualcamayo) se apoya directamente sobre la Formación San Juan, mientras que pocos metros de la unidad infrayacente (la Formación Gualcamayo) han quedado preservados en la quebrada de Los Saltitos (Fig. 6). En la sección de referencia (Fig. 5) la Formación Gualcamayo posee 240 m de espesor, sobre la cual se apoya en contacto erosivo la facies de olistostromas basales (Fig. 7). A pesar que el tectonismo andino generalmente afecta al contacto entre la Formación Las Vacas y la Formación Gualcamayo, por su marcado contraste mecánico, un cambio de buzamientos regionales de entre 10° y 15° entre la unidad conglomerádica y las unidades subyacentes (Formaciones San

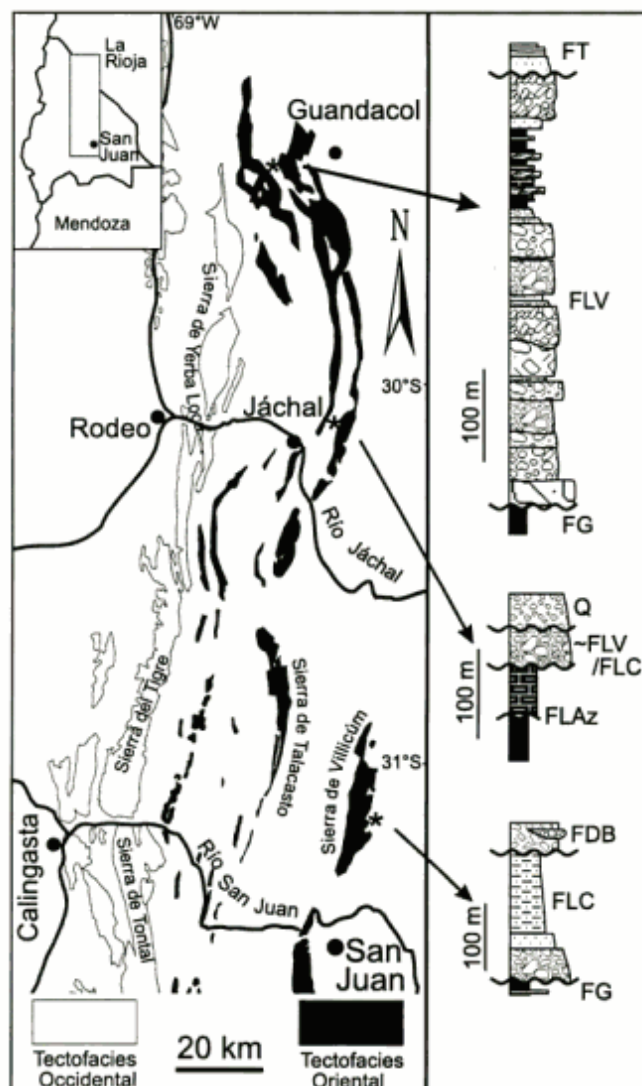


Figura 3: Mapa general de ubicación y columnas esquemáticas de las unidades sefticas del Ordovícico tardío (Caradociano) en la tectofacies oriental de la Precordillera. 1-suroeste de Guandacol, 2-Cerro Viejo, 3-Villicum. FG=Formación Gualcamayo, FLAz=Formación Los Azules, FLV=Formación Las Vacas, FLC=Formación La Cantera, FT=Formación Trapiche, FDB=Formación Don Braulio, Q=abanicos modernos.

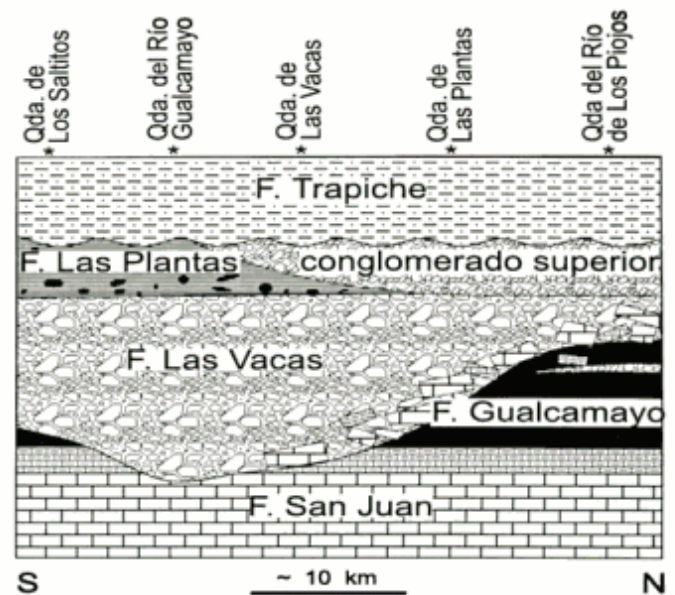


Figura 4: Diagrama esquemático de las relaciones estratigráficas del "Conglomerado de Las Vacas" y unidades ordovícicas relacionadas basado en una serie de perfiles (Astini, 1991) realizados en la región del suroeste de Guandacol.

Juan y Gualcamayo) puede ser detectado. Tanto la Formación San Juan como la Formación Gualcamayo poseen buzamientos de aproximadamente 45° al oeste, mientras que en los niveles medios y superiores del conglomerado (donde se desarrolla una mejor estratificación) los buzamientos oscilan entre 25° y 35° , disminuyendo en el tope de esta unidad hasta valores de alrededor de 15° . A pesar de existir un abanicamiento interno de los buzamientos dentro de la Formación Las Vacas, el contraste de buzamiento entre ésta y las unidades subyacentes indica que su contacto basal no sólo es erosivo, sino que estaría dado por una discordancia de bajo ángulo.

En algunos sectores de la cuenca puede observarse una interdigitación entre bancos conglomerádicos (de entre 0,10 y 7 m) y pelitas arenosas con graptolitos que implicarían una cierta transición entre las Formaciones Las Vacas y Gualcamayo (véase Fig. 6). Dicha relación puede observarse en ambas márgenes de la quebrada del río de Los Piojos y en el abra de Los Celestinos en donde se preservan los espesores más completos de la Formación Gualcamayo, que normalmente se encuentra canibalizada por el evento seftico. Estos tramos de mezcla fueron considerados por Astini (1991, 1994a) como el Miembro Superior de la Formación Gualcamayo, basándose en que la sedimentación pelítica de fondo marca una cierta continuidad con ésta. Dentro de este paquete Ortega (1986, en Ortega *et al.* 1993) reconoció faunas de edad llanvirniana-llandeiliana (Biozona de *Hustedograptus teretiusculus*), muy probablemente incluidas en bloques pelíticos, y más re-

cientemente, Astini y Brussa (1996) hallaron faunas caradocianas (Biozona de *Climacograptus bicornis*) dentro de términos limoarenosos. Este último hallazgo, permite reasignar a este intervalo como perteneciente a la base de la Formación Las Vacas en lugar de constituir el tope de la Formación Gualcamayo. De manera que si bien, el contacto inferior de la Formación Las Vacas se considera clásicamente como aquél donde aparece el conglomerado macizo-caótico indiferenciado (Fig. 8) -informalmente aquí denominado miembro ba-

sal macizo- en algunas localidades posee una sección basal granoestratocreciente.

El contacto superior de la Formación Las Vacas es aún más complejo. De acuerdo con Furque y Cuerda (1979) el contacto con la Formación Las Plantas es transicional. Este hecho puede observarse entre las quebradas de Potrerillos y Las Plantas. Sin embargo, dichos autores no observaron la existencia de otro importante cuerpo conglomerádico dispuesto concordantemente por encima de las "Lutitas de las Plantas" (véase Figs.

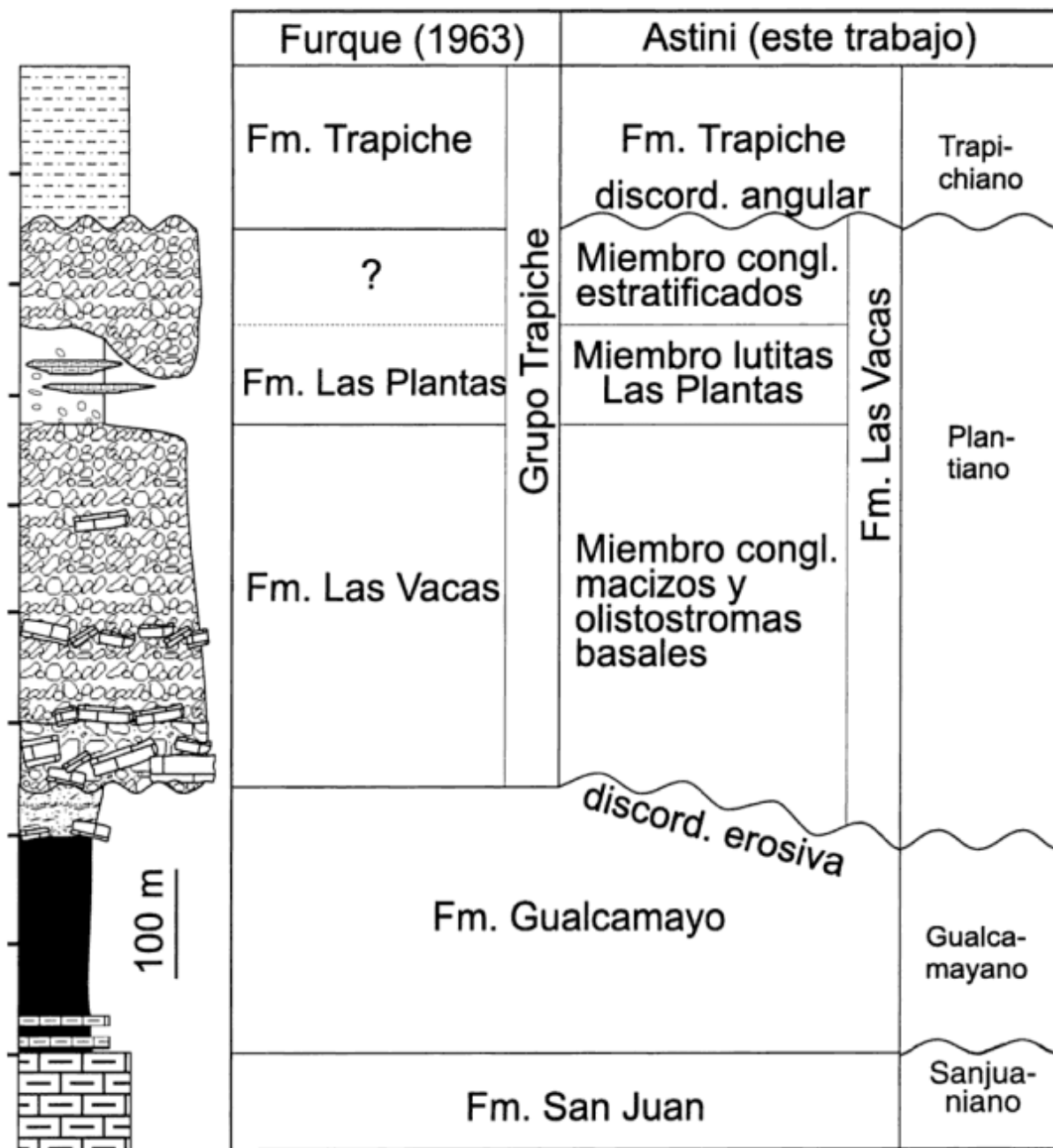


Figura 5: Columna estratigráfica de la Formación Las Vacas (nom. rev.) y unidades ordovícicas relacionadas en la sección de referencia de la quebrada de Las Plantas. Nótese la nueva subdivisión propuesta en este trabajo (ver explicación en el texto). La columna de la izquierda representa los miosintemas (aloformaciones) definidos.

4 y 5). Este posee 85 m de espesor máximo y es muy similar al "Conglomerado de Las Vacas" (Fig. 9). Sólo se diferencia de él por contener mayor número de intercalaciones arenosas laminadas y limo-arenosas que le confieren una mejor estratificación (Fig. 10). Este conglomerado (informalmente denominado miembro superior estratificado) comienza con un paquete basal arenoso que trunca erosivamente a las "Lutitas de Las Plantas", constituido por capas gradadas de geometría tabular con abundantes marcas de flujo en la base y trenes de ondulitas linguoides y sinuosas en el tope. En los filos norte y sur de la quebrada de Las Plantas, pequeños canales con abundantes bioclastos retrabajados de las "Lutitas Las Plantas" se intercalan en la base del paquete basal arenoso. El conglomerado superior estratificado (Astini 1986, 1991) se amalgama con el "Conglomerado de Las Vacas" constituyendo, hacia el norte, un único paquete a la altura del río de Los Piojos donde las "Lutitas Las Plantas" están ausentes. El conglomerado superior está truncado en su tope por una discordancia angular que lo separa de la Formación Trapiche (Fig. 11). Esta última se reconoce entre el portezuelo del cerro Negro del Corral y la quebrada de Potrerillos, en la región ubicada al suroeste de Guandacol (Fig. 1). La discordancia posee ángulos de entre 20° y 34° y separa los conglomerados estratificados (con buzamiento promedio de 20°) de limolitas y areniscas de la Formación Trapiche (con buzamiento promedio de 45). Esta discordancia fue resuelta como un lineamiento tectónico por Furque (1963) quien mencionó y mapeó entre el río de Los Piojos y la quebrada de Potrerillos una pequeña faja de la Formación Trapiche apoyada indistintamente sobre los "Conglomerados de Las Vacas" y las "Lutitas de las Plantas". Dicha relación es justamente producto de que la discordancia angular entre esas localidades sesga los depósitos infrayacentes. Al norte y sur de las localidades mencionadas la discordancia es cubierta por depósitos del Carbonífero que solapan en discordancia regional de bajo ángulo (~5°) al Grupo Trapiche. Es importante mencionar que en la localidad del cerro Potrerillo al norte del cordón de Perico (noreste de Jáchal) donde también aflora la Formación Trapiche (Benedetto *et al.* 1991, Astini 1991, 1994b), ésta se dispondría en suave angularidad sobre la Formación Las Plantas.

Geometría estratal y paleocorrientes

Como se mencionó anteriormente, la geometría estratal de los conglomerados indica la existencia de un abanicamiento general de las capas que disminuyen su espesor y su buzamiento hacia el oeste y noroeste, a medida que se asciende en la columna. Esto puede observarse a partir del tercio medio y particularmente en el tercio superior de la unidad donde la estratificación está mejor definida.

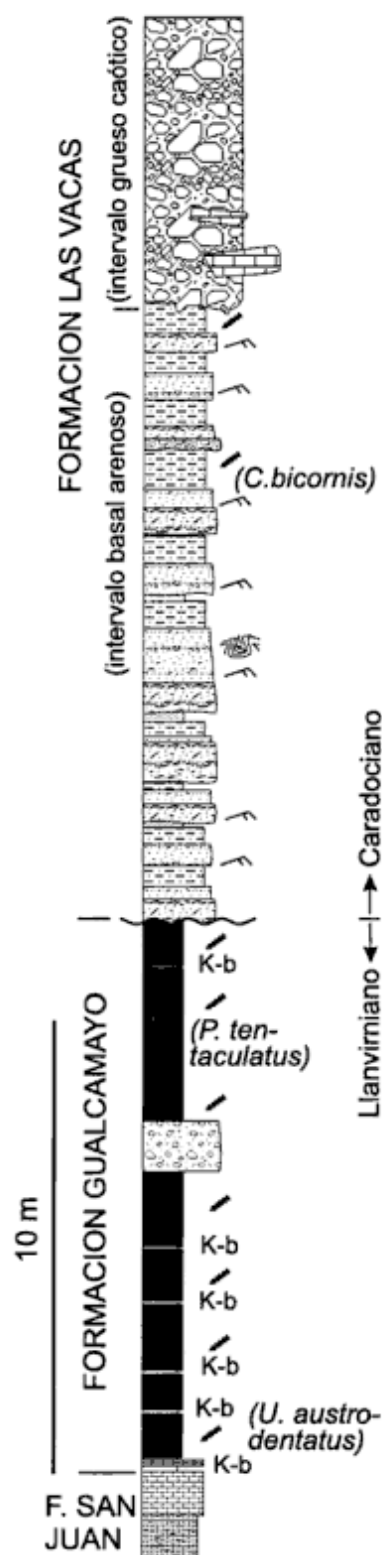


Figura 6: Sección estratigráfica levantada en la quebrada de Los Saltitos (véase ubicación relativa en la Fig. 1). Nótese el reducido espesor de la Formación Gualcamayo producto de erosión en la cual se decapitan niveles medios y superiores de la Biozona de *P. tentaculatus* presentes en localidades de más al norte y oeste. Datos bioestratigráficos de Astini y Brussa (1996). Kb= bentonitas potásicas.

Las paleocorrientes basadas en imbricación, ejes de paleocanales, estratificaciones cruzadas de diferente escala y marcas de flujo indican direcciones predominantes hacia el oeste y noroeste (Fig. 12), ubicando el área fuente hacia el este actual. Este hecho es corroborado por la composición de los clastos extracuencales (Astini en prensa) que indica una procedencia desde orógenos reciclados y arcos magmáticos disectados. Algunos de los planos AB de los bloques calcáreos (olistolitos), particularmente agrupados e imbricados en la base de la unidad (facies de olistostromas), parecen mostrar procedencias desde el oeste. Éstos indicarían un cierto retrabajo o canibalización del sustrato y una naturaleza intracuenal. Paleocorrientes indicadas por trenes de ondulitas linguoides y sinuosas en los topes de capas muestran direcciones hacia el suroeste y el nor-noroeste mostrando una dispersión de las paleocorrientes de casi 120°. Particularmente clara resulta la dirección noroeste de la corrientes que depositaron el conglomerado superior al cual se asocian turbiditas con marcas de flujo.

Resulta de interés resaltar la existencia de bloques angulosos virtualmente caídos (*rock-falls*), con estructuras de impacto atravesando parcialmente las capas que los contienen (Fig. 13). En ausencia de evidencias de presunto origen glacial asociado (véase Astini en prensa) y en virtud de que los bloques caídos se halla-



Figura 7: Sección basal del Conglomerado de Las Vacas en la Quebrada de Las Plantas donde se destacan dos niveles olistostromáticos (acumulaciones tabulares de bloques calcáreos). El contacto con la F. Gualcamayo se halla cubierto.

ban litificados a la hora de redepositarse, constituirían evidencias de la existencia de importantes escarpas en el paleoambiente, siendo este rasgo típico de bordes tectónicamente activos. También se destaca la presencia de bloques de pelitas negras con bordes netos contra la matriz e internamente plegados (Fig. 14), que preservan la laminación primaria y la graptofauna característica de la Formación Gualcamayo. Debido a que ésta se hallaba ya litificada cuando entró a formar parte del conglomerado (contraste Llanvirniano-Caradociano de las faunas en los bloques y la matriz, respectivamente), se interpreta al plegamiento como producido con anterioridad a la incorporación de estos bloques en él.

Discusión y consideraciones estratigráficas

Las relaciones estratigráficas expuestas llevan a reconsiderar la jerarquía estratigráfica de la Formación Las Plantas, que representaría un cambio de facies de la Formación Las Vacas o viceversa y la validez del Grupo Trapiche que involucra unidades separadas por discordancias. Si bien las "Lutitas Las Plantas" han sido reconocidas en otros perfiles situados más al sur en la cuenca (véase Astini 1991) y puede ser correlacionada sobre la base de su contenido paleontológico y criterios litoestratigráficos con otras localidades precordilleranas (Astini 1995), en su localidad tipo, está comprendida entre paquetes conglomerádicos similares, representando un miembro pelítico intermedio producto de una variación de facies bastante localizada. Además de lo expuesto, clastos redondeados como los incluidos en la Formación Las Vacas se encuentran dispersos en casi todo el espesor de las "Lutitas Las Plantas" (fangolitas guijosas) junto a nódulos calcáreos fosilíferos con una variada fauna de aguas someras (Astini *et al.*, 1986). Asimismo, debe señalarse que el "Conglomerado de las Vacas" describe hacia el tope una marcada somerización (Astini en prensa) hacia los niveles cuspidales que infrayacen a las "Lutitas Las Plantas". Por estas razones, Astini (1991, 1993a) reunió a ambas unidades dentro de una unidad limitada por discontinuidades a la que denominó Aloformación Las Plantas, reconocible en toda la tectofacies oriental precordillerana (Astini 1992a) y definida en la quebrada homónima. Cabe aquí destacar, que según el Código Argentino de Estratigrafía (CANE 1992) la unidad debería categorizarse como Miosintema, refiriéndose a partir del presente trabajo como Miosintema Plantiano o simplemente, Plantiano, término con connotaciones genéticas que no es recomendable en tareas descriptivas (Walker 1990, 1992). Las discordancias mencionadas permiten separar a esta unidad de los Miosintemas infra y suprayacentes, el Gualcamayano y el Trapichiano, respectivamente. (Fig. 5).

Desde un punto de vista litoestratigráfico y de acuerdo con lo observado en la región ubicada al oeste de Guandacol y en el perfil de referencia, se diferencian dentro del Ordovícico clástico las siguientes unidades de base a techo (Fig 5): Formación Gualcamayo, Formación Las Vacas y Formación Trapiche. La Formación Las Vacas contiene, a su vez, las siguientes subdivisiones: a) miembro basal de conglomerados macizos (330 m) ("Conglomerado de Las Vacas"), b) miembro lutítico fosilífero (90 m) ("Lutitas Las Plantas"), c) miembro de areniscas delgadas tabulares (25 m) y d) miembro cuspidal de conglomerados estratificados (85 m).

Análisis paleotectónico

Importantes inferencias desde el punto de vista del análisis de cuenca pueden realizarse basadas en las relaciones estratigráficas y la geometría estratal del "Conglomerado de las Vacas". Un esquema de bloque rotado (Fig. 15) según un plano buzante al oeste y labio bajo al oeste explicaría la angularidad entre las Formaciones Las Vacas y Trapiche. Un paulatino descenso y rotación del bloque bajo explicaría el abanicamiento de los buzamientos y la disminución general de espesores hacia el oeste dados por la mayor subsidencia próxima al plano de falla (cf. Schlische 1991, 1992). Estas relaciones son típicas de sistemas depositacionales afectados por una tectónica distensiva, donde se generan bloques rotados y fosas transversales. En este sentido, Allen y Allen (1990) y Leeder (1995) señalan que el abanicamiento de los espesores y buzamientos es típico de hemigrábenes activos durante la sedimentación, en los cuales a su vez, los paquetes sedimentarios se relacionan mediante discordancias angulares que se incrementan hacia el borde fallado (Frostick y Steel 1993). Las escarpas de falla generadas en el labio alto habrían servido de procedencia de los olistolitos mayores, canibalizados desde el sustrato (intracuencales), que se habrían deslizado y caído (*slided blocks y rock-falls*) producto de las elevadas pendientes. No obstante, es importante notar que en algunos casos y de acuerdo con datos de imbricación tomados en los olistolitos de entre 5 y 10 m agrupados en la base en la quebrada de las Plantas, podrían provenir de la parte elevada del bloque rotado (*foot-wall*), es decir desde el actual oeste.

El diagrama general de paleocorrientes construido a partir de los depósitos de conglomerados organizados (facies predominante en la sección media y superior) indica una procedencia general desde el este y sureste para los extraclastos redondeados, mientras que su dispersión podría interpretarse como relacionado con depósitos abanicados o de fan-deltas, en donde el ápice podría haber generado una incisión labrada en las unidades más antiguas (Astini 1991). Este paleoambiente explicaría la compleja relación de base del conglomerado

do que en gran parte posee una base netamente erosiva. Un modelo clásico de sedimentación en cuencas distensivas con desarrollo de bloques asimétricos fue pro-

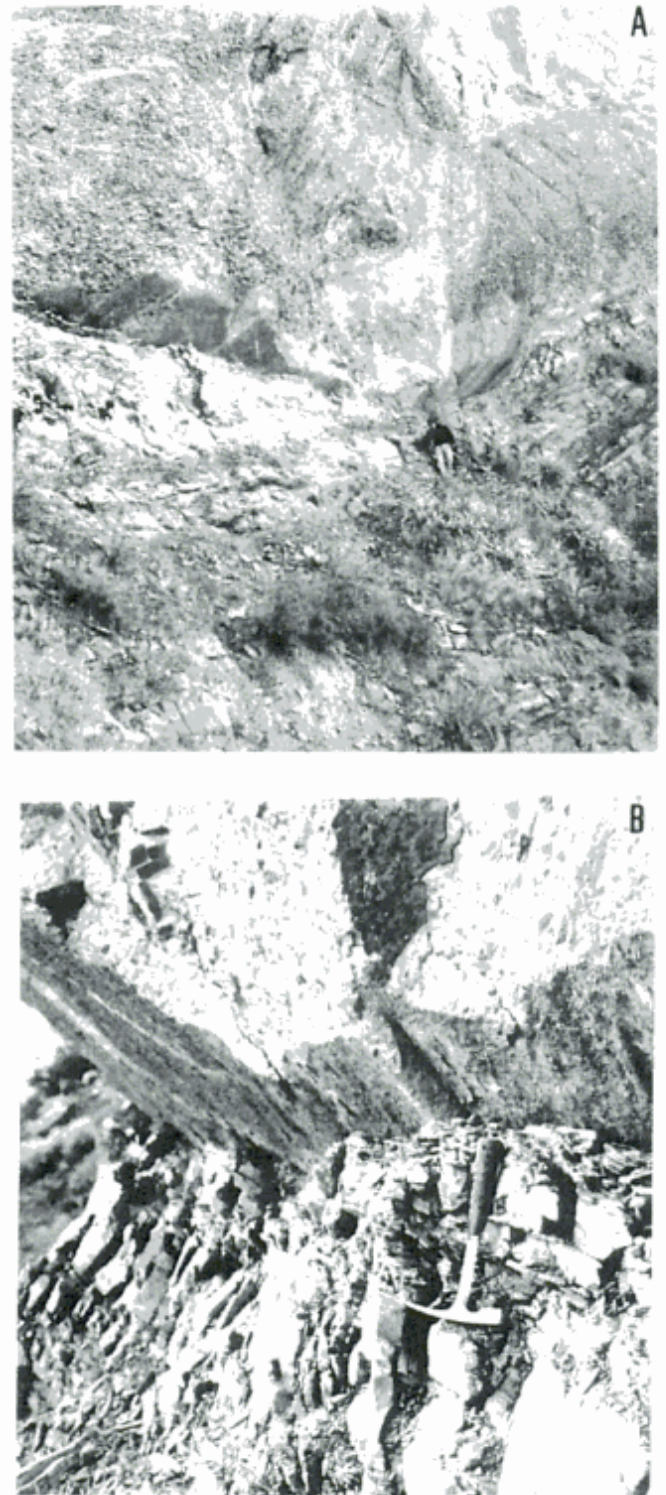


Figura 8: a) Contacto neto erosivo del cuerpo macizo del Conglomerado de Las Vacas en el perfil del río de Los Saltitos. En esta localidad el conglomerado se dispone por encima de una sucesión inicial arenosa (véase Fig. 6). b) Detalle del contacto erosivo mostrando surcos de roce.

puesto entre otros por Surlyk (1978, 1994) para explicar el desarrollo de sistemas conglomerádicos proximales análogos al de los conglomerados ordovícicos precordilleranos objeto de este estudio. La importancia de extraclastos redondeados en la conformación del conglomerado indicaría la importancia de las zonas de pasaje o de transferencia (Gawthorpe *et al.* 1994) en la alimentación de material resedimentario desde regiones ubicadas en el actual este (sierras de Valle Fértil y Pie de Palo?).

Evidencias directas de una fase tectónica distensiva no han sido debidamente documentadas con anterioridad en el Ordovícico de la Precordillera Argentina. Amos (1954) y Bordonaro *et al.* (1993) mencionan fallamiento en bloques y/o colapsos de la plataforma cálcarea ordovícica como una posible causa de la generación de bloques en la Formación Rinconada y en la región de la Estancia de San Isidro al oeste de Mendoza, respectivamente. En tanto, Borrello (1969) relacionó la generación de olistolitos en diversas unidades ordovícicas hasta silúricas con una tectónica embrionaria extensional en el marco de la teoría geosinclinal afectando al tectonotema de vacuidad de la estructura paleoídica. Más recientemente, Loske (1992) y von Gosen *et al.* (1995) interpretan a la totalidad de los depósitos sefíticos paleozoicos precordilleranos como producto de tectónica de bloques. En el marco geotectónico propuesto por Astini *et al.* (1995) se favorecen tectónicas extensionales tanto en la etapa flexural precolisional (*cf.* Bradley y Kidd 1991), por profundización y acentuamiento del antepaís periférico, como en la etapa de relajación postcolisional, tras el fenómeno de acreción de la Precordillera al Gondwana durante el Ordovícico medio-tardío (véase Astini *et al.* 1996). El primer contexto fue empleado por Astini (1994c, Fig. 4) para explicar los depósitos olistolíticos de Los Sombreros en la tectofacies occidental y los de Las Vacas en la tectofacies oriental (*sensu* Astini 1992a). No obstante, las



Figura 9: Cuerpo superior del Conglomerado de Las Vacas, anteriormente sin designación. Obsérvese su disposición erosiva sobre las pelitas del miembro Las Plantas (ex Formación Las Plantas). Asimismo, en la base puede verse el plano estructural del techo del cuerpo inferior del Conglomerado de Las Vacas, considerado clásicamente como el tope de la unidad sefítica.

nuevas dataciones del conglomerado favorecen la génesis poscolisional. Es importante señalar que en el esquema colisional de Astini *et al.* (1995, 1996) el contrafuerte de basamento que posee el alóctono (terreno de Precordillera o de Cuyania) habría recibido el impacto de la colisión y, es por ello, que la mayor expresión de la deformación compresiva quedó registrada en el basamento grenviliano, correspondiente a las actuales Sierras Pampeanas Occidentales (Ramos *et al.* 1996), y no en el prisma sedimentario dispuestos a "sotavento". La relajación posorogénica, en cambio, habría afectado a todo el alóctono siendo sus efectos más claros en el interior de la Precordillera, abarcando el lapso Ordovícico medio-tardío-Silúrico temprano.

De acuerdo con lo expuesto en este trabajo las sedimentitas clásticas depositadas particularmente en el norte de la Precordillera evidencian la actividad de fallamiento en bloques producto de una tectónica extensional ordovícica superior. Este esquema puede exten-

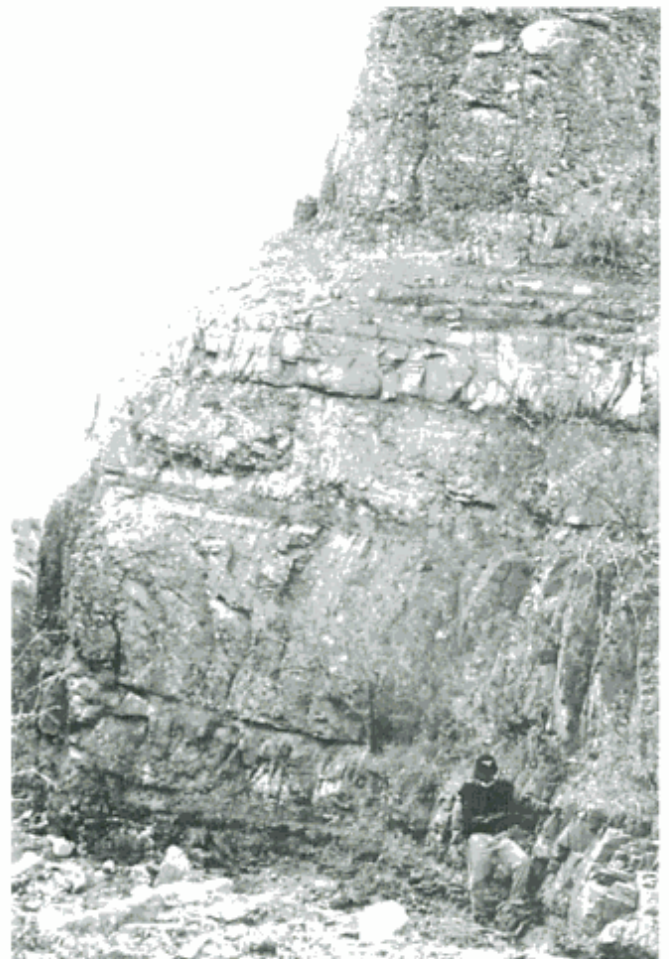


Figura 10: Estratofábrica del conglomerado superior estratificado en la quebrada del Corral, al pie del Cerro Negro del Corral (véase Fig. 1). Nótese la intercalación de niveles arenosos y particiones limosas, que proveen abundantes restos de graptofaunas y valvifaunas caradocianas.

derse a las localidades de más al sur en la tectofacies oriental (e.g. sierra de Villicum), donde similar fenómeno habría registrado depósitos relacionados con el diastrófismo guandacólico.

Evidencias estratigráficas directas de una tectónica extensional existen en la Precordillera a partir del Caradociano tras un prolongado lapso de marcada estabilidad del zócalo. Con anterioridad la cuenca sólo habría sido afectada por una tectónica distensiva durante la etapa de rifting (Thomas y Astini en prensa) en el Cámbrico Inferior (Astini *et al.* 1996, Thomas y Astini 1996). A partir del Cámbrico Superior y Ordovícico Inferior la Precordillera habría constituido una región estable, estando su sedimentación carbonática ligada a subsidencia termotectónica, típica de un prisma sedimentario de margen pasivo (estadios de *rift-drift* de Astini *et al.* 1995). El comienzo de la nueva etapa distensiva quedaría evidenciado por la restricción paleoambiental y la profundización progresiva e incremento de silicoclásticos a partir del Llanvirniano, muy probablemente asociado a un fenómeno flexural de an-

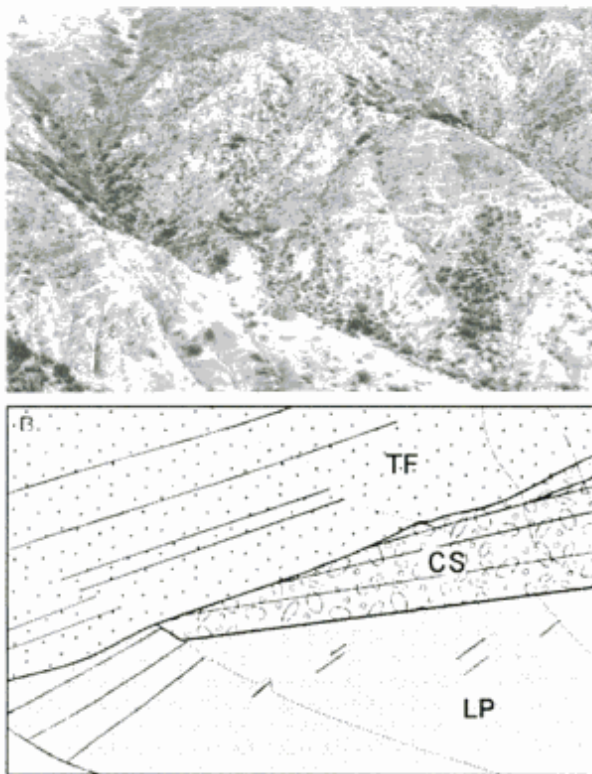


Figura 11: a) Discordancia angular entre el Miosistema Plantiano y el Miosistema Trapichiano (nom. nov.) en el filo que separa las quebradas de Las Plantas y Potrerillos. Por debajo de la discordancia se observa el acuñaamiento de los conglomerados estratificados del techo y un paquete pelítico correspondiente a los afloramientos del miembro Las Plantas o ex "Lutitas Las Plantas". b) Diagrama de la discordancia angular y de la disposición de las unidades del Grupo Trapiche basado en 11a. En esta localidad la discordancia posee un ángulo de casi 25° normal al plano. Notese que en el extremo izquierdo, el conglomerado superior es suprimido totalmente, por lo que la Formación Trapiche descansa directamente sobre las pelitas de Las Plantas.

tepáis periférico (cf. Bradley y Kidd 1991).

Tectónica oclóyica en la precordillera

En la síntesis estructural de la Precordillera Furque (1972, p. 273, véase también Furque y Cuerda 1979) definió varias fases tectónicas en la historia precordillerana, resaltando que la fase guandacol o guandacólica (Furque 1965) de los "movimientos pretacónicos" era la más evidente dentro del ciclo paleozoico inferior (diastrofismo caledónico según el autor). Furque (1972) y posteriormente Furque y Cuerda (1979) también sostuvieron la existencia de la fase tacónica basándose en la suave discordancia angular que separa al "Silúrico" del "Ordovícico" en Talacasto (Rolleri 1947) y en Tambolar (Braccacini 1950), idea seguida por otros autores (Baldis *et al.* 1982, Ramos *et al.* 1984). La confusión se inicia cuando independientemente, Turner y Méndez (1975) definieron la fase oclóyica en cuencas del noroeste argentino (comarcas de Cordillera Oriental y Sierras Subandinas), que rápidamente fue extendida por numerosos autores al resto de las localidades paleozoicas inferiores del oeste argentino. Es importante recordar que la fase oclóyica definida por Turner y Méndez (1975) abarca originalmente un intervalo que va desde el Ordovícico temprano (tope de las formaciones Santa Rosita/Acoite) al Silúrico temprano (base de las formaciones Mecoyita/Zapla), considerándose en dicho trabajo como equivalente a la fase tacónica en Norteamérica. El intervalo arriba señalado obviamente incluye al evento guandacólico definido localmente en la Precordillera y, por su magnitud temporal, correspondería asignarle el carácter de "movimientos oclóyicos", englobando así a una serie de eventos o fases menores (e.g. fase guandacólica).

En una revisión posterior, Furque y Cuerda (1982) incorporaron al esquema original (de 1979) subdivisiones de la fase guandacol basadas en la edad de ciertos conglomerados (una subfase para cada conglomerado), manteniendo en el Ordovícico medio (Llandeiliano) la subfase principal, hecho ya señalado por Borrello (1969), quien la denominó tectónica embrionaria. Los movimientos oclóyicos (ya generalizados para el oeste argentino) fueron considerados junto a la fase chánica las principales fases de deformación del ciclo famatiniano en la historia precordillerana (Ramos *et al.* 1984 1986, Ramos 1988, 1993). Según estos trabajos el climax de la tectónica oclóyica, de magnitud comparable con la tectónica andina, se ubica alrededor de los 440 Ma y la evidencia fundamental de dicha actividad lo constituyen un pico de intrusividad y metamorfismo asociado en Sierras Pampeanas y en el Famatina (Rapela *et al.* 1982, 1992, Dalla Salda y Varela 1982, Dalla Salda *et al.* 1993).

Baldis *et al.* (1982) fueron los primeros en demostrar

el pasaje transicional entre el Ordovícico superior y el Silúrico basal, resaltando a su vez, la existencia de los movimientos tectónicos intraordovícicos, aún cuando consideraron los conglomerados glaciales como una fase diastrófica que denominaron fase villicúmica (véase Astini y Buggisch 1993). Asimismo, Cuerda *et al.* (1988) señalaron que parte de la sucesión previamente considerada silúrica en Talacasto, es en realidad ordovícica superior y por lo tanto, la discontinuidad antes mencionada quedaba en posición intraordovícica. Como explicaran Astini (1992b) y Astini y Maretto (1996), la discordancia regional que separa al Silúrico de las calizas ordovícicas en Tambolar no posee la misma magnitud que más al norte. En dicha localidad se amalgamarian efectos erosivos producidos por sucesivos episodios de arqueamiento flexural durante el Silúrico inferior y medio, en lugar de asignarse al límite Ordovícico-Silúrico.

Si los fenómenos tectónicos acaecidos hubiesen sido de magnitud verdaderamente regional se verificarían sincrónicamente en todo el cinturón paleozoico inferior del oeste argentino, aún cuando queden reflejados con distinta intensidad en distintos tipos de cuencas, tal como aparentemente ocurre con la tectónica chánica y

el diastrofismo precordilleránico (véase Astini 1996b). De lo expuesto en los párrafos previos se deduce que el tectonismo oclóyico, como expresión de un ciclo orogénico del límite Ordovícico-Silúrico (Tacónico en Apalaches) está ausente en la Precordillera, aunque no se discute su relevancia en las cuencas del noroeste (Ramos 1986), aún cuando en ellas ni la evidencia cronológica ni sus efectos son contundentes. En cambio, las verdaderas evidencias de diastrofismo en la Precordillera y en regiones circundantes del oeste argentino apuntan al Ordovícico Medio-Superior como el momento de mayor actividad orogénica, tal como lo señalaran Borrello (1969) y Furque y Cuerda (1979 y 1982), aún cuando actualmente suponemos una génesis movilita ligada a la acreción de la Precordillera con Gondwana y a la relajación poscolisional (Astini *et al.* 1995, 1996). Así lo indican las evidencias estratigráficas aportadas en este trabajo y edades metamórficas e ígneas aportadas recientemente por Ramos *et al.* (1996), Miller (1996) y Pankhurst *et al.* (1996) entre otros, que indicarían la existencia de diversas fases (de menor extensión regional) agrupadas dentro de la tectónica oclóyica, redefinida fundamentalmente como intraordovícica. Si el alóctono precordillerano tuvo las dimensiones reducidas sugeridas por Ramos *et al.* (1986) o por Astini *et al.* (1995, 1996), no hay razón para sostener que el diastrofismo intraordovícico haya tenido intensidad similar en todo el oeste argentino (*cf.* Salfity *et al.* 1984)

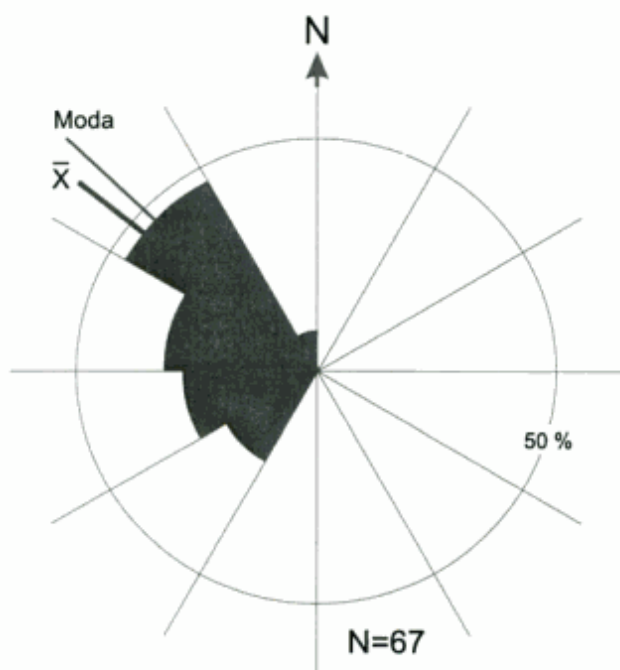


Figura 12: Diagrama de paleocorrientes general para la Formación Las Vacas, considerando datos de imbricación de clastos, ejes de paleocanales e inclinación de caras frontales en barras gravosas y estratificación cruzada, sentido de flujo a partir de trenes de ondulitas y marcas de flujo en areniscas interestratificadas. Los datos a partir de inclinación de caras frontales y trenes de ondulitas poseen la mayor dispersión. La rosa es de tipo equiareal.



Figura 13: Bloque calcáreo caído dentro de los niveles medios del "Conglomerado de Las Vacas" en la quebrada del Corral. La litología de fondo corresponde a flujos de gravedad subcúeos estratificados entre limolitas y areniscas tabulares.

y menos aún, para suponer su contemporaneidad con el tectonismo de las cuencas andinas centrales. La historia orogénica de aquéllas cuencas habría sido diferente, como así también la posorogénica, de acuerdo con los diversos modelos paleogeográficos alternativos existentes (e.g. Coira *et al.* 1982, Ramos 1986, 1988, Palma 1990, Forsythe *et al.* 1993, Bahlburg *et al.* 1994). Por ello, no necesariamente la historia tectónica de las cuencas del noroeste argentino debe registrarse en Precordillera y viceversa. Por el contrario, la historia glacial finiordovícica posee comprobada magnitud interregional (Astini 1993b, 1994d), al ser un evento de naturaleza climática que afectó a Gondwana durante el Hirnantiano (Ashgiliano tardío), con epicentro en el noroeste africano (e.g. Hambrey y Harland 1981). Con frecuencia sus efectos se mezclan con los de naturaleza orogénica (véase Astini y Buggisch 1993, Eyles y Young 1994) y, en particular, con aquéllos del diastrofismo oclóyico, empleándose comúnmente éste último como la causa de la discordancia regional observada. Debido a esta aparente superposición, es preciso considerar cuidadosamente los aspectos texturales de las diamictitas (tillitas o no?) como así también, argumentos fuera de los puramente sedimentológicos (e.g. mapeo y actitud de la discordancia, grado de cristalinidad



Figura 14: Bloque de pelitas negras plegado. Nótese su disposición casi paralela al techo gradado normal de un depósito de flujos de detritos que culmina con una fase más diluida, con desarrollo de laminación difusa. El bloque pertenece a la Formación infrayacente (F. Gualcamayo), posee bordes netos y junto a otros similares permitirían inferir una etapa de plegamiento previo a su redepósito. El conglomerado que lo contiene no se encuentra plegado y el bloque de pelitas negras, con abundantes graptolitos, preserva una delicada laminación primaria y no muestra signos de deformación por compactación.

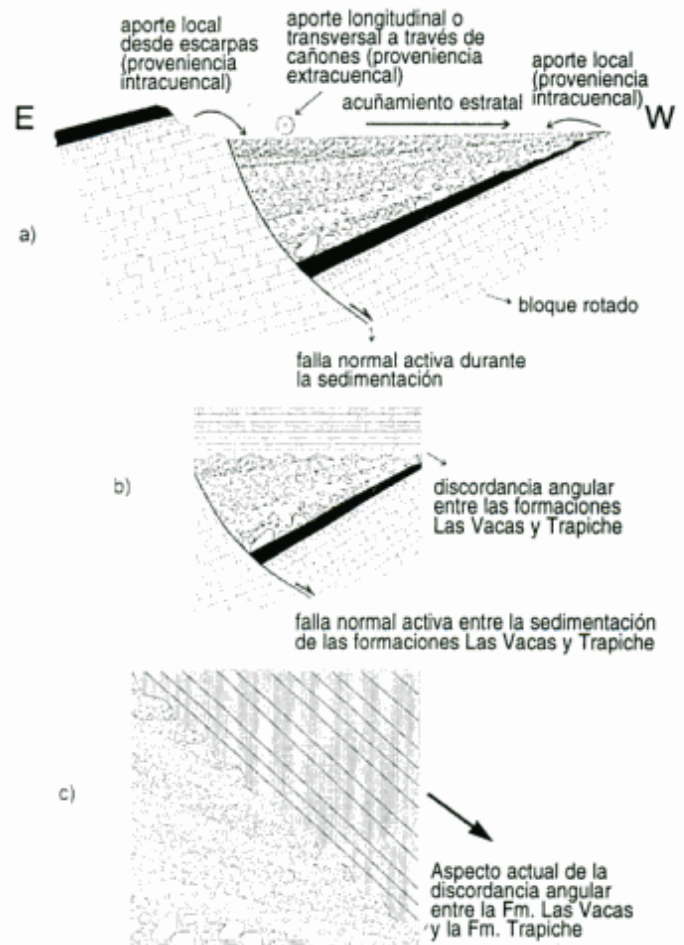


Figura 15: Modelo esquemático (este-oeste) de la evolución del sistema deposicional sefítico en relación con el desarrollo de un hemigraben por rotación de bloques producto de una tectónica distensiva. Obsérvese el acuñaamiento estratal hacia el poniente y el desarrollo de discontinuidades ligadas al movimiento rotacional de la falla principal que limita al hemigraben. a) desarrollo y relleno del hemigraben de Las Vacas, b) deposición del Miosistema Trapichiano, c) rotación a la posición actual producto de la tectónica andina.

de la illita y estilos de deformación a ambos lados de la discordancia) para discernir sobre su génesis.

Conclusiones

Un minucioso estudio estratigráfico permite reconsiderar la litoestratigrafía de la región situada al oeste de Guandacol (Grupo Trapiche) disminuyendo de rango a las "Lutitas Las Plantas" y propone además la diferenciación de dos unidades mayores limitadas por

discontinuidades: los Miosintemas (Aloformaciones) Plantiano y Trapichiano.

El reconocimiento de discordancias angulares y diseños estratales cuneiformes permite inferir la existencia de una tectónica de bloques contemporánea con la deposición del "Conglomerado de las Vacas", que constituye la primera evidencia directa de una tectónica extensional acaecida en la Precordillera Argentina durante el Ordovícico Superior. Este diastrofismo distensivo se conoce con el nombre de fase diastrófica guandacólica.

Se considera al diastrofismo guandacólico como un episodio de relajación orogénica asociado al evento colisional de la Precordillera con Gondwana. Como tal, se cuestionan sus efectos en cuencas alejadas de la región orogénica. Asimismo, se ponen en tela de juicio los efectos de la orogenia oclóyica en la Precordillera y se discute su posible vinculación con los efectos de la glaciación finiordevícica.

Finalmente, se considera al diastrofismo guandacólico como una segunda fase de distensión regional tras el episodio inicial de rifting cámbrico de la Precordillera. Ambas, quedarían separadas por un prolongado lapso de subsidencia termotectónica (Cámbrico tardío-Ordovícico temprano) durante el cual se depositaron las secuencias del prisma sedimentario de plataforma (estadios de rift-drift de Astini *et al.* 1995) y por el episodio acrecional con Gondwana acaecido durante el Ordovícico medio-tardío.

Agradecimientos

Agradezco a los Dres. F.L. Cañas y O.R. López Gamundí con quienes discutí en el campo aspectos varios de los vertidos en este trabajo. Asimismo, agradezco al Dr. R. D. Martino la lectura crítica de una versión preliminar del trabajo y a los Dres. M.O. Manceñido y S. Damborenea las sugerencias respecto de la denominación de las unidades limitadas por discontinuidades. Hago extensivo el agradecimiento a los árbitros del trabajo Dres. V.A. Ramos, O.R. López Gamundí y C. Cingolani quienes realizaron importantes sugerencias para mejorar la versión definitiva. SECYT, CONICOR y CONICET proveyeron los fondos para realizar numerosas campañas al área de estudio, a través de varios proyectos otorgados al Dr. J.L. Benedetto y al autor.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. y Allen, J.R., 1990. Basin analysis, principles and applications. Blackwell Scientific Publications, 451 p. Oxford.
- Albanesi, G., Benedetto, J.L. y Gagnier, P.G., 1995. Sacabambaspis janvieri (Vertebrata) y conodontes del Llandeiliano temprano en la Formación La Cantera, Precordillera de San Juan, Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 60(3-4): 519-544. Córdoba.
- Amos, A., 1954. Estructura de las formaciones paleozoicas de La Rinconada, pie oriental de la Sierra Chica de Zonda (San Juan). Revista de la Asociación Geológica, Argentina, 9: 5-38.
- Astini, R.A., 1986. Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas Ordovícicas en el área de Guandacol, norte de la Precordillera y sus implicancias en la evolución paleogeográfica de la cuenca. Tesis profesional. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 68 p. (inédito).
- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 851 p. (inédito).
- Astini, R.A., 1992a. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. Estudios Geológicos, 48: 315-327. Madrid.
- Astini, R.A., 1992b. Origin and implications of a Lower Paleozoic (Late Ordovician to Early Silurian) unconformity in the Precordillera Basin of western Argentina. En: Second Meeting of Paleoweathering records and Paleosurfaces "Landscape reconstruction" Project 317 (IGCP), Abstracts: 6-7. La Plata.
- Astini, R.A., 1993a. Secuencias deposicionales y niveles del mar en el Sistema Ordovícico de la Precordillera Argentina, Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geológica), 88: 113-126.
- Astini, R.A., 1993b. Facies glaciogénicas del Ordovícico tardío (Hirnantense) de la Precordillera Argentina. Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 88(1-4): 137-149.
- Astini, R.A., 1994a. Paleoambientes y análisis secuencial de las unidades de pelitas negras (Aloformación Gualcamayo) que suprayacen a las sucesiones carbonáticas eo-ordovícicas en la Precordillera argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(1-2): 71-84.
- Astini, R.A., 1994b. Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (Suroeste de Guandacol y Cordón de Perico-Potrerrillo), Precordillera septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(1-2): 55-70.
- Astini, R.A., 1994c. Sucesiones calcáreo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca. Actas 5^o Reunión Argentina de Sedimentología, 107-112. San Miguel de Tucumán.
- Astini, R.A., 1994d. Sedimentologic features and significance of the Late Ordovician glacial deposits from southwestern Gondwana. En: Hamumi, N. (Ed.), Early Paleozoic evolution in N.W Gondwana, 2^o International Meeting, Morocco, 73-64. Rabat.
- Astini, R.A., 1995. Sedimentología de la Formación Las Aguaditas (talud carbonático) e implicancias estratigráficas en la cuenca precordillerana oriental durante el Ordovícico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50(1-4): 143-164.
- Astini, R.A., 1996a. Estratigrafía de secuencias del Paleozoico Inferior en Precordillera: Secuencias depositacionales, secuencias genéticas o aloestratigráficas? Actas 6^o Reunión Argentina de Sedimentología, 89-96. Bahía Blanca.
- Astini, R. A., 1996b. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino -evidencias estratigráficas-. Actas 13^o Congreso Geológico Argentino y 3^o Congreso de Exploraciones e Hidrocarburos, 5: 509-526. Buenos Aires.
- Astini, R.A., en prensa. Génesis y paleoambientes del Conglomerado de Las Vacas y unidades sefticas análogas en el Ordovícico de la Precordillera Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología. La Plata.
- Astini, R.A. y Buggisch, W., 1993. Aspectos sedimentológicos y paleoambientales de los depósitos glaciogénicos de la Forma-

- ción Don Braulio, Ordovícico tardío de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 217-232.
- Astini, R.A. y Brussa, E.D., 1996. Dos nuevas localidades fosilíferas en el Conglomerado de Las Vacas (Caradociano) en la Precordillera Argentina: Importancia cronoestratigráfica. *Reunión de Comunicaciones Paleontológicas, Asociación Paleontológica Argentina, Ameghiniana*, 34(1): 114.
- Astini, R.A. y Maretto, H.M., 1996. Análisis estratigráfico del Silúrico de la Precordillera Central de San Juan y consideraciones sobre la evolución de la cuenca. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploraciones e Hidrocarburos*, 1: 351-368. Buenos Aires.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Carrera, M., 1986. La fauna de trilobites de la Formación Las Plantas (Ordovícico tardío), Precordillera de la Rioja, Argentina. *Actas 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 81-88. Mendoza.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E., 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Bulletin Geological Society of America*, 107(3): 253-273.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. y Cañas, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploraciones e Hidrocarburos*, 5: 293-324. Buenos Aires.
- Baldis, B.A., Beresi, M., Bordonaro O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 4: 399-445. Buenos Aires.
- Bahlburg, H., Moya, M.C. y Zeil, W., 1994. Geodynamic evolution of the Early Palaeozoic Continental Margin of Gondwana in the Southern Central Andes of northwestern Argentina and Northern Chile. En: Reutter, K.J., Sheuber, y E. Wigger, P.J. (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*, pp: 293-302. Springer-Verlag.
- Benedetto J.L., Herrera, Z. y Ortega, G., 1991. Bioestratigrafía del Ordovícico en el flanco occidental del Cerro Potrerillo, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2): 60-68.
- Bordonaro, O., Beresi, M. y Keller, M., 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 12-19. Mendoza.
- Borrello, A.V., 1969. Embriotectónica y tectónica tensional. Su importancia en la evolución estructural de la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(1):5-13.
- Braccini, O., 1950. Observaciones estratigráficas en la Precordillera Sanjuanina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(1): 5-14.
- Bradley, D.C. y Kidd, W.S.F., 1991. Flexural extension of the upper continental crust in collisional foredeeps. *Bulletin Geological Society of America*, 103: 1416-1438.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria 20, 64 p. Buenos Aires.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth Science Reviews*, 18: 303-332.
- Hambrey, M.J. y Harland, W.B. (Eds.), 1981. *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge University Press, 1004 p. Cambridge.
- Cuerda, A.J., Rickards R.B. y Cingolani, C., 1988. A new Ordovician-Silurian boundary section in San Juan Province, Argentina, and its definitive graptolite fauna. *Journal of the Geological Society of London*, 145: 749-757.
- Dalla Salda, L. y Varela, R., 1982. La estructura del basamento del tercio sur de la Sierra del Pie de Palo, Provincia de San Juan, Argentina. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 451-468. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1993. A Pre-Carboniferous tectonic model in the evolution of southern South America. *Comptes Rendus, 12° International Geological Congress on Carboniferous-Permian*, 1: 371-384. Buenos Aires.
- Eyles, N. y Young, G.M., 1994. Geodynamic controls on glaciation in Earth History. En: Deynoux, M., Miller, J.M.G., Domack, E.W., Eyles, N., Fairchild, I.J. y Young G.M. (Eds.), *Earth Glacial Record*. Cambridge University Press, pp: 1-28. Cambridge.
- Forsythe, R.D., Davidson, J., Mpodozis C. y Jesinkey, C. 1993. Lower Paleozoic relative motion of the Arequipa Block and Gondwana; Paleomagnetic evidence from Sierra de Almeida of Northern Chile. *Tectonics*, 12(1): 219-236.
- Frostick, L.E. y Steel, R.J., 1993. Sedimentation in divergent plate-margin basins. En: Frostick, L.E y Steel, R.J. (Eds.), *Tectonic controls and signatures in sedimentary successions*. International Association of Sedimentology, Special Publication 20: 111-128. Blackwell.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92, 72 p. Buenos Aires.
- Furque, G., 1972. Precordillera de la Rioja, San Juan y Mendoza. Primer Simposio Geología Regional Argentina. pp: 237-282. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Córdoba.
- Furque, G. y A. Cuerda, 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Segundo Simposio Geología Regional Argentina., 1: 455-522. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Córdoba.
- Furque, G. y A. Cuerda, 1982. Extensión y edad de los movimientos de la Fase Guandacol en la Precordillera del oeste Argentino. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 191-200. Buenos Aires.
- Gawthorpe, R.L., Fraser, A.J. y Collier, R.E.Ll., 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin fills. *Marine and Petroleum Geology*, 11(6): 642-658.
- Leeder, M.R., 1995. Continental rifts and proto-oceanic rift troughs. En: Busby, C.J. e Ingersoll, R.V., (Eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell. pp: 119-148. Oxford.
- Loske, W.P., 1992. Sedimentologie, Herkunft und geotektonische Entwicklung paläozoischer Gesteine der Präkordillere West-Argentinens. *Münchner Geologie*, 7: 1-155.
- Miller, H., 1996. Early Palaeozoic geochronology and orogenic events in NW Argentina. *Actas 3° International Symposium on Andean Geodynamics*, 787-790. St. Malo.
- Mon, R., 1993. Influencia de la orogénesis oclóyica (Ordovícico-Silúrico) en la segmentación andina en el noroeste argentino. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 65-71. Mendoza.
- Ortega, G., Toro, B. y Brussa, E.D., 1993. Las Zonas de graptolitos de la Formación Gualcamayo (Arenigiano tardío-Llanvirniano temprano) en el norte de la Precordillera (Provincias de La Rioja y San Juan) Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 8: 207-219.
- Palma, M.A., 1990. La evolución tectónica durante el Ciclo Famatiniano, en el segmento andino ubicado entre los 24° y 28° de latitud Sur. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 2: 343-346. San Juan.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J. y Pascual, I., 1996. Sierras de Los Llanos, Malanzan and Chepes: Ordovician I and S type granitic magmatism in the Famatinian orogen. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 415. Buenos Aires.
- Peralta, S.H., 1986. La graptofauna ordovícica de la Formación La Cantera, Precordillera Oriental de San Juan. *Actas 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1: 61-71. Mendoza.

- Peralta, S.H., 1990. Nuevas graptofaunas de la Formación La Cantera, Sierra de Villicum, Precordillera Oriental de San Juan, Argentina. *Actas 5º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Serie Correlación Geológica, Instituto Miguel Lillo*, 7: 59-66. Tucumán.
- Ramos, V.A., 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión durante el Eopaleozoico en el noroeste argentino. *Revista Instituto de Ciencias Geológicas de Jujuy*, 6(1): 13-28.
- Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En: Clark, S. y Burchfield, D. (Eds.), *Processes in Continental Lithospheric Deformation. Special Paper Geological Society of America*, 218: 31-54, Boulder.
- Ramos, V.A., 1993. Interpretación tectónica. *Relatorio 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, En: Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 1(19): 257-266. Mendoza.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortes, J.M. y Palma, M.A., 1984. Chileña: un terreno alóctono en la evolución de los Andes centrales. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 84-106. San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortes, J.M. y Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Dalmeyer, R.D., 1996. Klippes y ventanas tectónicas de la Sierra de Pie de Palo: sus relaciones con la colisión de Precordillera. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 377-391. Buenos Aires.
- Rapela, C.W., Heaman, L. y McNutt, R.H., 1982. Rb-Sr geochronology of granitoid rocks from the Pampean Ranges, Argentina. *Journal of Geology*, 90: 574-582.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico inferior en el sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.), *Paleozoico Inferior de Ibero América*, Universidad de Extremadura, 21-68. Madrid.
- Rolleri, E.O., 1947. Estudio geológico de la Quebrada de Talacasto y Zonas adyacentes, Provincia de San Juan, Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata, La Plata. 258 p. (inédito).
- Salfity, J., Malanca, S., Brandan, M., Monaldi, C. y Moya, M., 1984. La fase Guandacol (Ordovícico) en el norte de Argentina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 1: 555-567. San Carlos de Bariloche.
- Schlische, R.W., 1991. Half-graben basin filling models: new constraints in continental extensional basin development. *Basin Research*, 3: 123-141.
- Schlische, R.W., 1992. Structural and stratigraphic development of the Newark extensional basin, eastern North America: Evidence for the growth of the basin and its bounding structures. *Bulletin Geological Society of America*, 104: 1246-1263.
- Surlyk, F., 1978. Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary), East Greenland. *Bulletin Grønlands Geol. Unders.*, 128: 128 p.
- Surlyk, F., 1994. Fan-delta to submarine fan conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollestone Foreland Group, East Greenland. En: Koster, E. y Steel, R.J. (Eds.), *Sedimentology of Gravels and Conglomerates, Memoir Canadian Society of Petroleum Geologists*, 10: 359-382. Ontario.
- Thomas, W. y Astini, R.A., 1996. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, 273: 752-757.
- Thomas, W. y Astini, R.A., en prensa. Conjugate margins of the Ouachita rifted margin of Laurentia and the Argentine Precordillera. *Bulletin Geological Society of America*.
- Turner, J.C. y Méndez V., 1975. Geología del sector oriental de los Departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 51(1-2): 11-24.
- Uliarte, R.E., 1977. Geología del área central de la Sierra de Villicum, provincia de San Juan. Tesis de Licenciatura inédita. Universidad Nacional de San Juan. 76 p. (Inédito).
- van Gosen, W. von, Buggisch, W. y Lehnert, O., 1995. Evolution of the Early Paleozoic mélange at the eastern margin of the Argentine Precordillera. *Journal of South American Earth Sciences*, 8: 405-424.
- Walker, R.G., 1990. Facies modelling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60:777-786.
- Walker, R.G., 1992. Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.), *Facies models: response to sea-level change*. Geological Association of Canada. pp: 1-14. Ontario.

Recibido: 10 de noviembre, 1996.

Aceptado: 30 de noviembre, 1998.

Estratigrafía, sedimentología y palinología de la Formación Sloggett (Paleogeno continental), Tierra del Fuego

Eduardo B. OLIVERO¹, Viviana BARREDA², Sergio A. MARENSSI³, Sergio N. SANTILLANA³
y Daniel R. MARTINIONI¹

¹Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET). Av. Malvinas Argentinas s/n°, 9410 Ushuaia

²Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO-CONICET). J. Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires

³Instituto Antártico Argentino. Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires

ABSTRACT. *Stratigraphy, sedimentology, and palynology of the Sloggett Formation (continental Paleogene), Tierra del Fuego, Argentina.* At Bahía Sloggett, the Punta Cactus Formation (yellowish and reddish fanglomerate and conglomerate, 125 m) and the Sloggett Formation (95 m) are exposed in a small tectonic window below a thrust block of the Lemaire Formation (Jurassic). The Sloggett Formation presents a complex arrangement of lenticular beds consisting of two members and four facies associations (FA). The basal dark gray Gris Member (40 m) consists of massive carbonaceous mudstone (FA 4) cut by conglomerate and pebbly sandstone channels (FA 2). In abrupt contact, the overlying yellowish Bayo Member (55 m) is a major complex of lenticular conglomerate and sandstone (FA 1) grading laterally and vertically to heterolithic mudstone and coal measures, containing large trees (FA 3), and channelled conglomerate (FA 2). Facies and palynology suggest a fluvial system with humid and vegetated areas. The Gris Member is interpreted as floodplain deposits (FA 4) cut by small channels (FA 2). The abrupt superposition of FA 1 (Bayo Member) suggests avulsion of the main channel system; FA 3 and FA 2 are interpreted as overbank deposits. The clastic composition of both the Punta Cactus and Sloggett formations is remarkably uniform, consisting exclusively of acidic volcanic detritus derived from the Lemaire Formation. Both units are interpreted as part of the same fluvial basin with a point source in the thrust block of the Lemaire Formation, grading from proximal deposits of an alluvial fan (Punta Cactus Formation) to a distal braided/anastomosed channel complex and associated floodplain deposits (Sloggett Formation). The recorded beech, podocarp, and protacean pollen, fern and fungal spores, and fresh-water algae from the Sloggett Formation, together with the absence of typical Oligocene-Neogene palynomorphs, suggest most probably a late Eocene age.

Introducción

En la Isla Grande de Tierra del Fuego el registro de sedimentitas continentales del Paleogeno es muy escaso. En el frente norte del orógeno fueguino, la molasa del Paleogeno de la cuenca de antepaís comprende principalmente depósitos marinos (Biddle *et al.* 1986; Martinioni *et al.* en prensa; Olivero y Malumán 1999). A diferencia de la extendida sedimentación marina del Paleogeno de la cuenca de antepaís, en la región interna de los Andes Fueguinos solamente se conoce un pequeño afloramiento de rocas continentales con carbón, probablemente también paleogenas, en el sector de Bahía Sloggett (Fig. 1). Desde su descubrimiento en el siglo pasado, estas capas con carbón han resultado un rasgo geológico enigmático por constituir el único afloramiento conocido de rocas sedimentarias poco deformadas dentro del núcleo metamorfozadas de los Andes Fueguinos.

Durante la realización de investigaciones de campo los autores recogieron nuevos e importantes datos ge-

ológicos en los depósitos continentales de Bahía Sloggett. En particular, resulta de sumo interés el hallazgo de que estos depósitos afloran en una ventana tectónica y que sobre los mismos se monta un bloque corrido de volcanitas jurásicas. El estudio de las facies sedimentarias de los depósitos cenozoicos, sugiere que el origen de la pequeña cuenca continental que los contiene y la posterior evolución de la sedimentación, están genéticamente ligados a este corrimiento. El objetivo del presente trabajo es dar a conocer estos nuevos datos e interpretaciones sobre la estratigrafía, sedimentología y palinología de los estratos continentales de Bahía Sloggett y brindar un marco general al conocimiento de la relación entre la sedimentación y la deformación en el sector interno del orógeno andino.

Las preparaciones microscópicas se encuentran depositadas en el Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos bajo la sigla CIRGEO Palin y los números de catálogo: 1130 a 1177. Las coordenadas del material ilustrado corresponden al microscopio Leitz Dialux N° 924193.

Marco geológico

Las rocas dominantes de la región de Bahía Sloggett comprenden a las formaciones Lemaire y Yahgan (Fig. 1). Ambas formaciones están ligadas a la apertura de una cuenca marginal desarrollada en el Cretácico temprano entre un arco volcánico pacífico y el continente sudamericano. Durante el Cretácico tardío se habría producido la inversión tectónica y el cierre de esta cuenca marginal (Katz 1972; Dalziel *et al.* 1974; Olivero y Martinioni 1996b). A esta fase orogénica principal se asocia la fuerte deformación y metamorfismo a nivel de facies de esquistos verdes, el levantamiento inicial de los Andes Fueguinos y la formación de una cuenca de antepaís (Dalziel *et al.* 1974; Caminos *et al.* 1981; Biddle *et al.* 1986; Wilson 1991).

La Formación Lemaire (Jurásico tardío) consiste de un complejo submarino de volcanitas y rocas volcánicas ácidas y la Formación Yahgan (Cretácico temprano) comprende sedimentitas volcánicas de ambiente marino profundo (Kranck 1932; Katz y Waters 1966; Caminos *et al.* 1981; Olivero y Martinioni 1996a). La Formación Lemaire se extiende hacia el este de Bahía Sloggett, desde la depresión del río López hasta Bahía Valentín, reapareciendo en la isla de los Estados (Furque 1966; Caminos *et al.* 1981; Acevedo 1988, y la bibliografía allí citada). En el área de Bahía Sloggett esta Formación se compone de riolitas y esquistos cuarzo-sericíticos (originalmente rocas volcánicas ácidas; Zanettini y Zappettini 1988). Hacia el oeste de Bahía Sloggett, la costa de los canales Moat y Beagle está caracterizada por la Formación Yahgan

(Caminos *et al.* 1981; Zanettini y Zappettini 1988; Olivero y Martinioni 1996a, b), compuesta básicamente por pizarras y areniscas. La fracción clástica de las areniscas está formada predominantemente por fragmentos líticos andesíticos (Olivero y Martinioni 1996a).

Las formaciones Punta Cactus y Sloggett (Caminos *et al.* 1981; Zanettini y Zappettini 1988), ambas referidas al Eoceno en este trabajo, afloran en un área muy reducida situada inmediatamente hacia el este de Bahía Sloggett (Fig. 1). En el sector de Bahía Sloggett, todo este conjunto de unidades está cubierto en discordancia por sedimentos cenozoicos glaciares y fluvio-glaciares (Fig. 2).

Estructura

La Formación Lemaire, descrita detalladamente en Bahía Sloggett por Zanettini y Zappettini (1988), presenta una intensa cataclasis y fracturación superpuestas a las estructuras de deformación plástica relacionadas con el metamorfismo a nivel de esquistos verdes. La esquistosidad principal está orientada ONO e inclina fuertemente al sur. La fracturación y cataclasis posterior, especialmente visible en Punta Cactus, estarían relacionadas con sistemas de fracturas orientados aproximadamente E-O y NO-SE (Figs. 1 y 2) que se manifiestan como rasgos lineales continuos en imágenes satelitales. El contacto entre las formaciones Lemaire y Yahgan, ubicado en la depresión del río López, corresponde también a un contacto tectónico importante, el cual se infiere por la presencia de un fuerte line-

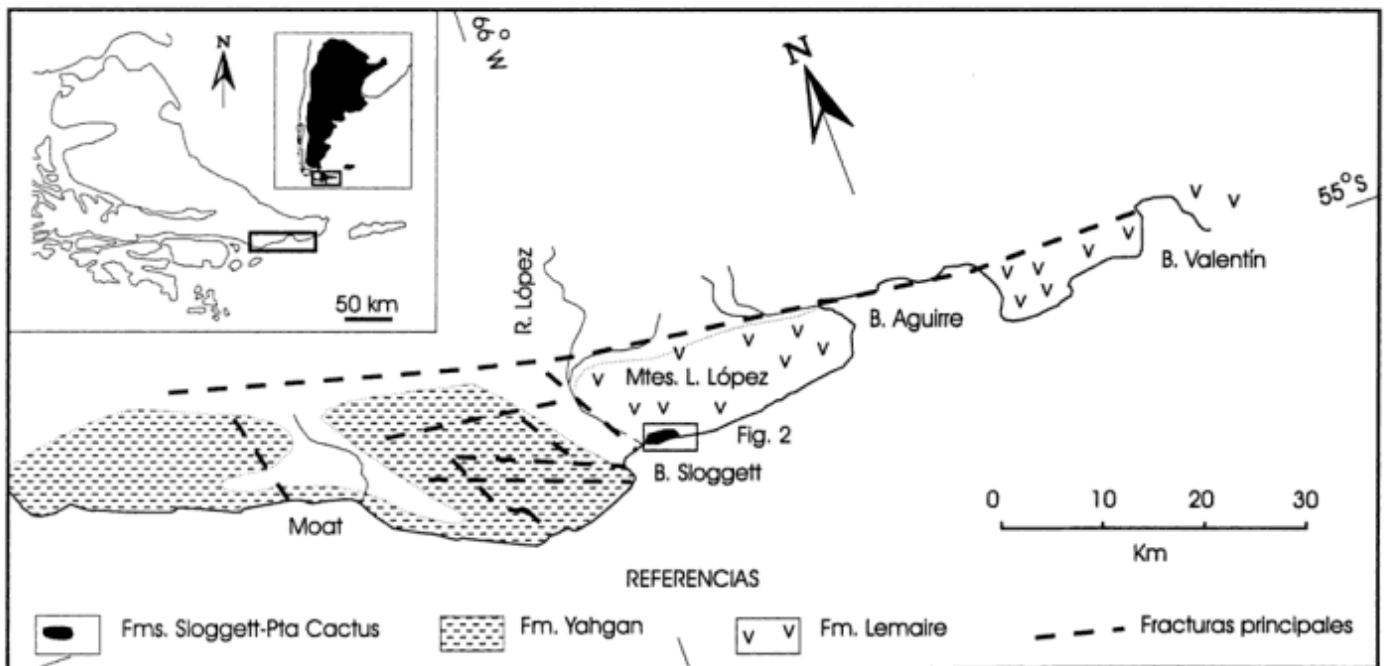


Figura 1. Mapa de ubicación y esquema geológico del área de Bahía Sloggett.

amiento NO-SE coincidente con esta depresión y por la abrupta terminación, en dirección paralela al rumbo, de ambas unidades en este sector.

Las formaciones Punta Cactus y Sloggett constituyen una cuña tectónica dentro de la Formación Lemaire (Figs. 2 y 3). La Formación Punta Cactus conforma un paquete subvertical, limitado por fallas que lo ponen en contacto al oeste con la Formación Lemaire y al este con la Formación Sloggett. Estas fallas son de alto ángulo y orientación NO-SE. En adición a su granulometría muy gruesa, el aspecto caótico de estas capas está reforzado por deformación tectónica, que ha provocado fracturación intensa en las capas resistentes y flujo de la matriz arcillosa entre los bloques de mayor tamaño en las capas friables. La estructura general de la Formación Sloggett es la de un sinclinal asimétrico, con su eje orientado en dirección NO-SE y con estratos más inclinados en el limbo occidental. En Barranca Blanca (Fig. 2), las capas del limbo oriental inclinan como máximo 20° al OSO. Cerca de Punta Cactus, el limbo occidental inclina al principio entre 40° y 50° al NE; inmediatamente hacia el oeste fallas de alto ángulo y rumbo NO, provocan repetición tectónica de la parte basal de la unidad, con aumento sucesivo de la inclinación de las capas, las que se disponen subverticales y plegadas en el contacto tectónico con la Formación Punta Cactus (Figs. 2, 3 y 4).

En Barranca Blanca y poco al NE de Punta Cactus la Formación Lemaire monta a la Formación Sloggett sobre un plano rasante de corrimiento (puntos A y B, Figs. 2 y 3). Este cabalgamiento mayor, que sobrepone tectónicamente al Jurásico tardío sobre el Cenozoico, se puede observar muy bien justo sobre la margen izquierda del arroyo que separa los principales afloramientos de estas rocas y en la zona intermareal adyacente (Fig. 2). El bloque superior de la Formación Lemaire está intensamente fracturado e inmediatamente por encima del plano de cabalgamiento, pequeños diques clásticos con litologías típicas de la Formación Sloggett han sido inyectados en las fracturas de la Formación Lemaire. En este sector no se ha podido medir con certeza la orientación del plano de cabalgamiento; no obstante el pequeño afloramiento (klippe) de la Formación Lemaire, corrido a lo largo de este mismo cabalgamiento (punto B; Figs. 2 y 4), se sitúa a unos 65 m de altura, sugiriendo una inclinación aparente del plano de corrimiento de menos de 4° al E y por lo tanto un rumbo general E-W, con inclinación al S, del plano de falla. El bloque superior conformado por la Formación Lemaire, habría sufrido un empuje tectónico dirigido hacia el norte, cabalgando sobre la Formación Sloggett y posiblemente más hacia el norte sobre otros bloques de la Formación Lemaire, expuestos actualmente en los Montes Lucio López. De tal manera, la

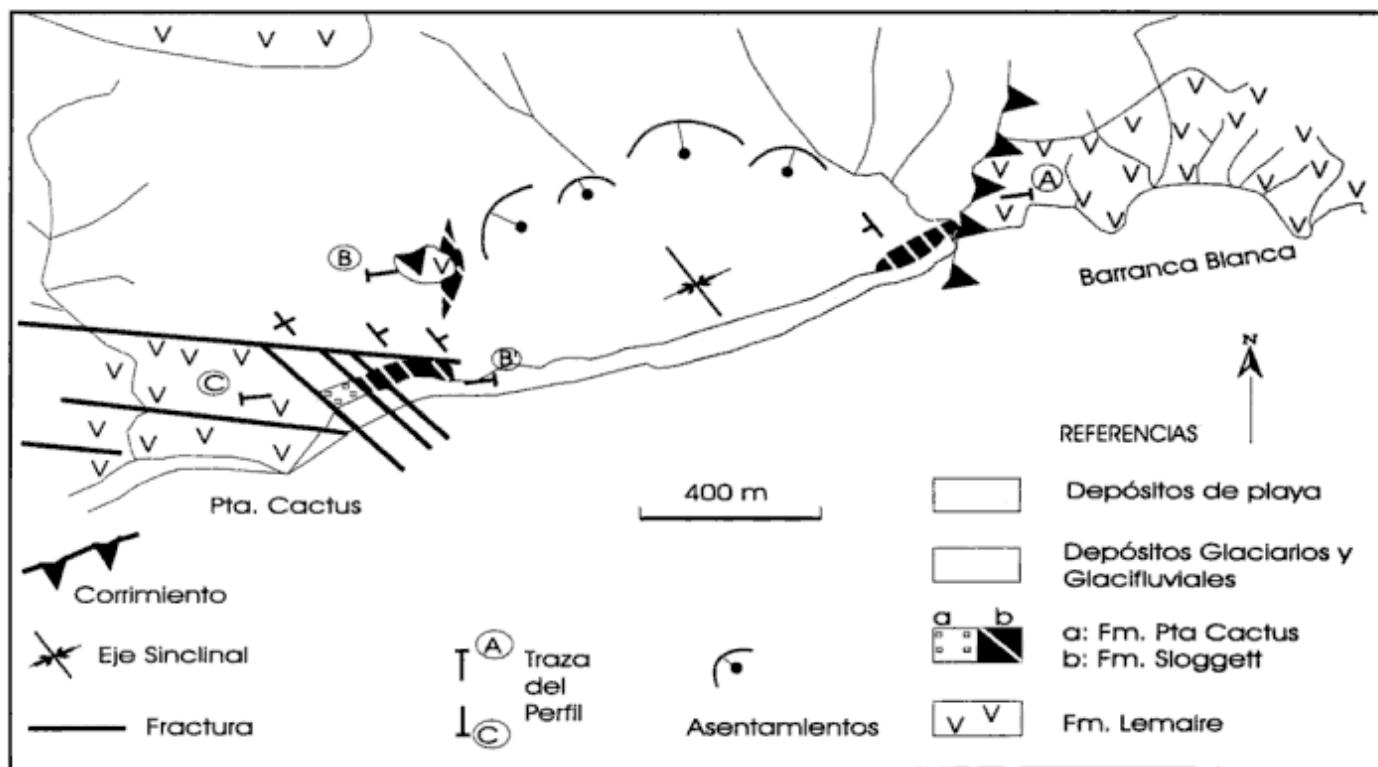


Figura 2. Mapa geológico del sector de afloramiento de las formaciones Punta Cactus y Sloggett, que constituye una ventana tectónica por erosión del bloque superior corrido de la Formación Lemaire. El bloque de la Formación Lemaire en las cercanías del punto B, corresponde a una pequeña *klippe*, aislada por erosión del frente del bloque principal corrido de la Formación Lemaire.

Formación Sloggett queda expuesta en una ventana tectónica por erosión de parte del bloque superior corrido de la Formación Lemaire.

Estratigrafía del Cenozoico

Formación Punta Cactus

Antecedentes. La primera mención de estas rocas se debe a Andersson (1907); la unidad fue definida formalmente por Zanettini y Zappettini (1988).

Sección tipo y espesor. El único lugar donde ha sido reconocida es en el pequeño sector de la costa inmediatamente al este de Punta Cactus, donde aflora con un espesor aproximado de 125 m. Todo el paquete tiene una disposición estructural subvertical de rumbo SE (150°). La mala calidad de los afloramientos, de aspecto caótico, no permiten ver detalles internos de las rocas que la componen (Figs. 2, 3 y 4).

Litología. Comprende un paquete con estratificación poco definida y de colores predominantemente rojizos y amarillentos. Se compone de conglomerados gruesos y fanglomerados, con abundante matriz arcillosa y arenosa, poco litificados, con intercalaciones de areniscas más induradas. Los conglomerados constituyen bancos espesos (espesor mayor a 2 m), de límites difusos, con clastos angulosos y subredondeados de 50 a 60 cm de diámetro promedio (rango 15 a 250 cm), constituidos exclusivamente por clastos de volcanitas ácidas, esquistos cuarzo-sericíticos y cuarzo de veta (Zanettini y Zappettini 1988) derivados de la Formación Lemaire. Las areniscas son líticas, tienen cemento calcáreo y clastos angulosos, pobremente seleccionados, con tamaños variables entre 0,6 y 0,1 milímetros. Los clastos se componen predominantemente de esquistos finos cuarzo-sericíticos, en parte englobando cristales mayores de cuarzo y feldespato potásico, ambos con extinción ondulosa; cristales aislados de cuarzo y feldespato y agregados cristalinos de cuarzo, con extinción ondulosa.

Límites y distribución. Las relaciones de contacto de base y techo están dadas por fallas. En Punta Cactus, la porción basal se adosa mediante una falla subvertical, de rumbo subparalelo a la estratificación, a las volcanitas fuertemente deformadas de la Formación Lemaire. La porción estratigráficamente superior está en contacto de falla, también subvertical y de rumbo SE, con la Formación Sloggett hacia el este de Punta Cactus (Figs. 2, 3 y 4).

Edad y paleoambiente de depositación. La unidad fue referida a un paleoambiente marino litoral y asignada tentativamente al Cretácico tardío-Paleoceno (Zanettini y Zappettini 1988). No obstante, estos conglomerados no poseen fósiles marinos y las facies presentes sugieren, por lo contrario, un ambiente continental pedemontano, probablemente de abanico aluvial. Gran parte de los depósitos clásticos gruesos corresponden a fanglomerados, probablemente depositados por flujos gravitatorios en una posición relativamente cercana a un frente montañoso. No se han registrado datos concretos que permitan ajustar su edad. No obstante, el ambiente interpretado para esta unidad sugiere que la misma podría estar genéticamente ligada a la evolución de la Formación Sloggett (véase más adelante). Esta interpretación está reforzada por la composición uniforme de los componentes clásticos, que en ambas unidades indica procedencia local y derivación a partir de las volcanitas de la Formación Lemaire. En tal sentido, se interpreta que la Formación Punta Cactus sería aproximadamente equivalente en edad o algo más antigua que la Formación Sloggett (Eoceno), formando ambas unidades parte de un mismo sistema deposicional.

Formación Sloggett

Antecedentes. Las primeras menciones sobre estas capas con carbón se deben a Popper (1887, en Caminos *et al.* 1981) y Andersson (1907); realizándose con posterioridad varios estudios de evaluación de su poten-

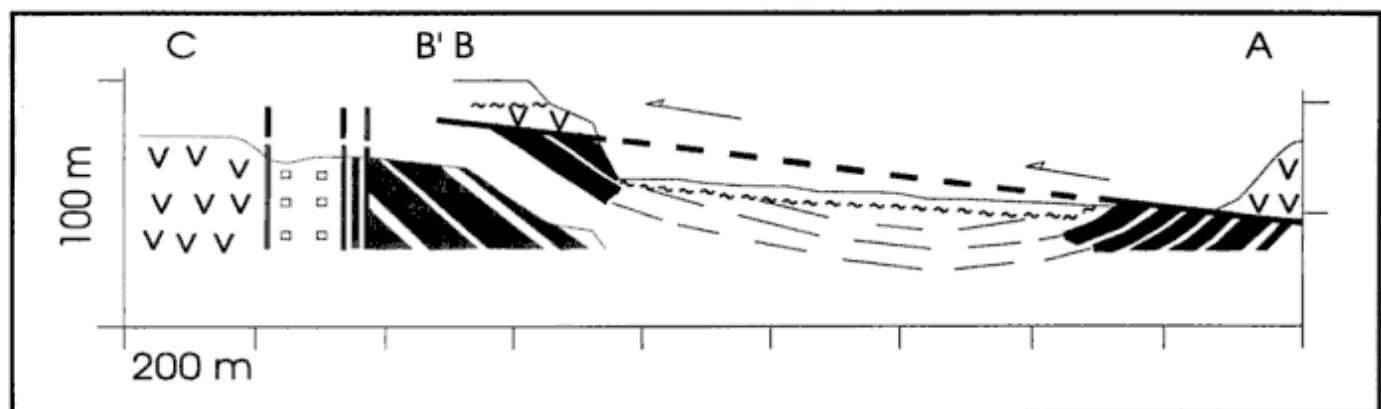


Figura 3. Perfil geológico A-C mostrando las relaciones estructurales entre las formaciones Lemaire, Punta Cactus y Sloggett. Ubicación y referencias en Fig. 2.

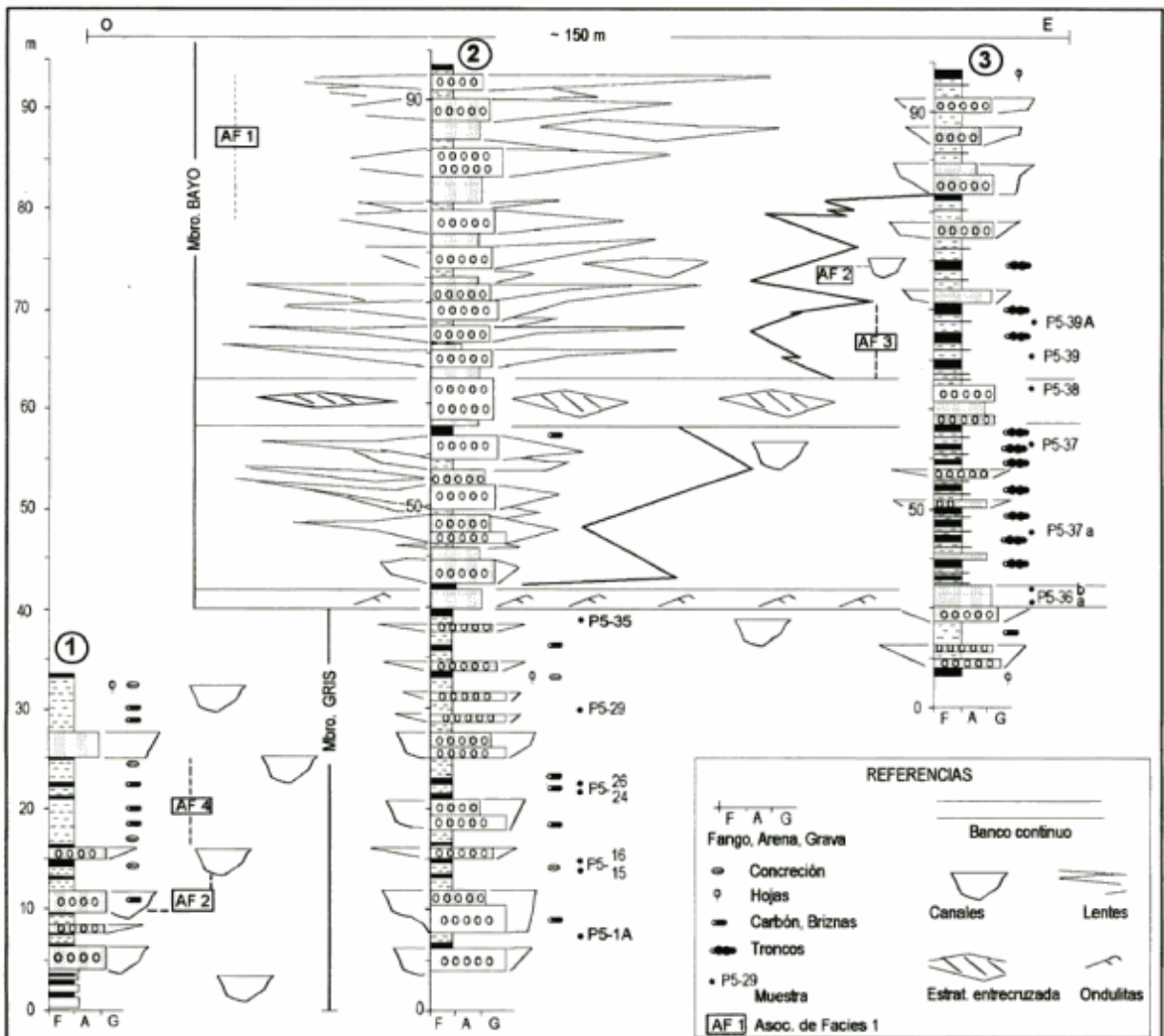


Figura 4. a. Foto panorámica del perfil tipo de la Formación Sloggett, mostrando la ubicación de perfiles columnares realizados (1, 2 y 3); los miembros reconocidos (Sg: Miembro Gris; Sb: Miembro Bayo); las fracturas (F) que repiten parte del Miembro Gris y parte de la Formación Punta Cactus (PC). La distancia entre las bases de los perfiles 1 y 3 es aproximadamente 120 metros. **b.** Perfiles columnares de los miembros Gris y Bayo de la Formación Sloggett (1, 2, y 3), mostrando la distribución de asociaciones de facies reconocidas; las relaciones laterales entre las mismas; ubicación de muestras y detalles sedimentológicos.

cial carbonífero (véase Caminos *et al.* 1981). Estos últimos autores proponen su definición formal (véase además, Zanettini y Zappettini 1988).

Sección tipo, espesor y subdivisión. La sección tipo, muy bien expuesta, se restringe a los reducidos afloramientos del acantilado situado al este de Punta Cactus, donde la unidad desarrolla aproximadamente 95 m de espesor mínimo y conforma una estructura homoclinal, de rumbo SE (150°) e inclinación de 40° - 50° hacia el noreste, que constituye parte del limbo occidental de un sinclinal (Figs. 1 a 4). En este trabajo se reconocen dos miembros en la Formación Sloggett: el Miembro Gris (basal) con un espesor mínimo de 40 m y el Miembro Bayo con un espesor mínimo de 55 m (Fig. 4). Otras secciones parciales del Miembro Gris se pueden observar inmediatamente al oeste de la sección tipo, donde una serie de fallas repiten parte de la sucesión, y en las cercanías de Barranca Blanca.

Litología. El Miembro Gris está formado por bancos espesos (1,50 m de espesor promedio, rango 0,60 a 5,50 m) de fangolitas poco litificadas, en parte con concreciones, color gris oscuro, masivos o con tenue laminación, acentuada por la intercalación de finas láminas carbonosas. Con estas capas limo-arcillosas alternan delgados bancos (0,02 a 0,45 m de espesor), color negro, con briznas y pequeños fragmentos vegetales carbonizados y abundante matriz arcillosa. Este conjunto de bancos está cortado erosivamente por lentes de conglomerados y areniscas sabulíticas, friables, color gris oscuro, con bases cóncavas, techos planos y dimensiones variables entre 0,50 y 2,50 m de espesor y 2 a 7 m de ancho (Fig. 3). Estas lentes conforman en parte cuerpos elongados en la dirección del rumbo de las capas, tienen bases erosivas e internamente presentan una geometría compleja, con frecuentes lentes menores de conglomerados finos y sabulitas. Sólo en unos pocos casos se ha observado estratificación entrecruzada tabular y en cubeta. Los conglomerados tienen textura clasto-sostén, con abundante matriz de arena gruesa-sábulo; los clastos son subredondeados a subangulosos, bien a moderadamente seleccionados y con tamaños variables entre 1 y 15 cm (diámetro máximo promedio 6 cm). Los clastos se componen exclusivamente de volcanitas ácidas (riolitas *s. l.* y esquistos riolíticos cuarzo-sericíticos) y cuarzo lechoso, derivados de la Formación Lemaire. En ocasiones, incluyen fragmentos resedimentados de concreciones y arcillas carbonosas.

El Miembro Bayo, superpuesto abruptamente al anterior, constituye una unidad compleja formada por una asociación de lentes predominantemente conglomerádicas y arenosas, que definen una unidad lenticular mayor de aproximadamente 55 m de espesor y, como mínimo, de unos 100 m de ancho. Estas capas se interdigitan lateralmente con fangolitas, mantos con grandes troncos carbonizados y conglomerados finos y sabulitas (Fig. 4). En adición a la litología y geometría, la alternancia de colores abigarrados, amarillentos con

tonalidades rojizas en los niveles dominados por conglomerados y negros en las capas con carbón, constituye un rasgo distintivo de este miembro.

La base del Miembro Bayo está dada por un conspicuo banco ocre tabular, extendido lateralmente en el acantilado a lo largo de unos 150 m (nivel P5-36, Fig. 4). Este nivel de 1,75 m de espesor se compone internamente de lentes decimétricos de sabulitas y conglomerados finos, las lentes presentan estratificación entrecruzada y están delimitadas por delgadas cortinas de fango (1 a 2 cm de espesor). Por encima de este banco, quedan definidas en el Miembro Bayo dos asociaciones litológicas que se interdigitan lateralmente: la asociación lenticular mayor conglomerádica, expuesta únicamente en la parte media - superior del acantilado y la asociación compuesta predominantemente por fangolitas, capas con carbón y pequeños canales y lentes de conglomerados finos y sabulitas (Fig. 4). Hacia el tercio inferior de este miembro hay otro banco tabular conspicuo y persistente, análogo al anterior pero con mayor espesor (nivel P5-38; Fig. 4). La asociación lenticular mayor está constituida predominantemente por conglomerados finos y areniscas sabulíticas, con participación subordinada de areniscas, fangolitas y carbón. Internamente, esta asociación lenticular tiene una geometría compleja, caracterizada por la interdigitación lateral y alternancia vertical de lentes de los tipos litológicos mencionados. Las lentes mayores, tienen geometría plano-convexa o biconvexa y dimensiones del orden de la decena de metros de ancho y 1 a 4 m de espesor. Las mismas corresponden a conglomerados finos, con abundante matriz arenosa y a areniscas gruesas, sabulíticas. Los clastos de los conglomerados están bien seleccionados; son redondeados a subredondeados y tienen tamaños variables entre 0,5 y 7 cm (promedio 4 cm). Las lentes conglomerádicas presentan imbricación de clastos y, en ocasiones, estratificación entrecruzada. La composición de los clastos, al igual que en el Miembro Gris, es exclusivamente de rocas volcánicas ácidas, provenientes de la Formación Lemaire, presentando además fragmentos carbonizados de troncos, erosionados de los bancos carbonosos laterales. Esta asociación lenticular mayor se interdigita lateralmente con un paquete de composición semejante a la del Miembro Gris, pero que difiere fundamentalmente por la coloración general más clara, por la laminación interna más conspicua de las fangolitas, frecuentemente con laminación heterolítica dada por la intercalación de areniscas muy finas-limolitas, y por la composición de las capas con carbón. Estas últimas presentan mayor espesor promedio (0,70 m) e incluyen fundamentalmente grandes fragmentos de troncos carbonizados con dimensiones de hasta 1 m de diámetro y 4 a 5 m de largo. Estas capas con carbón son relativamente continuas en sentido lateral, pero se truncan abruptamente, en contacto neto y erosivo, en el límite con la asociación lenticular mayor conglomerádica.

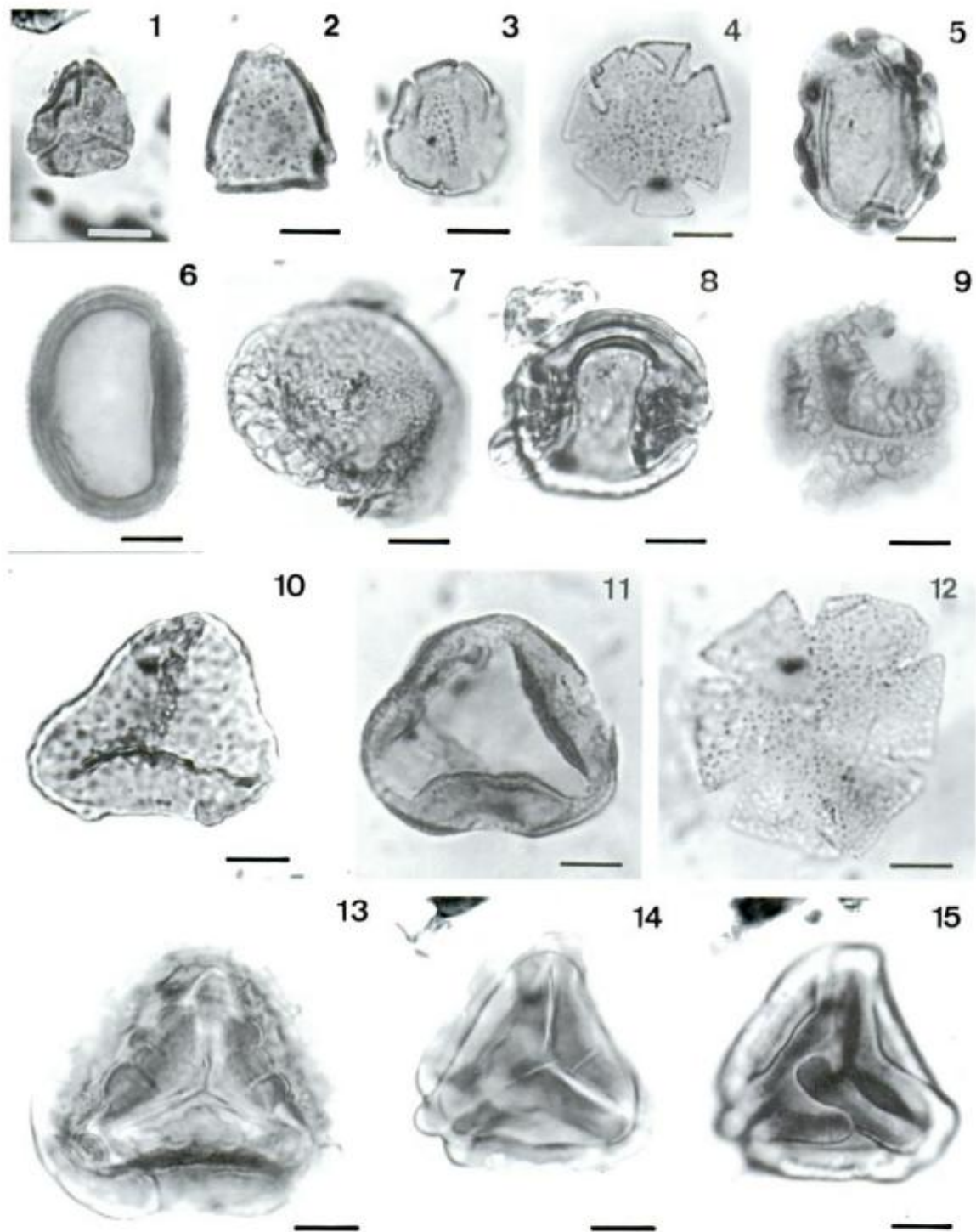


Figura 5. 1. *Myrtaceidites verrucosus* Partridge. CIRGEO Palin 1148: 52.3/110.2. 2. *Proteacidites* sp. 1. CIRGEO Palin 1140: 30/94.9. 3. *Nothofagidites acromegacanthus* Menéndez y Caccavari. CIRGEO Palin 1172: 27.5/106. 4. *Nothofagidites dorotensis* Romero. CIRGEO Palin 1161: 45.5/96.5. 5. *Nothofagidites saraensis* Menéndez y Caccavari. CIRGEO Palin 1145: 33/108.7. 6. *Peromonolites vellosus* Partridge. CIRGEO Palin 1172: 48.3/92.3. 7. *Lygistepollenites florinii* (Cookson y Pike) Stover y Evans. CIRGEO Palin 1171: 49.7/107.5. 8. *Phylocladidites mawsonii* Cookson. CIRGEO Palin 1140: 45.8/92.7. 9. *Pseudowinterapollis couperi* Krutzsch emend. Mildenhall. CIRGEO Palin 1172: 19.4/96.7. 10. *Foveotriletes palaequetrus* Partridge. CIRGEO Palin 1145: 40.5/105.8. 11. *Trisaccites microsaccatum* (Couper) Couper. CIRGEO Palin 1172: 40.8/106.7. 12. *Nothofagidites tehuelchesii* Zamalao y Barreda. CIRGEO Palin 1161: 33.8/100.5. 13. *Cyatheacidites annulatus* Cookson. CIRGEO Palin 1154: 47.3/93.8. 14-15. *Corrugatisporites argentinus* Archangelsky. CIRGEO Palin 1156: 42.7/97.5. Escala gráfica en todas las figuras aproximadamente igual a 10 μ m.

Tanto en el Miembro Gris como en la asociación con capas de carbón del Miembro Bayo, se observan esporádicos niveles arcillosos delgados (hasta 0,20 m de espesor), continuos lateralmente, que resaltan por su color blanquecino a gris ceniza claro. Estos consisten de arcillita, en parte indurada, con delgados filetes verticales, irregulares y dicotomizados de materia vegetal carbonizada, que sugieren la presencia original de raicillas *in situ*.

Fuera del perfil tipo de la Fig. 4, en el sector de Barranca Blanca (Fig. 2), el Miembro Gris presenta un espesor mínimo de aproximadamente 13 metros. Las características litológicas en este lugar son similares a las descritas, excepto por la presencia de un banco de fanglomerado de 90 cm de espesor, compuesto por bloques angulosos de volcanitas, de hasta 0,50 m de diámetro, flotantes en una abundante matriz fangosa.

Límites y distribución. Los afloramientos se limitan al sector costero entre Punta Cactus y Barranca Blanca y a un reducido afloramiento en la parte media - superior de la escarpa fresca de bloques asentados, a unos 500 m al norte de la costa (punto B, Fig. 2). Caminos *et al.* (1981) mencionan la posible presencia de esta unidad en la confluencia de los ríos Carbón y Malvinero, pero este sector no ha sido visitado por los autores. Ni la base ni el techo de la Formación Sloggett están expuestos. La porción basal de la unidad se yuxtaponen en contacto tectónico con la Formación Punta Cactus y, tanto en Barranca Blanca como en la escarpa de asentamiento mencionada, esta porción basal infrayace en contacto tectónico a la Formación Lemaire, formando el bloque basal de un importante corrimiento (Figs. 2 y 3). La porción superior del Miembro Bayo infrayace en discordancia angular a depósitos glaciares y glacioluviales, subhorizontales.

Edad y paleontología. Andersson (1907) fue el primero en mencionar la presencia de hojas fósiles en la Formación Sloggett. El estudio palinológico más detallado de Pothe de Baldis (en Caminos *et al.* 1981) recuperó una asociación de esporas de hongos, restos de algas y polen de podocarpales y fagáceas en base a la cual se asignó una edad eocena en sentido amplio a esta unidad.

En este trabajo se han registrado niveles con hojas de fagáceas en el Miembro Gris (Fig. 4) y hojas de fagáceas y coníferas, estas últimas asociadas a fructificaciones en el tope del Miembro Bayo. Se analizaron para palinología 12 muestras procedentes de tres perfiles de la Formación Sloggett (Fig. 4); 10 de estas muestras pertenecen al Miembro Gris (Perfil de Barranca Blanca, muestras 255-3, 255-13, 255-14 y 255-21; Perfil 2, muestras P5-1A, P5-15, P5-24, P5-29 y P5-35) y sólo 2 al Miembro Bayo (Perfil 3, muestras P5-39 y P5-39A).

Se recuperó una asociación palinológica diversa, bien preservada y composicionalmente homogénea, integrada exclusivamente por elementos de origen continental. La asociación se encuentra constituida mayorita-

riamente por podocarpáceas (*Podocarpidites* spp., *Phylocladidites mawsonii*, *Lygistepollenites florinii*), fagáceas (*Nothofagidites* spp.) y proteáceas (*Proteacidites* spp., "*Triorites*" *minor*) que habrían dado lugar a la formación de bosques cerrados con un tupido sotobosque integrado por helechos. Entre ellos se destacan representantes de las familias Lophosoriaceae (*Cyatheacidites annulatus*), Dicksoniaceae (*Ischyosporites areapunctatis*), Schizaeaceae (*Corrugatisporites argentinus*), Pteridaceae (*Muricingulisporis chenquensis*), Athyriaceae (*Peromonolites vellosus*), Polypodiaceae (*Polypodiisporites* sp.) y Cyatheaceae (*Cyathidites* spp.). Las esporas de hongos son siempre muy abundantes y en algunos niveles se recuperaron algas de agua dulce (Chlorococcales). No se observaron variaciones composicionales significativas entre las muestras de los miembros Gris y Bayo.

Las especies identificadas son:

Pteridófitas y briófitas

Baculatisporites comaumensis (Cookson) Potonié 1956

Baculatisporites turbioensis Archangelsky 1972

Biretisporites crassilabratum Archangelsky 1972

Cingutritetes australis (Cookson) Archangelsky 1972

Corrugatisporites argentinus Archangelsky 1972 (Fig. 5, 14 y 15)

Cyatheacidites annulatus Cookson 1947 (Fig. 5, 13)

Cyathidites minor Couper 1953

Cyathidites spp.

Foveotritetes palaequetrus Partridge 1973 (Fig. 5, 10)

Laevigatisporites ovatus Wilson y Webster 1946

Lycopodiumsporites austroclavatidites (Cookson) Potonié 1956

Muricingulisporis chenquensis Barreda 1992

Peromonolites vellosus Partridge 1973 (Fig. 5, 6)

Polypodiisporites spp.

Trilitites parvullatus Krutzsch 1959

Gimnospermas

Araucariacites australis Cookson 1947

Gammeroites psilasaccus (Archangelsky y Romero) Archangelsky 1988

Lygistepollenites florinii (Cookson y Pike) Stover y Evans 1973 (Fig. 5, 7)

Phylocladidites mawsonii Cookson 1947 (Fig. 5, 8)

Phylocladidites cf. *P. verrucosus* Stover y Evans 1973

Podocarpidites elegans Romero 1977

P. ellipticus Cookson 1947

P. cf. exiguus Harris 1965

P. rugulosus Romero 1977

Trisaccites microsaccatum (Couper) Couper 1960 (Fig. 5, 11)

Angiospermas

Myrtacidites verrucosus Partridge 1973 (Fig. 5, 1)

Nothofagidites acromegacanthus Menéndez y Cacca-

vari 1975 (Fig. 5, 3)

N. dorotensis Romero 1973 (Fig. 5, 4)

N. saraensis Menéndez y Caccavari 1975 (Fig. 5, 5)

N. tehuelchesii Zamalao y Barreda 1992 (Fig. 5, 12)

Proteacidites sp. 1 (Fig. 5, 2)

Proteacidites spp.

Pseudowinterapollis couperi Krutzsch emend. Mildenhall 1979 (Fig. 5, 9)

Rhoipites spp.

Tricolpites reticulatus Cookson 1947

"*Triorites*" *minor* Couper 1953

Algas de agua dulce

Botryococcus brawnii Kützing 1849

Desde el punto de vista cronoestratigráfico el análisis de los biocronos de las especies presentes no permite demasiadas precisiones temporales. En general se trata de formas longevas de amplia distribución dentro del Cenozoico e incluso algunos taxones son reconocidos desde el Cretácico tardío. Sin embargo, hay especies que poseen distribuciones algo más restringidas como: *Foveotriletes palaequetrus* (Eoceno tardío-Mioceno temprano), *Myrtaceidites verrucosus* (Eoceno temprano-Mioceno), *Pseudowinterapollis couperi* (Eoceno tardío-Pleistoceno), "*Triorites*" *minor* (Cretácico tardío-Oligoceno tardío o Mioceno temprano), *Trisaccites microsaccatum* (Jurásico-Oligoceno), *Nothofagidites tehuelchesii* (Eoceno tardío-Mioceno temprano) pero que sólo permiten acotar el rango temporal en el intervalo Eoceno tardío-Oligoceno tardío o Mioceno temprano.

Esta asociación, sin embargo, es totalmente comparable con la descrita para la Formación Río Turbio (Eoceno tardío) con la que comparte la mayor parte de las especies identificadas (Archangelsky 1972; Romero 1977; Romero y Zamalao 1985). También están presentes las especies de *Nothofagidites* reconocidas en el tramo Eoceno-Oligoceno del Pozo LS x4, Estancia La Sara, ubicado al Norte de Tierra del Fuego (Menéndez y Caccavari 1975). Otra asociación afín es la recuperada de la Formación San Julián (Oligoceno) en el área de Playa La Mina (Barreda 1997). Gran parte de las gimnospermas y fagáceas son comunes, igual que la mayoría de las esporas. No obstante, allí ya se reconocen familias modernas como las gramíneas, las onagráceas y las compuestas, que por el momento no han sido documentadas en la Formación Sloggett.

En síntesis, teniendo en cuenta el análisis de los biocronos conocidos y especialmente las fuertes similitudes encontradas y la total ausencia de elementos indicativos de comunidades modernas, se sugiere para la Formación Sloggett una edad en el entorno del Eoceno tardío, aunque no puede descartarse que alcance el Oligoceno temprano.

Paleoambiente. Caminos *et al.* (1981) y Zanettini y Zapettini (1988) interpretan para la Formación Sloggett un ambiente continental fluvial y lagunar, restringido, húmedo y umbrío, similar al de las actuales tur-

beras. En parte, nuestras conclusiones son similares. No obstante, el análisis de perfiles más detallados permite inferir para la unidad un ambiente fluvial, en un área vegetada y probablemente intermontana, caracterizado por dos subambientes principales, representados por los miembros Gris y Bayo. El Miembro Gris representaría depósitos de planicie de inundación, con presencia de lagunas restringidas y canales efímeros. El Miembro Bayo representaría depósitos de un sistema de canales fluviales mayores, probablemente con barras y bancos adyacentes vegetados. El contacto abrupto entre ambos miembros sugiere avulsión del sistema de canales fluviales principales y derivación de los mismos hacia sectores más distales de la planicie de inundación (véase más adelante).

La asociación palinológica recuperada sugiere condiciones paleoclimáticas templadas a templado frías y muy húmedas. Tanto las podocarpáceas como las fagáceas son características de bosques húmedos y actualmente se desarrollan en zonas templadas del Hemisferio Austral. Más aún, las altas frecuencias de *P. mawsonii* que se observaron en toda la Formación, y especialmente en la base del perfil 2 (muestras P5-1A y P5-15), son indicativas de hábitats lagunares, pantanosos, donde la disponibilidad de agua es elevada. La especie actual afín, *Dacrydium franklinii* Hooker f., sólo vive en Tasmania y es endémica del bosque templado lluvioso donde el promedio de precipitaciones supera los 1780 mm anuales. La abundancia de helechos vinculables con familias que actualmente están restringidas a los bosques andino patagónicos y las altas frecuencias de esporas de hongos ponen en evidencia la elevada humedad efectiva. En el perfil 1 la asociación se habría depositado en un ambiente de mayor energía ya que domina una población de leños y cutículas bastante alterados y las esporas y los granos de polen son escasos.

Sedimentología de la Formación Sloggett

La sucesión sedimentaria de la Formación Sloggett ha sido interpretada en términos de un ciclotema granodecreciente simple y repetitivo, con espesores variables entre 4 a 10 m, constituido por conglomerados y sabulitas en la base, seguidos de fangolitas arenosas, fangolitas y carbón (Caminos *et al.* 1981; Zanettini y Zapettini 1988). Este patrón repetitivo puede observarse localmente, pero la Formación Sloggett presenta un arreglo de facies más complejo y de la descripción litológica brindada más arriba, queda claro que no hay un solo tipo de ciclotema que explique la sucesión. Si bien la unidad está muy bien expuesta en el acantilado del perfil tipo (Fig. 4), la restricción de las observaciones al plano fuertemente inclinado del acantilado imposibilita una visión tridimensional. Esta limitación

ha impedido la medición confiable de vectores de paleocorrientes.

La sucesión sedimentaria de la Formación Sloggett presenta un complejo arreglo geométrico de lentes y bancos, que se interdigitan lateral y verticalmente. A la escala de los afloramientos (*i. e.* 150 a 200 m), se pueden reconocer tres órdenes en las dimensiones de las lentes: lentes menores con secciones de 2,50 m de espesor y 7 m de ancho como máximo; lentes intermedias del orden de la decena de metros de ancho y 1 a 4 m de espesor y, finalmente, el orden mayor está dado por la asociación de éstas últimas que definen una unidad lenticular mayor, de cerca de 55 m de espesor y 100 m de ancho mínimo. En base a la geometría, dimensiones, color y litología dominantes, se definen en forma preliminar para el perfil tipo de la Formación Sloggett (Fig. 4) las siguientes asociaciones de facies (AF). AF 1: Lentes intermedias y mayores, con dominio de conglomerados y sabulitas; AF 2: Lentes menores de conglomerados y sabulitas; AF 3: Fangolitas laminadas y mantos con grandes troncos carbonizados; y AF 4: Fangolitas masivas y fangolitas carbonosas.

AF 1: Lentes intermedias y mayores de conglomerados y sabulitas.

Las fuertes tonalidades amarillentas y rojizas constituyen un rasgo distintivo de esta asociación de facies. La misma se restringe estratigráficamente al Miembro Bayo y consta de una compleja asociación de lentes de dimensiones intermedias, que conforman una unidad lenticular mayor (Fig. 4). Las lentes intermedias están predominantemente compuestas por conglomerados finos y sabulitas, con participación subordinada de areniscas y fangolitas heterolíticas. Las lentes intermedias pueden formar horizontes relativamente continuos, con contactos netos y bases erosivas (*e. g.* nivel P5-38, Fig. 4) pero generalmente se interdigitan lateralmente con la AF 3, presentando invariablemente contactos netos y bases erosivas. Fuera de la lenticularidad y la estratificación, las estructuras sedimentarias debidas a corriente no son frecuentes; en los conglomerados y sabulitas solamente se han registrado imbricación de clastos y, en forma subordinada, estratificación entrecruzada. La única excepción a esta situación son los dos niveles continuos (P5-36 y P5-38, Fig. 4) donde las estructuras mencionadas son relativamente abundantes.

Interpretación. En la AF 1, los cuerpos lenticulares de conglomerados, sabulitas y areniscas conglomerádicas se interpretan como barras de gravas y relleno de canales menores dentro de un complejo de canales fluviales, probablemente de diseño entrelazado/anastomosado. Si bien la limitación de exposición no permite observar mayores detalles, la aparente ausencia general de formas de acreción lateral; la geometría lenticular y la compleja interdigitación lateral y vertical de

lentes (Fig. 4), sugiere fuertemente que se trata de facies incluidas en los elementos de arquitectura fluvial GB y CH de Miall (1977; 1985). La AF 1 se interdigita lateralmente con depósitos de desborde y canales menores (AF 3 y AF 2) de la planicie de inundación próxima al complejo de canales. La persistencia vertical de este contacto (por un intervalo estratigráfico de casi 40 m; Fig. 4) sugiere un sistema fluvial de baja sinuosidad y relativa estabilidad de los bordes del complejo de canales; probablemente favorecida por la presencia de abundante vegetación y por la granulometría, predominantemente arcillosa-limosa de los bordes (Miall 1992; Nadon 1994). Los dos horizontes relativamente más continuos (P5-36 y P5-38) representarían una mayor extensión lateral - o avulsión del complejo de canales fluviales como se explica más adelante. Las estructuras características de lentes con estratificación entrecruzada en areniscas y sabulitas, limitadas por cortinas de fango (Nivel P5-36), sugieren cuerpos de agua con alternancia periódica de corrientes tractivas intermitentes, con migración de formas de lecho y generación de óndulas, y períodos de estancamiento con deposición de carga suspensiva formando cortinas de fango (*cf.* Miall 1977).

AF 2: Lentes menores de conglomerados y sabulitas.

Esta asociación caracteriza tanto al Miembro Gris como al Miembro Bayo y constituye cuerpos menores (2,50 m de espesor y 7 m de ancho, máximos) de conglomerados y sabulitas, encajados con superficies erosivas netas en sedimentitas de grano fino de las AF 3 y AF 4 (Fig. 3). La sección de las lentes tiene generalmente bases cóncavas y techo plano e internamente se puede observar una ligera tendencia granodecreciente, con mayor abundancia de conglomerados en la base y de sabulitas en el techo.

Interpretación. La AF 2 se interpreta como el relleno por agradación de canales menores y esporádicos, que fueron labrados cortando depósitos de los laterales y de la planicie de inundación durante eventos de desborde por crecientes (*cf.* Smith *et al.* 1989; Khan *et al.* 1997). La aparente ausencia generalizada de barras de acreción lateral implica canales con bordes estables, lo cual guarda acuerdo con el material fangoso (cohesivo) en el cual están labrados los mismos. El relleno sedimentario de estos canales (AF 2) se produciría en forma relativamente rápida, por agradación de la carga tractiva, provocando la colmatación y el subsecuente abandono de los mismos (*cf.* Nadon 1994; Miall 1992).

AF 3: Fangolitas laminadas y mantos con troncos carbonizados.

La AF 3 se restringe estratigráficamente al Miembro

Bayo y constituye bancos tabulares, adosados lateralmente y cortados erosivamente por las AF 1 y 2 (Fig. 4). Esta asociación presenta colores abigarrados, con alternancia de fangolitas heterolíticas de colores amarillo y rojo pálidos y bancos negros con grandes troncos carbonizados. Las fangolitas presentan laminación fina, con frecuente alternancia de limolitas y areniscas muy finas, que definen estratificación heterolítica. En parte preservan concreciones con abundantes hojas fósiles y fructificaciones de coníferas. Sobre estas fangolitas laminadas o en el tope de la AF 2, se disponen bancos potentes de carbón que preservan grandes fragmentos de troncos. Estos fragmentos en su gran mayoría son transportados; no obstante, se han observado troncos menores, de hasta 15 cm de diámetro, en posición vertical. No se descarta que pueda tratarse de troncos *in situ*, aunque en ningún caso se ha podido observar el sistema de raíces en el banco subyacente de fangolita.

Interpretación. La AF 3 se interpreta como depósitos de desborde lateral y/o albardones (Miall 1992; Collinson 1996; Jorgensen y Fielding 1996). Apoyan esta interpretación la granulometría predominantemente limoarcillosa, la estratificación heterolítica y la interdigitación lateral de la AF 3 con los depósitos del sistema de canales de la AF 1 (Fig. 4; Willis y Behrensmeyer 1994). No obstante, dado la reducida extensión lateral de los afloramientos, no se descarta que la AF 3 pueda representar islas en niveles topográficamente más elevados y vegetados, situados dentro del complejo de canales, *e. g.* nivel topográfico 3 o 4 de Miall (1977). La coloración amarillenta y rojiza en las fangolitas y la abundante presencia de troncos y material vegetal es consistente con esta interpretación e indican exposición subaérea prolongada de estas áreas (*cf.* Smith y Pérez-Arlucea 1994; Collinson 1996).

AF 4: Fangolitas masivas y fangolitas carbonosas.

Esta asociación se restringe y caracteriza al Miembro Gris (Fig. 4). Está compuesta por bancos tabulares espesos de fangolitas gris oscuro, masivas o con un ligero moteado indefinido, que probablemente corresponda a bioturbación. En ocasiones presentan tenue laminación acentuada por la concentración de finas láminas de materia vegetal carbonizada. Frecuentemente sobre estas capas se sobreponen delgados mantos de fangos carbonosos. A diferencia de los mantos de carbón de la AF 3, los fragmentos reconocibles de troncos son muy escasos y de mucho menor tamaño y el material carbonoso en esta facies está constituido fundamentalmente por pequeñas briznas, fragmentos vegetales indefinidos y hojas.

Interpretación. Esta asociación de facies representaría subambientes de lagunas y pantanos situados en la planicie de inundación y en una posición relativamen-

te distal respecto al complejo de canales mayores de la AF 1. Los espesos depósitos de fangolitas masivas (*e. g.* niveles cercanos a los 20 y 30 metros, Fig. 4) representarían depósitos suspensivos en cuerpos lagunares restringidos, los cuales una vez colmados darían lugar a depósitos carbonosos de pantanos y turberas. El color predominantemente gris oscuro, sugiere cuerpos de agua con circulación restringida (Collinson 1996). Los escasos niveles delgados de arcillas claras (gris ceniza), con finos veteados subverticales de material carbonizado (posibles raíces), podrían corresponder a paleosuelos.

Discusión

La Formación Sloggett registra en su conjunto la evolución de un sistema fluvial con carga mixta, de ambiente húmedo y vegetado. El perfil vertical de la sección tipo de la Formación Sloggett registraría la siguiente sucesión de subambientes fluviales. El Miembro Gris representaría subambientes de lagunas y pantanos (AF 4) situados en la planicie de inundación. Los depósitos canalizados menores (AF 2) representarían eventos periódicos de inundación y canalización de flujos tractivos. El dominio del color gris oscuro y la abundancia de materia orgánica en este Miembro, sugieren cuerpos de agua restringidos y escasa o nula exposición subaérea de los depósitos involucrados. El importante espesor registrado de sedimentos de grano fino, sugiere agradación y disponibilidad de espacio de acomodación de sedimentos en niveles situados topográficamente por debajo de los canales principales. La brusca superposición del sistema del complejo de canales de la AF 1, que marca la base del Miembro Bayo, sugiere avulsión en uno o varios canales principales y derivación de los mismos hacia la planicie de inundación. Las AF 2 y 3, que se adosan lateralmente a la anterior en el Miembro Bayo, representarían depósitos de desborde asociados a canales menores. Los colores dominantes, amarillentos y rojizos, de estos depósitos sugieren circulación permanente de agua y/o exposición subaérea prolongada de la superficie de deposición.

En el caso de la Formación Punta Cactus, la litología dominante de grano muy grueso, el color rojizo y amarillento y la ausencia de fósiles marinos sugieren también ambientes continentales, probablemente de abanico aluvial, adosado a un frente montañoso. Un aspecto muy llamativo de las formaciones Punta Cactus y Sloggett está dado por la uniformidad composicional de la fracción clástica. Absolutamente todos los componentes observados entre los tamaños limo grueso y bloque indican derivación de rocas volcánicas ácidas (véase además Caminos *et al.* 1981; Zanettini y Zapettini 1988) las que dentro del marco geológico del sector pueden ser atribuidas con confianza a la Formación

Lemaire. Sobre esta base, se postula que las formaciones Punta Cactus y Sloggett estarían ligadas genéticamente, representando respectivamente ambientes proximales y distales de un abanico aluvial, en una pequeña cuenca intermontana vegetada. La fuente de aporte clástico del abanico habría estado confinada a un bloque elevado de la Formación Lemaire, lo cual explicaría la uniformidad composicional de ambas unidades.

Secuencias fluviales semejantes a las descritas, caracterizadas por la alternancia de paquetes espesos de facies de planicie de inundación y de facies de complejo de canales de ríos entrelazados o anastomosados han sido descritas por Flores y Pillmore (1987), Khan *et al.* (1997), Zaleha (1997), entre otros. Las secuencias fluviales descritas por estos autores, ocupan posiciones distales en abanicos aluviales húmedos y se interdigitan hacia la parte proximal del abanico con depósitos clásticos gruesos. Un análogo moderno de estos sistemas fue descrito para el abanico aluvial húmedo de Kosi, India, por Wells y Dorr (1987). En especial, estas secuencias de abanicos aluviales presentan un fuerte control tectónico y se registran asociadas al frente orogénico de cuencas de antepaís (*e. g.* Hirst y Nichols 1986; Nadon 1994).

La depositación de las formaciones Punta Cactus y Sloggett tiene obviamente un fuerte control tectónico. Muy probablemente la estructura de corrimiento que monta al Jurásico Superior sobre estas unidades cenozoicas ha ejercido el control principal en la génesis de la cuenca fluvial y en el tipo de aporte. En tal sentido, la cuenca sedimentaria cenozoica, podría haberse originado como una pequeña cuenca adosada a un bloque de corrimiento activo compuesto por la Formación Lemaire (*cf.* Hirst y Nichols 1986). Caminos *et al.* (1981) interpretan que la sedimentación de la Formación Sloggett estuvo controlada por una pequeña fosa de desgarre, de edad post-cretácico/pre-eoceno medio, asociada a una primera fase de transcurrancia. La deformación de la Formación Sloggett se habría producido durante la reactivación de la transcurrancia en el Mioceno medio a tardío. La depositación en una pequeña fosa de desgarre, limitada a la Formación Lemaire, podría explicar la uniformidad composicional de las formaciones Punta Cactus y Sloggett. No obstante, esta interpretación no parece explicar adecuadamente la posterior estructuración de la cuenca, ni tampoco guarda acuerdo con la edad postulada para los eventos compresivos cenozoicos de la región.

La interpretación de una pequeña cuenca adosada a un bloque en corrimiento activo parece conjugar mejor las relaciones geométricas y estructurales de las formaciones Punta Cactus, Sloggett y Lemaire. Los contactos basales por falla tanto en la Formación Punta Cactus como en la Formación Sloggett; la manifiesta mayor deformación de la primera unidad; el sinclinal asimétrico presente en la segunda y el importante corrimiento que monta sobre las anteriores a la Forma-

ción Lemaire, son rasgos comunes a pequeñas cuencas sintectónicas y contemporáneas con el avance de frentes de corrimientos de fajas deformadas de cuencas de antepaís (*e. g.* véase Hirst y Nichols 1986; Miall 1995). En tal sentido, resulta importante destacar que la sedimentación de la Formación Sloggett sería en parte simultánea con una importante fase compresiva documentada en el oeste del Canal Beagle. Esta fase, acaecida entre los 63 y 40 Ma, resultó en un importante levantamiento, por corrimientos con vergencia al norte, de rocas del basamento que montan al Cretácico, produciendo una marcada inversión en la sucesión estratigráfica (Klepeis 1994, véase además Olivero *et al.* 1997). Esta fase compresiva estaría relacionada con la historia tectónica postulada para la región durante la separación de Sudamérica y la península Antártica (Cunningham *et al.* 1995). Estos autores indican que desde aproximadamente los 50 Ma y hasta la apertura del Pasaje de Drake, los movimientos relativos de placa entre estas regiones, todavía físicamente conectadas, deberían haberse expresado por deformación y rotación de bloques en la región andina austral, ocasionando esta fase compresiva póstuma en el sector del Canal Beagle.

Agradecimientos

Se agradece muy especialmente todo el apoyo logístico brindado por la Armada Argentina, la Prefectura Naval Argentina y la Dirección Nacional del Antártico, que posibilitaron el acceso al área; a María I. López (CADIC) por la preparación de cortes petrográficos y a Gustavo Holfeltz (FCEN, UBA) por la preparación de muestras palinológicas. El presente trabajo fue realizado en parte con fondos del PICT 0221 CONICET-Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica a nombre de E. B. Olivero.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Acevedo, R. D., 1988. Estudios geológicos areales y petro-estructurales en el Complejo Deformado de los Andes Fueguinos. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 246 p. (inédito).
- Andersson, G. J., 1907. Geological fragments of Tierra del Fuego. University of Uppsala Geological Institutionen, Bulletin 8: 169-183.
- Archangelsky, S., 1972. Esporas de la Formación Río Turbio (Eoceno). Revista del Museo de La Plata, sección Paleontología 6: 65-100. La Plata.
- Barreda, V.D., 1997. Palinoestratigrafía de la Formación San Julián en el área de Playa La Mina (provincia de Santa Cruz), Oligoceno de la Cuenca Austral. Ameghiniana 34(3): 283-294.
- Biddle, K. T., Uliana, M. A., Mitchum, R. M. Jr., Fitzgerald, M. G. y Wright, R. C., 1986. The stratigraphic and structural

- evolution of the central and eastern Magallanes Basin, southern South America. En: Allen, P. A. y Homewood, P. (Eds.): Foreland Basins, International Association of Sedimentologists Special Publication 8: 41-61.
- Caminos, R., Haller, M. J., Lapido, O., Lizuain, A., Page R. y Ramos, V., 1981. Reconocimiento geológico de los Andes Fueguinos. Territorio Nacional de Tierra del Fuego. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 3: 759-786. San Luis.
- Collinson, J. D., 1996. Alluvial sediments. En: Reading, H. G. (Ed.): Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy (3ª ed.) 13: 37-82. Blackwell Science, Oxford.
- Cunningham, D. W., Dalziel, I. A. W., Tung-Yi, L. y Lawver, L. A., 1995. Southernmost South America - Antarctic Peninsula relative plate motions since 84 Ma: implications for the tectonic evolution of the Scotia Arc region. Journal of Geophysical Research 100 (B5): 8257-8266.
- Dalziel, I. W. D., de Wit, M. J., y Palmer, K. F., 1974. Fossil marginal basin in the southern Andes. Nature, 250: 291-294.
- Flores, R. M. y Pillmore, C. L., 1987. Tectonic control on alluvial paleoarchitecture of the Cretaceous and Tertiary Raton Basin, Colorado and New Mexico. En: Ethridge, F. J., Flores, R. M. y Harvey, M. D. (Eds.): Recent Developments in Fluvial Sedimentology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 39: 311-320.
- Furque, G., 1966. Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 21 (1): 61-66.
- Hirst, J. P. P. y Nichols, G. J., 1986. Thrust tectonic control on Miocene alluvial distribution patterns, southern Pyrenees. En: Allen, P. A. y Homewood, P. (Eds.): Foreland Basins, International Association of Sedimentologists Special Publication, 8: 247-258.
- Jorgensen, P. J., y Fielding, C. R., 1996. Facies architecture of alluvial floodbasin deposits: three-dimensional data from the Upper Triassic Callide Coal Measures of east-central Queensland, Australia. Sedimentology, 43: 479-495.
- Khan, I. A., Bridge, J. S., Kappelman, J. y Wilson R., 1997. Evolution of Miocene fluvial environments, eastern Potwar plateau, northern Pakistan. Sedimentology, 44: 221-251.
- Katz, H. R., 1972. Plate tectonics and orogenic belts in the south-east Pacific. Nature, 237: 331-332.
- Katz, H. R. y Watters, W. A., 1966. Geological investigations of the Yahgan Formation (Upper Mesozoic) and associated igneous rocks of Navarino Island, southern Chile. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 9 (3): 323-359.
- Kleppeis, K. A., 1994. Relationship between uplift of the metamorphic core of the southernmost Andes and shortening in the Magallanes foreland fold and thrust belt, Tierra del Fuego, Chile. Tectonics, 13 (4): 882-904.
- Kranck, E. H., 1932. Geological investigations in the Cordillera of Tierra del Fuego. Acta Geographica, 4 (2): 1-231. Helsinki.
- Martinioni, D. R., Olivero, E. B. y Palamarczuk, S., en prensa. Estratigrafía y discordancias del Cretácico Superior-Paleoceno en la región central de Tierra del Fuego. En: Malumian, N. (Ed.): Simposio Paleogeno de América del Sur. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico-Minero Argentino, Anales 33. Buenos Aires.
- Menéndez, C.A. y Caccavari de Filice, M.A., 1975. Las especies de *Nothofagidites* (polen fósil de *Nothofagus*) de sedimentos Terciarios y Cretácicos de Estancia La Sara, Norte de Tierra del Fuego, Argentina. Ameghiniana, 12 (2): 165-183.
- Miall, A. D., 1977. A review of the braided-river depositional environment. Earth-Science Reviews, 13: 1-62.
- Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth-Science Reviews, 22: 261-308.
- Miall, A. D., 1992. Alluvial Deposits. En: Walker, R. G. y James, N. P. (Eds.): Facies Models: response to sea level changes, 7: 119-142. Geological Association of Canada, St. John's.
- Miall, A. D., 1995. Collision related foreland basins. En: Busby C. J. e Ingersoll R. V. (Eds.): Tectonics of sedimentary basins, 11: 393-424. Blackwell Science, Cambridge.
- Nadon, G. C., 1994. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta, Canada. Journal of Sedimentary Research, B64 (4): 451-463.
- Olivero, E. B. y Malumian, N., 1999. Eocene stratigraphy of southeastern Tierra del Fuego Island, Argentina. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 83(2): 295-313.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D. R., 1996a. Sedimentología de las Formaciones Lemaire y Yahgan (Jurásico-Cretácico) en Tierra del Fuego. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, (2): 45-59. Buenos Aires.
- Olivero, E. B. y Martinioni, D. R., 1996b. Late Albian inoceramid bivalves from the Andes of Tierra del Fuego: Age implications for the closure of the Cretaceous marginal basin. Journal of Paleontology, 70 (2): 272-274.
- Olivero, E. B., Acevedo, R. D. y Martinioni, D. R., 1997. Geología del Mesozoico de Bahía Ensenada, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (2): 169-179.
- Romero, E. J., 1977. Polen de gimnospermas y fagáceas de la Formación Río Turbio (Eoceno), Santa Cruz, Argentina. Unidad de Paleobotánica y Palinología, Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, 219 pp. Buenos Aires.
- Romero, E. J. y Zamalao, M. C., 1985. Polen de angiospermas de la Formación Río Turbio (Eoceno), provincia de Santa Cruz, Argentina. Ameghiniana 22 (1-2): 43-51.
- Smith, N. D., Cross, T. A., Dufficy, J. P. y Clough, S. R., 1989. Anatomy of an avulsion. Sedimentology, 36: 1-23.
- Smith, N. D. y Pérez-Arlucea, M., 1994. Fine-grained splay deposition in the avulsion belt of the lower Saskatchewan River, Canada. Journal of Sedimentary Research, B64 (2): 159-168.
- Wells, N. A. y Dorr, J. A., 1987. A reconnaissance of sedimentation on the Kosi alluvial fan of India. En: Ethridge, F. J., Flores, R. M. y Harvey, M. D. (Eds.): Recent Developments in Fluvial Sedimentology, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39: 51-61.
- Willis, B. J. y Behrensmeier, A. K., 1994. Architecture of Miocene overbank deposits in northern Pakistan. Journal of Sedimentary Research, B64 (1): 60-67.
- Wilson, T. J., 1991. Transition from back-arc to foreland basin development in the southernmost Andes: Stratigraphic record from the Última Esperanza District, Chile. Bulletin of the Geological Society of America, 103: 98-111.
- Zaleha, M. J., 1997. Intra- and extrabasinal controls on fluvial deposition in the Miocene Indo-Gangetic foreland basin, northern Pakistan. Sedimentology, 44: 369-390.
- Zanettini, J. C. M. y Zapettini, E. D., 1988. Geología de la comarca de Bahía Sloggett, Territorio Nacional de la Tierra del Fuego, Antártida e Islas del Atlántico Sur. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43 (2): 188-197.

Recibido: 21 de abril, 1998.

Aceptado: 11 de marzo, 1999.

Procesos de meteorización química en una cuenca semiárida de montaña, Río Salsipuedes, Córdoba

R.M. DARGAM¹, S.A. HERRERO² y A.I. PASQUINI²

¹Conicet. Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba

²Secretaría de Ciencia y Tecnología. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas,
Físicas y Naturales. Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba

ABSTRACT. *Chemical weathering processes in a semi-arid mountain catchment, Río Salsipuedes, Córdoba, Argentina.* The characteristics of chemical weathering processes in a small semi-arid mountain catchment area were inferred from the study of the hydrochemistry of surface water and its relationship with geomorphological characteristics. The Salsipuedes drainage basin is developed along the eastern slope of the Sierras Pampeanas. It has an area of ca. 100 km² and drains on varied lithologies. The chemical composition of the water varies from HCO₃⁻/Ca²⁺-Mg²⁺ (TDS 100 mgL⁻¹) to HCO₃⁻-Cl/Cab²⁺-Na⁺ (TDS ~1500 mgL⁻¹). The average chemical weathering rate is 16 mmol/km²/s under baseflow conditions, the main processes being silicate hydrolysis and carbonate dissolution. In the middle of the catchment, calcite precipitation is thermodynamically possible through biological activity, with sulphate reduction and subsequent generation of organic alkalinity down-slope. The relationships between physico-chemical variables, measured in the water, and the morphological parameters are explained by using multiple regression models and factor analysis methodology.

Introducción

La composición química de las aguas superficiales y los transportes en solución efectuados por los ríos están ligados a cuatro factores principales: clima, litología, relieve y actividad biológica. El clima aparece como el principal factor determinante de los transportes en solución, ya que condiciona la naturaleza de la alteración y la intensidad de la evacuación de los elementos liberados (Meybeck 1980). La composición del agua superficial depende de las características de la meteorización en los diferentes materiales superficiales sobre los que se desarrolla la red de drenaje, siempre que no exista aporte subterráneo.

En el país se conocen escasos trabajos orientados a analizar los procesos de meteorización química generados en regiones de climas semiáridos (e.g. Gaiero *et al.* 1993; Dargám 1995; Dargám y Depetris 1995; Gaiero *et al.* 1996). La posibilidad de desarrollar líneas de investigación que permitan conocer con mayor precisión la intensidad y tipos de procesos involucrados en estas regiones, redundará en un mejor entendimiento de los cambios climáticos. En este sentido las Sierras Pampeanas de Córdoba presentan el escenario propicio para llevar adelante este tipo de estudios. La ladera oriental de las Sierras Chicas constituye una unidad geomorfológica particular en el contexto de las Sierras Pampeanas. Las cuencas fluviales desarrolladas sobre ella son de pequeñas dimensiones y comparten características geológicas, geomorfológicas y de vegetación. La cuenca del Río Salsipuedes fue seleccionada como uni-

dad de estudio ya que tipifica las características antes mencionadas y se desarrolla íntegramente en la región montañosa. Está ubicada entre los 64° 26' y 64° 14' O y 31° 05' y 31° 12' S, abarcando una superficie aproximada de 100 km² sobre la ladera oriental de la Sierra Chica de Córdoba (Fig. 1).

Sobre la base de las Unidades de Mapeo de Terreno (UMT) establecidas por Herrero y Pasquini (1994) se seleccionaron, sobre el cauce del río, estaciones de muestreo ubicadas aguas abajo de sitios con características fisiográficas y morfométricas homogéneas. De esta manera la química del agua, en el punto de muestreo, refleja los procesos de meteorización actuantes y las condiciones hidrológicas.

El objetivo de este trabajo es establecer la dinámica hidroquímica del agua superficial bajo condiciones de flujo de base y definir modelos lineales que expliquen las relaciones existentes entre las variables físico-químicas del agua y los parámetros morfométricos de la cuenca. A partir de aquí se pretende establecer un modelo general, que permita lograr el conocimiento acerca de la interdependencia entre los procesos de meteorización química y las características geomórficas de una cuenca.

Materiales y Métodos

El muestreo se realizó en el mes de julio de 1996. Se recogieron 5 muestras de agua del río Salsipuedes y

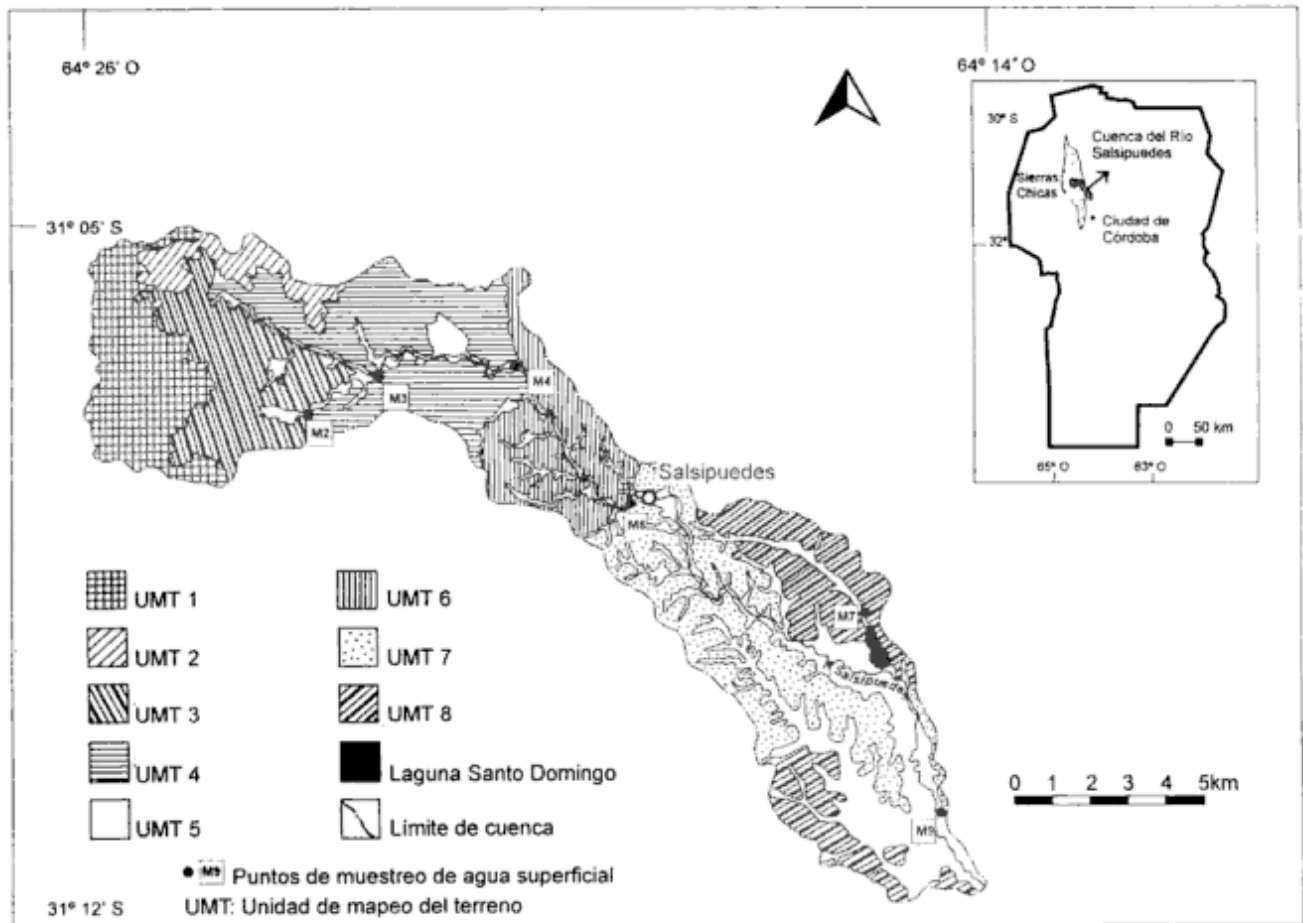


Figura 1: Ubicación geográfica de la cuenca y distribución de los puntos de muestreo.

una muestra de agua de vertiente próxima a la desembocadura en la laguna Santo Domingo (Fig. 1). Complementariamente se realizaron tareas de aforo en 4 estaciones, ubicadas sobre el cauce principal. Temperatura del agua, presión atmosférica, conductividad, pH, alcalinidad y O_2 disuelto fueron medidos *in situ*, siguiendo la metodología propuesta por Michaelis e Ittekkot (1982). La acidez también fue medida *in situ*, por titulación con NaOH. En laboratorio central y dentro de las 12 horas de realizado el muestreo, se filtraron todas las muestras con filtro de membrana de $0,45 \mu\text{m}$ de tamaño de poro y se dividió la muestra en dos fracciones, una de las cuales se aciduló hasta $\text{pH} < 2$ con HNO_3 grado analítico. Seguidamente se practicaron las determinaciones de los iones mayoritarios, según métodos volumétricos y espectrofotométricos estándares (APHA 1979; Rainwater y Thatcher 1960). El límite máximo del error analítico se fijó en 10 por ciento. Se calcularon además, el índice de saturación (IS) de las diferentes fases sólidas (e.g., calcita y dolomita), la fuerza iónica de la solución (I), la P_{CO_2} y la especiación de los constituyentes químicos. El programa de computación usado fue SOLMINEQ88 (Kharaka *et al.* 1988), el cual también sirvió para modelar procesos de mezcla de aguas entre las diferentes muestras estudiadas. Para

el cálculo de los parámetros termodinámicos se siguió la teoría de Debye-Hückel. Con los datos de caudal, concentración iónica y superficie, se calculó la producción específica para los distintos sectores de la cuenca. Sobre cada UMT se midieron parámetros morfométricos relacionados con la dinámica hídrica: superficie, altitud, pendiente, densidad de drenaje y caudal.

Características generales

Las condiciones climáticas permiten definir a la región como subhúmeda a semiárida. Las precipitaciones se encuentran irregularmente distribuidas a lo largo del año, con una estación húmeda que se extiende de noviembre a marzo y concentra más del 80 por ciento de las lluvias, y una estación con escasas precipitaciones que abarca los meses de abril a octubre. Las precipitaciones medias anuales para los años 1940 a 1992 fueron de 789 mm (datos suministrados por la Dirección de Agua y Saneamiento de la Provincia de Córdoba). Desde el punto de vista térmico corresponde a un clima templado, con temperaturas medias anuales entre 16 y 18°C (Capitanelli 1979).

Tabla 1: Composición química del río Salsipuedes. Cationes, aniones, SiO₂ y STD (sólidos totales disueltos) en mmol L⁻¹. P_{CO2} en atm. IS= índice de saturación.

	M2	M3	M4	M5	M7	M9
pH	7,77	8,33	9,04	8,96	8,21	8,75
O ₂ %	127,04	112,09	148,87	110,54	117,85	113,76
Mg ²⁺	0,18	0,15	0,26	0,29	0,97	0,38
Ca ²⁺	0,68	0,75	1,02	1,40	3,20	1,95
Na ⁺	0,44	0,70	0,55	0,62	8,74	1,61
K ⁺	0,03	0,04	0,04	0,04	0,36	0,08
Cl ⁻	0,11	0,12	0,18	0,21	4,79	1,55
SO ₄ ²⁻	4,0E-03	2,0E-03	1,0E-03	2,0E-03	3,33	0,15
HCO ₃ ⁻	2,11	2,10	2,57	3,48	9,45	4,08
CO ₃ ²⁻	7,52E-03	3,13E-02	0,205	0,251	0,182	0,188
SiO ₂	0,29	0,32	0,17	0,23	0,51	0,24
STD	5,98	6,40	9,78	11,94	41,53	17,19
IS _{calcita}	-0,32	0,34	1,19	1,33	1,22	1,24
IS _{dolomita}	-0,21	0,98	2,80	3,00	2,93	2,78
P _{CO2}	2,0E-03	5,0E-04	1,0E-04	2,0E-04	2,9E-03	4,0E-04

La cuenca alta presenta altitudes entre 1.500 y 1.000 msnm y se caracteriza por relieves suaves desarrollados sobre materiales conglomerádicos. La red de drenaje tiene un diseño dendrítico de textura fina. La cuenca media está comprendida entre las cotas de 1.000 y 750 msnm, presentando un relieve más disectado desarrollado sobre un complejo de rocas metamórficas. La red de drenaje tiene un diseño dendrítico subangular de textura media. En este sector se encuentra ubicada la localidad de Salsipuedes, que constituye el centro poblado más importante. La cuenca baja presenta altitudes entre 700 y 600 msnm, y se caracteriza por un relieve típico de morfología fluvial desarrollado sobre el paleocono aluvial de las sierras. La red de drenaje sigue los patrones de la cuenca media con una textura más gruesa. Esta zona presenta grandes extensiones de áreas cultivadas constituyendo el recurso económico más importante en la zona. Dentro de la misma se encuentra ubicada la laguna Santo Domingo.

A continuación se presenta una breve descripción de las unidades jerárquicas (UMT) sobre las que se establecieron los puntos de muestreo (Fig. 1). Estas unidades naturales homogéneas resumen las características geológicas, geomorfológicas, de suelos y vegetación (Herrero y Pasquini 1994).

UMT1: caracterizada por rocas conglomerádicas inconsolidadas denominadas "Fanglomerados del Valle del Sol" (Lencinas 1971). Los suelos son Entisoles de textura gruesa. Predominan en las cabeceras valles de fondo plano y vertientes suaves con pendientes entre 20 y 30%, donde se desarrolla el pastizal de altura.

UMT2: dominan los conglomerados y afloramientos de gneis. Se desarrollan valles de fondo plano y las pendientes oscilan entre el 10 y 20%. En las zonas deprimidas se desarrollan suelos incipientes sobre regolito. La vegetación dominante son los pastizales con manchones de bosque.

UMT3: dominan los afloramientos de gneis esquistoso y las morfologías típicas corresponden a valles en

Tabla 2: Resultado del modelado de mezcla de aguas (0,85% M5 y 0,15% M7). Cationes, aniones, SiO₂ y STD (sólidos totales disueltos) en mmol. L⁻¹

	pH	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SiO ₂	STD
M5	8,96	0,29	1,40	0,62	0,04	0,21	0,00	3,48	0,25	0,23	324,50
M7	8,21	0,97	3,19	8,74	0,36	4,80	3,33	9,45	0,18	0,51	1485,94
M9	8,75	0,38	1,95	1,61	0,08	1,55	0,15	4,08	0,19	0,24	447,42
Mezcla	8,76	0,39	1,67	1,84	0,09	0,90	5,02	4,34	0,25	0,27	498,77

Tabla 3: Parámetros morfométricos

	M2	M3	M4	M5	M7	M9
Altitud (m)	1215	1140	863	766	625	590
Pendiente (%)	29	31	34	25	7	10
Superficie (Km ²)	11,0	21,2	15,5	10,2	4,0	39,3
Distancia (Km)	26,4	23,9	19,9	14,6	7,7	0
Caudal l/s	7	130	150	157	-	26
Dd (den.de drenaje)	1,8	1,8	1,4	1,5	1,2	2,1

forma de V con vertientes escarpadas y pendientes entre 25 y 35%. Los suelos están desarrollados sobre regolito con espesores de 20 a 30 cm. La vegetación está representada por bosque en manchones, arbustales y pastizales.

UMT4: dominan los afloramientos rocosos de gneis tonalítico - biotítico en su variedad granulosa (Gordillo

1979). Presenta valles en V con vertientes muy escarpadas (30%) en algunos sectores y tendidas en otros (10 a 20%). Los suelos asociados a las pendientes escarpadas son Entisoles de textura muy gruesa, en las pendientes suaves se desarrollan perfiles de meteorización. La vegetación dominante es el bosque abierto con arbustal en las cumbres y con pastizales en las vertientes.

UMT5: comprende el valle fluvial subsecuente del Río Salsipuedes, la llanura de inundación, las terrazas y los valles de fondo plano de los tributarios principales. Está caracterizada por depósitos de arenas fluviales y limos loésicos. La pendiente general disminuye abruptamente desde las cabeceras (10%) hacia la desembocadura (2 a 3%). Los suelos son Entisoles de texturas arenosas y Molisoles en los valles. La vegetación está representada por árboles aislados y cultivos.

UMT6: dominan las rocas gnéisicas que presentan un relieve de crestas redondeadas, con pendientes en-

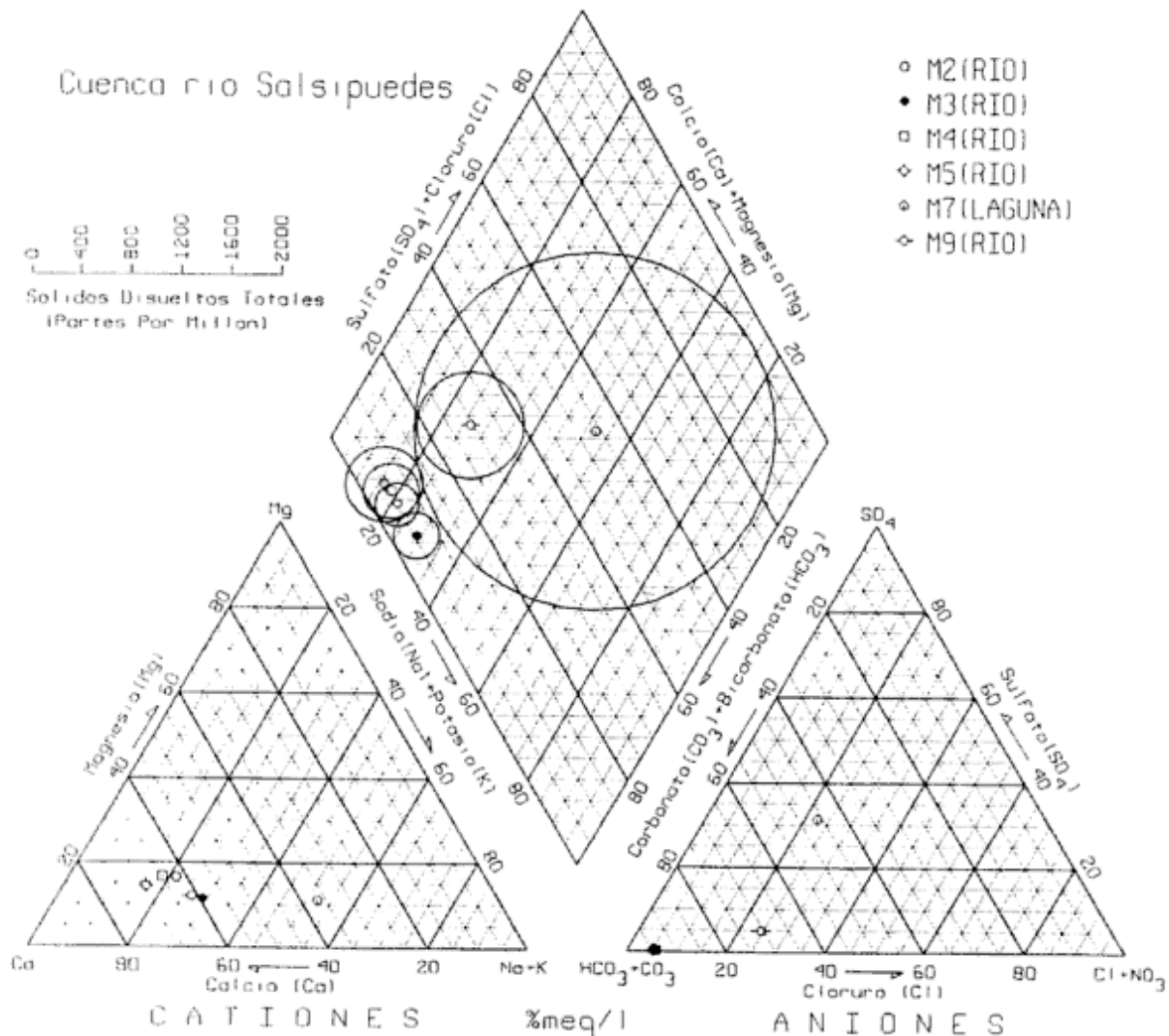


Figura 2: Diagramas de composición química de Piper para las especies iónicas mayoritarias expresadas en miliequivalentes por ciento.

Tabla 4: Coeficientes de regresión lineal múltiple. $y=b_0+b_1 \cdot \text{altitud}+b_2 \cdot \text{pendiente}+b_3 \cdot \text{caudal}+b_4 \cdot \text{Dd}$; (-) coeficiente de determinación <10%; cationes, aniones, SiO₂ y STD (sólidos totales disueltos) en mmol L⁻²CO₃²⁻, IS=índice de saturación; Alc=alcalinidad (mmol L⁻¹ de 2CO₃²⁻ + HCO₃⁻)

	b_0	b_1	b_2	b_3	b_4
pH	9,09	-2,40E-03	-	2,30E-03	-
O ₂ %	167,33	-1,03E-01	3,84	-	-
Mg ²⁺	1,75	-	-1,83E-02	-	-5,73E-01
Ca ²⁺	5,21	-	-6,80E-02	-	-1,16
Na ⁺	15,14	-	-2,90E-01	-	-8,64
K ⁺	6,23E-01	-	-1,11E-02	-	-2,64E-01
Cl ⁻	8,25	-	-1,45E-01	-	-2,93
SO ₄ ²⁻	6,15	-	-1,13E-01	-	-3
Alc.	16,76	-	-2,17E-01	-	-5,17
SiO ₂	5,03E-01	6,34E-04	-2,01E-02	-	-2,22E-01
STD	72,24	-	-9,65E-01	-	-23,1
IS calcita	2,99	-2,58E-03	-	3,24E-03	-
IS dolomita	6,79	-5,35E-03	-	5,21E-03	-

tre 25 y 30%, separadas por valles estructurales. Los suelos son incipientes, desarrollados a partir de regolito y la vegetación está representada por bosques densos.

UMT7: las rocas aflorantes son graníticas, el relieve es suave, con superficies cumbrales planas y vertientes tendidas (10 y 20%). Los afloramientos graníticos se hallan cubiertos en algunos sectores por una delgada capa de sedimentos loésicos. La vegetación está representada por bosques densos en las cumbres y bosques abiertos en las vertientes, que se desarrollan sobre suelos formados a partir de los sedimentos limosos y de regolito.

UMT8: dominan los conglomerados denominados Formación Estancia Belgrano que en algunos sectores se encuentran cubiertos por depósitos loésicos (Formación General Paz, Santa Cruz 1973). Las vertientes son onduladas con pendientes de 1 a 10%. Los suelos desarrollados sobre los conglomerados son incipientes y sobre el loess se desarrollan Molisoles con moderado grado de evolución, con características hidromórficas a los 80 cm de profundidad en las cercanías a la laguna Santo Domingo. La zona está afectada al uso agrícola y presenta además sectores con bosques y arbustales.

UMT9 - Laguna Santo Domingo: comprende la laguna homónima, de origen estructural, alimentada por aguas superficiales y subterráneas. Su nivel fluctúa a lo largo del año y en épocas de lluvias extraordinarias el exceso de agua se canaliza superficialmente hacia el río Salsipuedes.

Resultados y discusión

Hidroquímica

Con el objeto de poder apreciar la evolución química

de las aguas del río, se han graficado los valores obtenidos para las distintas muestras (Tabla 1) en los diagramas de composición de Piper (Fig. 2). En los mismos es fácil observar una composición bicarbonatada/cálcica-magnésica correspondiente a las muestras de la cuenca alta y media, la cual tiende hacia una composición bicarbonatada-clorurada/cálcica-sódica en el sector de cuenca baja, donde el desarrollo de suelos es más importante.

En función de los valores de Pco₂ obtenidos, se podría decir que los procesos de hidrólisis de silicatos y/o disolución de carbonatos serían más probables en las cabeceras de la cuenca, como resultado de la interacción rocas/suelos con aguas meteóricas y subsuperficiales o de vertientes sobresaturadas en CO₂ (Fig. 3). La influencia de los procesos de hidrólisis de los silicatos en la zona de cabeceras puede verse en la Fig. 4b, coincidente con los valores más altos del logaritmo de la relación SiO₂/HCO₃⁻. Los procesos de disolución de carbonatos también serían posibles en las cabeceras (muestras M2 y M3), debido a mayores valores de Pco₂ y bajos índices de saturación de calcita y dolomita (Figs. 3 y 4a).

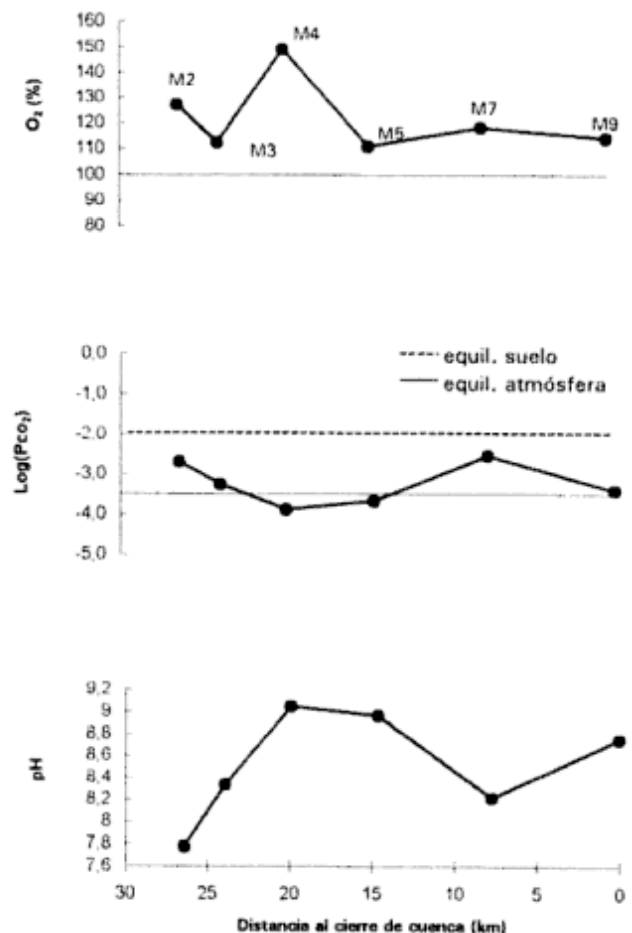
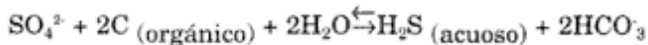


Figura 3: Variación del porcentaje de saturación de oxígeno (O₂ %), presión de anhídrido carbónico (Pco₂ en atm.) y pH tomando como referencia la distancia al cierre de cuenca.

Aguas abajo (cuenca media) y atendiendo al comportamiento observado por la P_{CO_2} , el pH y el O_2 disuelto, se podría decir que existe un dominio de la actividad fotosintética que provoca una disminución de la P_{CO_2} y el consecuente aumento del pH, manteniendo una sobresaturación de O_2 disuelto (Fig. 3). Este proceso favorecería la precipitación de carbonatos, evidenciada por $IS > 1$ tanto para calcita como para dolomita (Fig. 4a). Un análisis más detallado del equilibrio termodinámico de estos minerales muestra que, en función de las actividades de Ca^{2+} , Mg^{2+} y la P_{CO_2} , la especie más estable sería dolomita (Fig. 4c).

En el sector medio de la cuenca, aguas abajo de la localidad de Salsipuedes, se observa el desarrollo de suelos hidromórficos y un aumento de la salinidad del agua ($\sim 1500 \text{ mgr L}^{-1}$) (Fig. 2), por lo que prevalecen las condiciones reductoras. El aumento de la alcalinidad observado en el agua perteneciente a este sector (Fig. 5) obedecería a procesos de reducción de SO_4^{2-} y en menor medida a procesos de hidrólisis. De esta forma el SO_4^{2-} actuaría como aceptor de los electrones liberados en el proceso de oxidación de la materia orgánica y se generaría alcalinidad orgánica:



El brusco aumento producido en las concentraciones de Cl^{2-} y SO_4^{2-} en la muestra M9 obedecería a dos factores principales: a) influencia antrópica por la localidad

de Salsipuedes y b) aporte del acuífero libre con características químicas similares a las medidas en la muestra M7.

Con el objeto de evaluar esta última hipótesis, se modeló la mezcla de aguas entre las muestras M5 y M7. La proporción en que éstas deberían hacerlo para producir un agua con características similares a la M9, sería de 85% de M5 y 15% de M7. Los valores obtenidos mediante el modelado (Tabla 2) muestran una buena correspondencia en casi todos los constituyentes, excepto SO_4^{2-} cuya mayor concentración calculada, pone de manifiesto la importancia de los procesos de reducción en la disminución de la concentración de esta especie.

El caudal promedio de la cuenca alta y media tomado sobre el cauce principal, en la época de estiaje, fue de 146 l/s. Hacia el cierre de cuenca se produce una disminución del mismo, llegando a valores de 26 l/s. Esta disminución del caudal es debida a procesos naturales -infiltración- y antrópicos -consumo en la ciudad de Salsipuedes y canalización para riego suplementario-. Atendiendo a esta configuración se tomaron como representativos, para el cálculo de la producción específica de sólidos disueltos, los puntos ubicados en la cuenca alta y media, en donde la influencia antrópica y la infiltración del agua del río es mínima. Las estaciones elegidas permiten asegurar que la relación de caudales de entrada y salida sea próxima a uno. De esta forma,

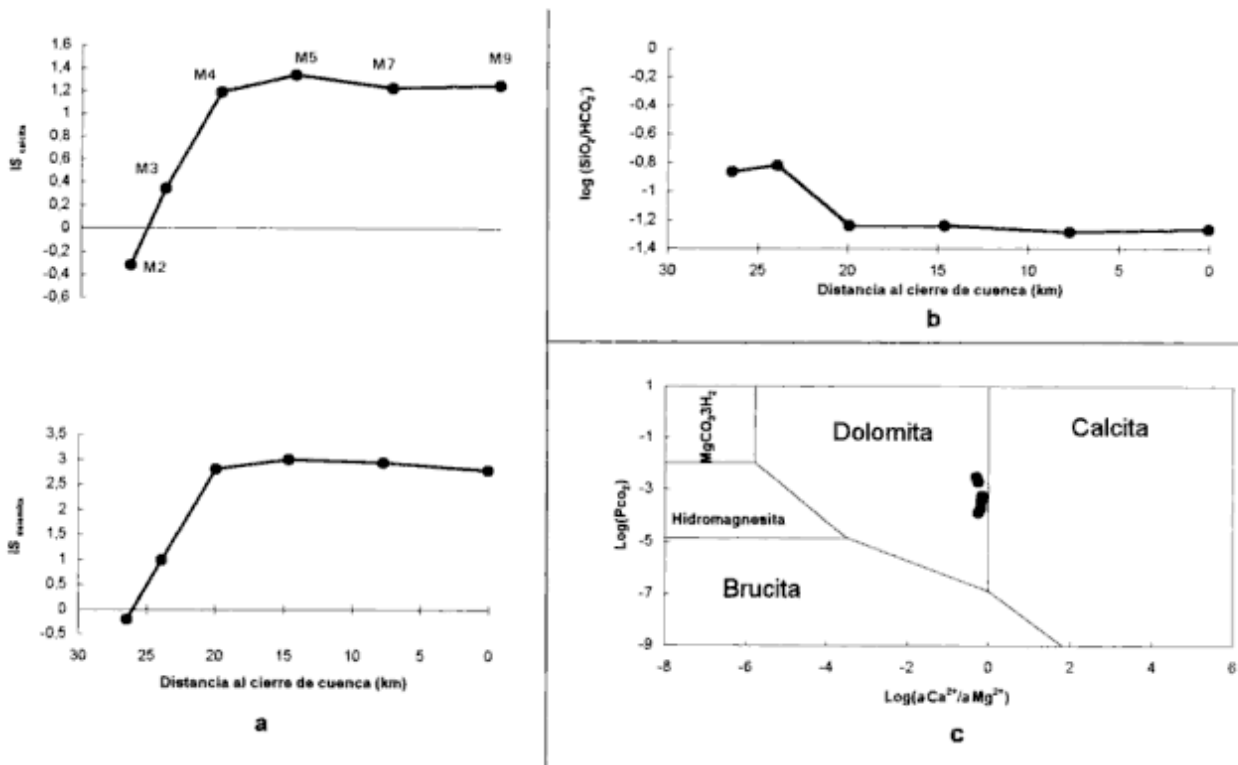


Figura 4: a, variación de los índices de saturación de calcita y dolomita ($IS_{calcita}$, $IS_{dolomita}$); b, variación de la relación SiO_2/HCO_3^- tomando como referencia la distancia al cierre de cuenca; c, diagrama de actividad para el sistema de los carbonatos.

Tabla 5: Error de estimación $[(V_m - V_c)/V_m] \times 100$. (-) valores > 15%; $2CO_3^{2-}$: cationes, aniones, SiO_2 y STD (sólidos totales disueltos) en $mmol L^{-1}$; IS=índice de saturación, Alc.=alcalinidad ($mmol L^{-1}$ de $2CO_3^{2-} + HCO_3^-$)

	M2	M3	M4	M5	M7	M9
pH	-0,18	0,14	0,11	-0,27	0,05	0,03
$O_2\%$	-2,89	3,88	2,31	-6,51	1,28	0,95
Mg^{2+}	-	-	9,46	-	0,93	1,47
Ca^{2+}	-11,48	7,95	4,31	-9,89	0,61	0,45
Na^+	-	-	-	-	2,58	10,05
K^+	-	-	-	-	2,32	7,66
Cl^-	-	-	-	-	2,81	6,22
SO_4^{2-}	-	-	-	-	2,41	-
Alc.	-7,06	9,41	4,34	-6,71	0,73	0,98
SiO_2	-6,45	5,59	8,11	-14,99	1,23	1,56
STD	-	-	14,70	-	1,49	2,59
IS calcita	8,26	8,18	1,90	-3,66	0,84	0,59
IS dolomita	-	5,95	1,68	-3,49	0,65	0,46

la tasa promedio de meteorización química, bajo condiciones de flujo de base, es de $16 mmol/km^2/s$.

Tratamiento estadístico

Para evaluar la influencia relativa de los parámetros morfométricos sobre cada punto de muestreo, los valores fueron ponderados a partir de los obtenidos originalmente para cada UMT. Las variables consideradas y medidas se detallan en la Tabla 3.

A los fines de determinar las relaciones existentes entre estas variables morfométricas y los parámetros hidroquímicos se recurrió al uso de técnicas estadísticas multivariantes. En primera instancia se realizó un análisis de factor modo R en el que se definieron dos

factores que explican el 77% de la variabilidad del sistema (Fig. 6). En la matriz de pesos se puede apreciar que el factor 1 está definido en forma positiva por todos los sólidos disueltos y negativamente por la pendiente. En cambio el factor 2 queda definido por el pH y los índices de saturación de calcita y dolomita en forma positiva, mientras que la altitud lo define negativamente. De esta manera el factor 1 está indicando la influencia de la pendiente sobre la química mayoritaria y, por lo tanto, sobre los procesos de aporte y concentración de solutos (i.e. hidrólisis, disolución y evaporación) en el agua superficial. La muestra M7 (matriz de marcas) es la que mejor refleja la intensidad de estos procesos. El factor 2 explica la relación entre el equilibrio termodinámico de los carbonatos y la altitud. De esta manera la probabilidad de precipitación de calcita y dolomita aumenta al disminuir la altitud (cuenca media y baja). Las muestras que mejor reflejan este proceso son M2 (IS negativo), M4 y M5 (IS positivos). Por último, analizando la matriz de marcas en su conjunto, se aprecia que estos dos factores agrupan, con bastante aproximación, las muestras de los distintos sectores de la cuenca, esto es cuenca alta, media y baja (Fig. 6).

Con el objeto de establecer un modelo matemático que explique la variabilidad de los parámetros físico-químicos del agua en función de las características geomórficas de la cuenca (caudal, pendiente, densidad de drenaje y altitud), se realizó un análisis de regresión lineal múltiple por pasos. La limitación más importante encontrada en la aplicación de esta metodología fue el escaso número de muestras. En todos los casos, el valor P es $> 0,1$ por lo cual los resultados no tendrían significación estadística al 90% de nivel de confianza. Sin embargo, atendiendo a la naturaleza de los datos analizados, el criterio para adjudicarle representatividad a una muestra no fue estadístico, sino geológico y de muestreo. Se observan en la Tabla 4 los coeficientes de las ecuaciones de regresión lineal correspondientes a cada variable dependiente. El modelo establecido para pH, O_2 , Ca^{2+} , SiO_2 , alcalinidad e $IS_{calcita}$ presenta un buen ajuste con los valores medidos en todos los sectores de la cuenca (Tabla 5). Mientras que Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- y SO_4^{2-} no pueden ser explicadas, salvo en las muestras correspondientes a la cuenca baja (M7 y M9). En la Tabla 6 se puede observar que el pH y los $IS_{calcita}$ e $IS_{dolomita}$ quedan definidos por el caudal y la altitud; el O_2 disuelto por la pendiente y la altitud; la SiO_2 por la pendiente, altitud y densidad de drenaje y las variables que restan son explicadas por la pendiente y la densidad de drenaje.

Conclusiones

El sistema del río Salsipuedes presenta una composición bicarbonatada-carbonatada / cálcica-magnésica en

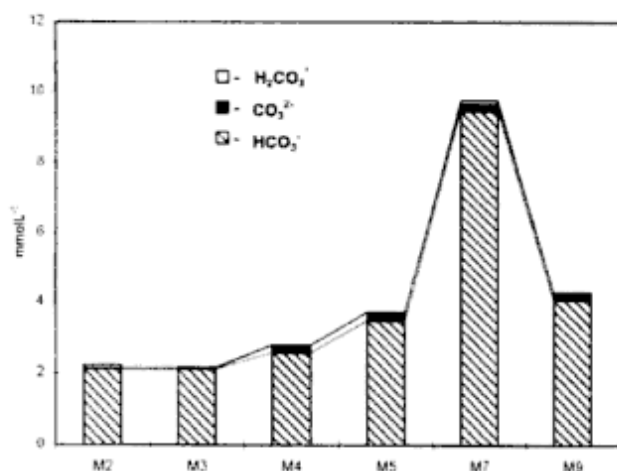


Figura 5: Variación de la especiación del carbono disuelto en las muestras analizadas (las mismas se grafican en función de su distancia al cierre de cuenca).

Tabla 6: Coeficientes de determinación (r^2) para cada variable dependiente. (-) Valores < 0.1 .

	pH	O ₂ %	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Alc.	SiO ₂	STD	IS _{calcita}	IS _{dolomita}
Altitud	0,43	0,51	-	-	-	-	-	-	-	0,23	-	0,82	0,82
Pendiente	-	0,23	0,65	0,82	0,57	0,57	0,73	0,50	0,74	0,36	0,70	-	-
Caudal	0,48	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,17	0,15
Dd	-	-	0,33	0,16	0,34	0,35	0,21	0,40	0,24	0,34	0,28	-	-

el sector de cabeceras. Esta característica composicional es modificada aguas abajo de la ciudad homónima adquiriendo una composición más sulfatada-clorurada / sódica-cálcica, debido a un incremento de las especies de mayor movilidad geoquímica y también vinculadas a la actividad antrópica (Cl⁻, SO₄²⁻ y Na⁺).

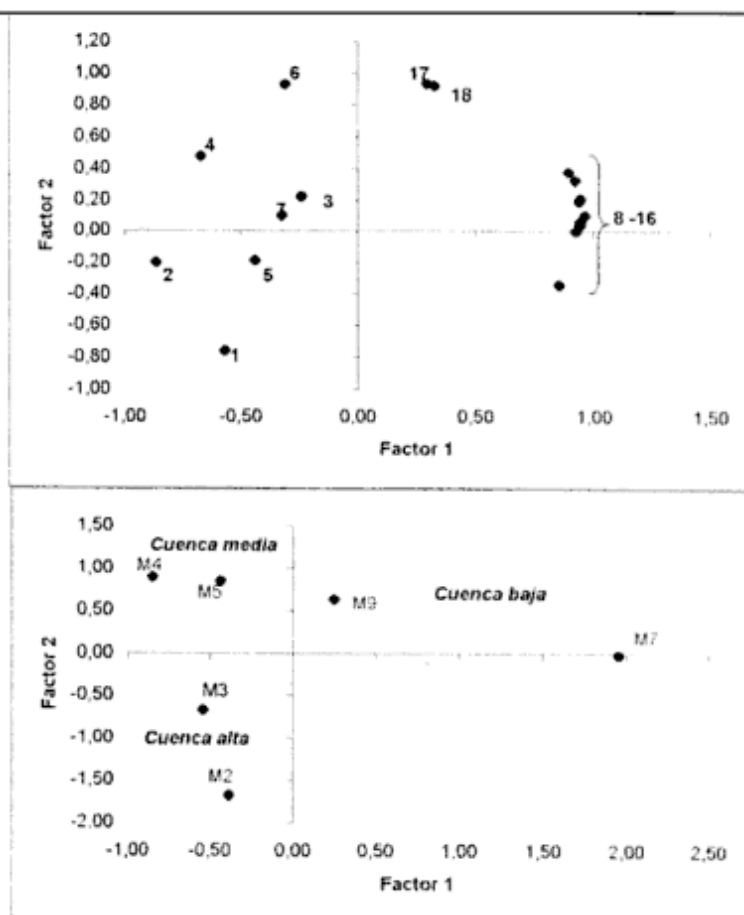
La meteorización química calculada para esta cuenca es de 16 mmol/km²/s, tomando como caudal promedio de evacuación 146 l/seg. Los principales procesos que explican esta producción específica de sólidos disueltos son: hidrólisis de silicatos y disolución de carbonatos. Este aspecto se vio reflejado también en el análisis de factores, a través del cual fue posible vincular

la química de los constituyentes mayoritarios con la pendiente (Factor 1) y el equilibrio termodinámico de los carbonatos con la altitud (Factor 2). Por otra parte, en la cuenca media es termodinámicamente posible la precipitación de calcita inducida por la actividad biológica. En la cuenca baja, la presencia de suelos hidromórficos y la disminución brusca de la pendiente dan lugar a la existencia de procesos de reducción de SO₄²⁻ y generación de alcalinidad orgánica, evaporación y fraccionamiento químico del acuífero libre.

Los modelos de regresión lineal múltiple predicen con buen grado de aproximación los valores de pH, IS_{calcita}, O₂ disuelto, alcalinidad, Ca²⁺ y SiO₂ para todos

Matriz de pesos		
	Factor 1	Factor 2
(1) Altitud	-0,57	-0,76
(2) Pendiente	-0,86	-0,20
(3) Sup. Total	-0,24	0,22
(4) Caudal	-0,57	0,48
(5) Dd	-0,44	-0,19
(6) pH	-0,31	0,93
(7) O ₂ %	-0,32	0,10
(8) Mg ²⁺	0,94	0,19
(9) Ca ²⁺	0,92	0,32
(10) Na ⁺	0,95	0,04
(11) K ⁺	0,94	0,06
(12) Cl ⁻	0,96	0,10
(13) SO ₄ ²⁻	0,93	0,00
(14) Alc.	0,90	0,38
(15) SiO ₂	0,85	-0,34
(16) STD	0,94	0,21
(17) IS _{calcita}	0,30	0,93
(18) IS _{dolomita}	0,33	0,92
Autovalor	10,38	3,66
Varianza %	9,90	3,58
Varianza acumulada	0,55	0,22

Matriz de marcas		
	Factor 1	Factor 2
M2	-0,38	-1,68
M3	-0,54	-0,67
M4	-0,85	0,89
M5	-0,44	0,85
M7	1,95	-0,02
M9	0,25	0,63

**Figura 6:** Análisis de factor modo R con rotación rígida tipo varimax. El gráfico superior corresponde a la matriz de pesos y el inferior a la matriz de marcas.

los sectores de la cuenca. Los parámetros morfométricos que mejor explican estas regresiones son altitud y pendiente y, en menor medida, caudal y densidad de drenaje.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento a P.J. Depetris y D.M. Gaiero por las valiosas sugerencias y lectura crítica del manuscrito. También se hace explícito el agradecimiento al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas de Argentina (CONICET) y a la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba (SECyT), por los fondos aportados para llevar adelante este proyecto de investigación.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- American Public Health Association (APHA), 1979. Standard methods for examination of water and wastewater, 17th Ed., APHA Washington D.C.
- Capitanelli, R. G., 1979. Clima. En: Vazquez, J.B., Miatello, R. A. y Roqué, M.E. (Eds.). Geografía Física de Córdoba, pp: 45-138. Ed. Boldt, Córdoba.
- Dargám, R. M., 1995. Geochemistry of waters and brines from the Salinas Grandes basin, Córdoba, Argentina. I. Geomorphology and hydrochemical characteristics. *International Journal of Salt Lake Research*, 3: 137-158.
- Dargám, R. M. y Depetris, P. J., 1995. Mecanismos de control hidroquímico en aguas y salmueras de las Salinas Grandes, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4): 87-112.
- Gaiero, D. M., Dargám R. M., Martínez, J. O., Piovano, E. L. y Depetris, P. J., 1993. Precipitación de carbonatos en una cuenca semiárida: El río Los Tártagos, Córdoba, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 6: 130-136. Mendoza.
- Gaiero, D. M., Pesci, H. E. y Gonzales, A. H., 1996. Geoquímica ambiental del Arroyo Chicam-Toctina, Alta Gracia (Córdoba): Factores que controlan su dinámica. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 489-496. Buenos Aires.
- Gordillo, C. E. y Lencinas, A.M., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650. Córdoba.
- Herrero, S. A. y Pasquini, A. I., 1994. Caracterización del medio natural como base para la Planificación Territorial. *Cuenca del Río Salsipuedes, Córdoba, Argentina. Actas 3º Simposio Argentino de Teledetección*: 351- 360. Córdoba.
- Kharaka, Y. K., Gunter, W. D. y Aggarwal, P. K., 1988. SOLMINEQ.88: A computer program for geochemical modeling of water-rock interactions. *United States Geological Survey, Water-Resources Investigations, Report 88-4227*, 207 p., Menlo Park, California.
- Lencinas, A., 1971. Geología del Valle de Punilla entre Bialet Massé y La Cumbre, Provincia de Córdoba. *Boletín de la Asociación Geológica de Córdoba*, 1(2): 61-71. Córdoba.
- Meybeck, M., 1980. Pathways of Major Elements from land to ocean through rivers. En: Martin, J. M., Burton, D. y Eisma, D., (Eds.): *Proceedings of the Review and Workshop on River Inputs to Ocean-systems*, 18-30pp. Food and Agriculture Organization (FAO).
- Michaelis, W. e Ittekkot, V., 1982. Biogeochemistry of rivers: Fields and analytical techniques. En: Degens, E. T., (Ed.): *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers, Part I.-Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, SCOPE/UNEP Sonderband 52: 69-89, Hamburgo.*
- Rainwater, F. H. y Thatcher, L. L., 1960. *Methods for collection and analysis of water samples. United States Geological Survey Water-Supply Paper 1454*, 300 p., Washington D.C.
- Santa Cruz, J., 1973. Geología al este de la Sierra Chica (Provincia de Córdoba) entre La Granja y Unquillo con especial referencia a las entidades sedimentarias. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*: 221-234. Córdoba.

Recibido: 14 de agosto, 1998

Aceptado: 11 de marzo, 1999

Paleoambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza

A. E. ARTABE^{1,2}, E. M. MOREL^{1,4}, L. A. SPALLETTI^{2,3} y M. BREA^{1,3}

¹Departamento Científico de Paleobotánica, Museo de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata.

²CIG, Centro de Investigaciones Geológicas (Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, UNLP y CONICET). Calle 1 n° 644, 1900 La Plata.

³CONICET.

⁴CIC, provincia de Buenos Aires.

ABSTRACT. *Sedimentary palaeoenvironments and associated taphoflora in the Late Triassic of Malargüe (Southern Mendoza Province, Argentina).* Two stratigraphical units (Chihuí Formation and Llantenes Formation) are recognized in the Triassic basin located to the south of Malargüe city (Llantenes locality, Arroyo Tronquimalal and Cerro Chihuido). The Chihuí Formation is composed of different proximal volcanoclastic facies deposited in humid- and volcanic-controlled alluvial fans and braided-river plains. The Llantenes Formation is the record of a large, meromictic and wedge-shaped lake, developed under humid and temperate conditions. Several fluvial- and buoyancy-dominated deltaic mouth-bar deposits and distributary channel deposits are intercalated in the Llantenes succession. The taphoflora found in the Chihuí Formation is represented by 25 taxa, 5 of which were first described from here. They are *Dicroidium incisum* (Frenguelli) Anderson & Anderson, *D. odontopteroides* var. *odontopteroides* (Morris) Gothan, *D. lancifolium* var. *lineatum* (Tenison-Woods) Retallack, *Zuberia feistmantelii* (Johnson) Frenguelli emend. Artabe, and *Pseudoctenis carteriana* (Oldham) Du Toit. In the Llantenes Formation, 36 taxa have been recognized, 10 of which are first recorded in this paper. They are *Dictyophyllum* (*T.*) *tenuiserratum* (Menéndez) emend. Herbst, *Dicroidium odontopteroides* var. *remotum* (Szajnocha) Retallack, *Zuberia zuberi* (Szajnocha) Frenguelli, *Z. feistmantelii*, *Pachydermophyllum pinnatum* (Walkom) Retallack, *Pseudoctenis carteriana*, *Baiera furcata* (Lindley y Hutton) Braun, *Baiera africana* Baldoni, *Linguifolium steinmannii* (Solms-Laubach) Frenguelli, and *Cordaicarpus* sp. Based on the palaeofloristic composition, an Late Triassic age is proposed for the Chihuí and Llantenes formations. The flora of the Chihuí Formation represents a deciduous forest associated with herbaceous and shrub communities developed along proximal fluvial systems. Three taphocenoses are defined in the Llantenes Formation. The first is related to hypolimnic facies and represents the flora developed around the lake margins. As in the Chihuí Formation, the other two taphocenoses are related to fluvial and delta plain environments.

Introducción

Durante los últimos años se han desarrollado estudios interdisciplinarios, de carácter sedimentológico, estratigráfico y paleobotánico de diversas sucesiones triásicas de nuestro país. Los mismos han tenido como objetivo primordial avanzar en el análisis del registro geológico, reconstruir la geometría y caracteres de las cuencas sedimentarias, establecer los principales mecanismos y ambientes de depositación predominantemente continentales, reconstruir las condiciones paleoecológicas bajo las cuales se produjo el registro plantífero y hacer aportes en lo referente a la bioestratigrafía de las sucesiones silicoclásticas triásicas.

En tal contexto, esta contribución está destinada a efectuar el estudio de las sucesiones que aparecen en el depocentro de Malargüe, localizado al pie de la Cordillera Principal, en el ámbito de la cuenca Neuquina. Esta cubeta, si bien es bastante restringida regionalmente, posee muy buenos afloramientos y registros paleoflorísticos que permiten efectuar un análisis global y comparado de carácter estratigráfico y paleontológico del Triásico continental del sur de Mendoza.

Localización geográfica, estratigrafía y rasgos generales de la sucesión triásica de Malargüe

La región estudiada se ubica al noroeste del sector andino de la cuenca Neuquina (Legarreta y Gulisano 1989) (Fig. 1), en el sur de la provincia de Mendoza (35° 40' S y 69° 40' O), y comprende los parajes de Puesto Llantenes, Arroyo de Tronquimalal y cerro Chihuido, ubicados a unos 20 km al sur de la ciudad de Malargüe, al pie de la Cordillera Principal (Fig. 1).

Han contribuido al conocimiento geológico de esta área los aportes de Boehm (1937), Groeber (1947), Groeber y Stipanovic (1953) y Dessanti (1973). En particular, la sucesión triásica ha sido analizada desde el punto de vista estratigráfico y paleontológico por Stipanovic (1949, 1957, 1979, 1983), Menéndez (1951) y Stipanovic y Bonetti (1969). En los últimos años se han publicado nuevos estudios paleontológicos (Volkheimer y Papú 1993; Artabe *et al.* 1995a), paleoambientales (Spalletti y Morel 1992) y mineralógicos (Spalletti *et al.* 1996), así como trabajos de síntesis en los que se consideran, en un contexto más regional, las peculiaridades de las sedimentitas que nos ocupan (Zavattieri

1995; Kokogíán *et al.* en prensa; Spalletti 1997).

En la zona se reconoce al complejo volcánico del Grupo Choiyoi (Groeber 1947), sobre el que se disponen en discordancia las sedimentitas triásicas del Grupo Tronquimalal (Stipanovic 1979), que involucra a las Formaciones Chihuí y Llantenes. Según Dessanti (1973), tanto las volcanitas del Grupo Choiyoi como las sedimentitas de la Formación Chihuí están intruidas por los "Granitos y Pórfidos del Chihuido" (sic), de los que se cuenta con una datación radimétrica de 194 Ma. (Stipanovic 1983). Vale destacar que nuestras observaciones en esta región permitieron constatar que rocas plutónicas e hipabisales ("Granito del cerro Chihuido") intruyen a las volcanitas del Grupo Choiyoi.

Las sedimentitas triásicas están cubiertas por rocas piroclásticas y volcánicas de la Formación Remoredo (Groeber y Stipanovic 1953; Legarreta *et al.* 1993), acumulada durante el Jurásico temprano. Toda esta sucesión ha sido intruida por cuerpos subvolcánicos de andesitas hornblendíferas y basaltos de supuesta edad terciaria (Menéndez 1951; Dessanti 1973).

La Formación Chihuí alcanza espesores de 190 m (Spalletti y Morel 1992). Está caracterizada por el predominio de depósitos epi y piroclásticos muy gruesos entre los que se han reconocido brechas de volcanitas, conglomerados clasto y matriz soportados, diamictitas, areniscas conglomerádicas y areniscas más pelitas, estas últimas en proporciones muy subordinadas (Spalletti y Morel 1992). La Formación Llantenes, en cambio, muestra una sucesión de 180 m (Menéndez 1951) en la que prevalecen las lutitas gris oscuras a negras, a veces bituminosas, a las que se asocian fangolitas, areniscas muy finas a finas y algunos conjuntos de areniscas medianas a gruesas, sabulitas y conglomerados finos.

En cuanto a los caracteres generales de la cuenca, hemos interpretado que se trata de una depresión de

tipo hemigraben orientada con rumbo noroeste y cerrada hacia su extremo sudeste (Spalletti 1997). Debe destacarse que este depocentro adquiere significativa importancia paleogeográfica, ya que en dirección noroeste puede tener vinculación con las sucesiones triásicas marinas recientemente descubiertas en las nacientes del Atuel por Riccardi *et al.* (1997), así como con las sucesiones que afloran muy cerca de la costa del Pacífico en la vecina República de Chile (Charrier 1979; Morel 1991).

El relleno sedimentario de esta cuenca triásica consta de dos estados principales (Spalletti 1997), uno con fuerte control de la subsidencia tectónica o de sinrift inicial (Formación Chihuí) y otro posterior con atenuamiento de la subsidencia tectónica y posible incidencia de subsidencia termal, al que se caracteriza como un sinrift tardío hasta postrift temprano (Formación Llantenes).

Materiales y métodos

Desde el punto de vista sedimentológico, en el presente trabajo hemos seguido los lineamientos esbozados en otras contribuciones previas (Spalletti *et al.* 1988a, 1995; Spalletti y Morel 1992; Spalletti 1994). Consiste en el relevamiento a escala de detalle (1:100) de las sucesiones sedimentarias tarea en la que se pone especial énfasis en la caracterización litológica de los estratos, en las estructuras primarias y en la definición de la arquitectura bidimensional de los litosomas, lo que permite definir diversas litofacies. Estas, a su vez, admiten una interpretación elemental en términos de los principales procesos mecánicos, así como su eventual asignación a uno o más medios de acumulación. En las Figs. 2 y 3 se muestra un detalle de las

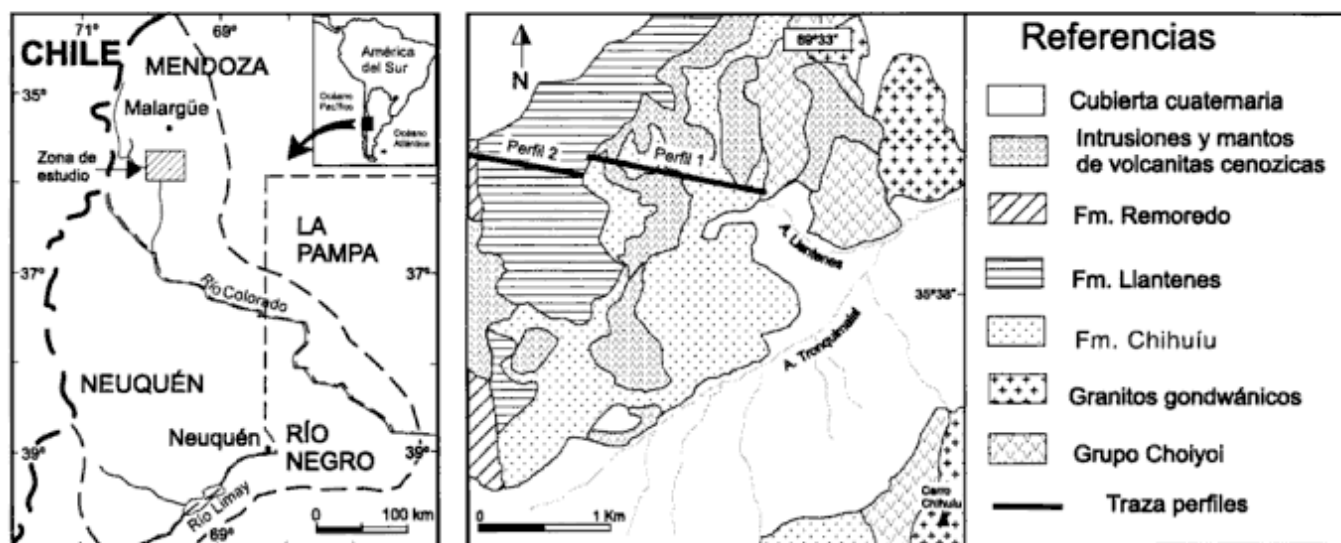


Figura 1: Mapas de ubicación y geológico (Menéndez 1951, modificado) de la zona de estudio.

(1992). En ese trabajo se concluye que la unidad está dominada por facies proximales. Como se aprecia en la Fig. 2, en la base aparece una asociación compuesta predominantemente por cuerpos multiepisódicos de ortoconglomerados masivos, imbricados y gradados (Gm) junto a niveles aislados de brechas de volcanitas (BV). Este conjunto se interpreta como el registro de un ambiente pedemontano, con sistemas fluviales entrelazados de alta energía y asociado a un área circundante con significativa actividad volcánica explosiva.

Depósitos también gruesos caracterizan a la parte alta de la Formación Chihúfu (Fig. 2), donde se interesstratifican cuerpos de ortoconglomerados grano soportados (Gm), de areniscas conglomerádicas y areniscas entrecruzadas (SGt, St, Sl) que se consideran depósitos de barras gravosas, gravo-arenosas y arenosas de sistemas fluviales entrelazados. A ellos se asocian ortoconglomerados matriz soportados (Gms), atribuidos a flujos hiperconcentrados proximales, y diamictitas (Gmf) que han sido interpretadas como laharitas (Spalletti y Morel 1992).

Por su parte, en el sector medio de la unidad (Fig. 2) se ha identificado una asociación de facies con texturas contrastantes, desde conglomerados finos muy lenticulares (con frecuentes estructuras de imbricación, entrecruzada y gradada normal) hasta fangolitas lajosas de filiación piroclástica. Spalletti y Morel (1992) han sugerido que este conjunto pudo representar a los depósitos progradacionales de una planicie deltaica entrelazada.

El modelo conceptual de sedimentación para la Formación Chihúfu es el de un abanico aluvial, planicie entrelazada y -eventualmente- delta entrelazado (braid delta) de región húmeda y con fuerte influencia de fenómenos volcánicos, los que, a su vez, favorecieron el desarrollo de flujos de barro y de lahares. Aparentemente, este sistema fluvial se ha desarrollado bajo fuerte control de la acción tectónica, con progradaciones y retrogradaciones asociadas al margen activo del hemigraben. Avalan esta afirmación los rápidos y contrastantes cambios de facies volcanoclásticas, así como la orientación consistente hacia el oeste de las paleocorrientes, que permiten deducir una marcada polaridad transversal de las direcciones de transporte principales con respecto al eje mayor del rift.

El paleolago Llantenes: asociaciones de facies y modelo sedimentario

La Formación Llantenes está caracterizada por el dominio de espesas sucesiones de pelitas oscuras, organógenas (Fig. 3), que no han sido aún analizadas desde el punto de vista de los medios deposicionales. Con todo, se ha inferido para esta unidad un ambiente lacustre (Volkheimer y Papú 1993; Kokogian *et al.* en

prensa), de tipo meromfético (Spalletti *et al.* 1996), 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. Dicha estratificación, que es esencial para la generación de este modelo de facies, se ha producido por diferencias de densidad de las aguas debida -muy probablemente en nuestro caso- a variaciones de temperatura y/o de sólidos en suspensión.

La formación del sistema lacustre meromfético de la Formación Llantenes ha estado favorecida por un desarrollo areal importante de un cuerpo cerrado de aguas dulces (Anadón *et al.* 1991; Valero Garcés 1993), así como por condiciones de profundidad relativamente altas (Galloway y Hobday 1996). Asimismo, el mantenimiento por períodos prolongados de un medio anóxico en el fondo ha estado determinado por una elevada disponibilidad orgánica en la zona superficial rica en oxígeno, lo que - a su vez - se puede relacionar con aportes considerables de detrito vegetal desde las áreas perilacustres y también con la producción de cantidades importantes de fitoplancton en el propio lago (Olsen 1990). Estos aportes llevan a la consumición del oxígeno disuelto en el agua y al mantenimiento de un exceso de materia orgánica en el ambiente lacustre que decanta pelágicamente, se degrada por bacterias y queda preservada en los depósitos que se generan por debajo de la termoclina.

El sistema deposicional de la Formación Llantenes se puede caracterizar como un paleolago templado y de región húmeda, dada la naturaleza enteramente silicoclástica de los materiales sedimentarios y la alta proporción de materia orgánica, en buena parte asociada con los aportes de una flora abundante en regiones periféricas al cuerpo de agua. Se reconocen esencialmente tres asociaciones de facies: hipolimnionica, epilimnionica y deltaica.

Asociación de facies hipolimnionica: es la que constituye las porciones más profundas o depocentrales del paleolago y está formada esencialmente por sedimentitas pelíticas con materia orgánica (Fm) en las que aparecen niveles muy ricos en restos de plantas de tierra firme (Johnson y Ng'ang'a 1990). A ellas se asocian delgadas intercalaciones de areniscas muy finas a medianas, masivas y con contacto basal neto a irregular (Sm(a)) que corresponden a corrientes gravitacionales muy diluidas, y pueden vincularse con flujos friccionales muy distales producidos por ingreso de aguas fluviales así como con el desarrollo de flujos de fondo derivados del oleaje (Fig. 3).

Asociación de facies epilimnionica: consiste en un conjunto de sedimentitas que son, comparativamente, algo más gruesas y de tonalidades más claras. La constituyen las facies heterolíticas arenoso-pelíticas (H) en las que se registran sucesivas interposiciones de depósitos de decantación suspensiva con niveles ondu-

Tabla 1: Contenido paleoflorístico de la Formación Chihuiú. Niveles fosilíferos de Menéndez (1951): NF 5, NF 6 y NF 15; estratos fosilíferos reconocidos en este trabajo: LLA 9 y LLA12.

Formación Chihuiú	Menéndez (1951)			Este trabajo	
	NF 5	NF 6	NF 15	LLA 9	LLA 12
1. <i>Cladophlebis denticulata</i>	x	x			
2. <i>C. antarctica</i>		x			
3. <i>C. mendozaensis</i>		x			
4. <i>C. oblonga</i>		x			
5. <i>Dictyophyllum</i> (T.) <i>chihuiensis</i>	x				
6. <i>D.</i> (T.) <i>tenuiserratum</i>	x	x			
7. <i>Dicroidium crassum</i>		x	x	x	
8. <i>D. incisum</i>				x	
9. <i>D. odontopteroides</i> var. <i>odontopteroides</i>					x
10. <i>D. lancifolium</i> var. <i>lineatum</i>					x
11. <i>Zuberia feistmantelii</i>				x	
12. <i>Xylopteris argentina</i>			x		
13. <i>X. elongata</i>	x				
14. <i>Johnstonia stelzneriana</i>			x		
15. <i>Pseudocetenis carteriana</i>					x
16. <i>Baiera africana</i>	x				x
17. <i>Ginkgophytopsis lacerata</i>	x	x			
18. <i>Sphenopteris membranosa</i>	x				
19. <i>Linguifolium tenison-woodsii</i>	x	x		x	
20. <i>L. arctum</i>	x	x		x	
21. <i>Taeniopteris densinervis</i>	x				
22. <i>T. stenophylla</i>	x	x	x		
23. <i>Pachydermophyllum praecordilleriae</i>	x				
24. <i>Yabeiella brackebuschiana</i>	x				
25. <i>Y. mareysiaca</i>		x			

líticos originados por olas oscilatorias. Aparecen también cuerpos de arenas finas masivas (Sm(b)) con fuertes evidencias de bioturbación y areniscas con estructura monticular (hummocky) originadas por olas oscilatorias de tormenta. Esta asociación se vincula estrechamente a la anterior, pero se encuentra en proporciones más reducidas.

Asociación de facies deltaica: se trata de conjuntos en los que predominan depósitos traccionales, arenosos y gravosos, con espesores que van desde 5 m a algo más de 25 m (Fig. 3). En esta asociación se reconocen esencialmente los términos típicos de las progradaciones correspondientes al frente y la planicie deltaica. Los depósitos del frente deltaico muestran todos los caracteres de las barras de desembocadura (Elliott 1986; Orton y Reading 1993), destacándose por su geometría en cuña a tabular, con buen desarrollo de secuencialidad grano y estrato creciente compuesta por sucesiones de facies H Sh Sm(b) St. Los depósitos de barras de desembocadura pueden aparecer en forma aislada o constituyendo varios litosomas apilados (Fig. 3). Por otra parte, los depósitos de la planicie deltaica son esencialmente rellenos agradacionales de paleocanales distributarios (Coleman y Wright 1975; Chan y Dott 1986), con una muy escasa participación de depósitos finos de complejo interdistributario. Se caracterizan por su geometría desde moderada a fuertemente lenticular y su desarrollo por encima de discontinuidades erosionales (Fig. 3); están compuestos de sucesivas interdigitaciones de capas lenticulares Gm, Gt, St y Sm(b), más del-

gadas intercalaciones de pelitas en las que abundan las briznas vegetales y restos de pequeños troncos carbonizados (C). La mayor parte de las estructuras primarias de acreción frontal (dunas tridimensionales gravosas y arenosas) muestran diseños de paleocorrientes hacia el oeste y noroeste. Estos paleocanales distributarios poseen poca definida secuencialidad o bien algunas tendencias granodecrecientes y, con frecuencia -como lo destacaran Flint *et al.* (1989)- se disponen en continuidad vertical sobre depósitos correspondientes a las barras de desembocadura (Fig. 3).

Vale destacar que la sucesión de la Formación Llantenes también muestra el desarrollo de algunas secuencias granocrecientes de areniscas y conglomerados delgados, pero de menor espesor en comparación con los descritos en el párrafo anterior. Estos ciclos son interpretados, de acuerdo a las ideas de Gagliano y van Beek (1970) y Elliott (1974 1986), como subdeltas producidos por la progradación de lóbulos de explayamiento (crevasse-splay lobes) y canales de desbordamiento (crevasse-channels) sobre depósitos lacustres marginales de bahía interdistributaria.

La sistemática repetición de las asociaciones de facies en la columna de la Formación Llantenes y las propias características de estos conjuntos nos permiten sugerir que se trata de cuerpos deltaicos con neto dominio fluvial (Elliott 1986; Orton y Reading 1993; Reading y Collinson 1996) y sostenidos aportes tanto de aguas como de detritos silicoclásticos (esencialmente finos). Además, la marcada continuidad lateral de los

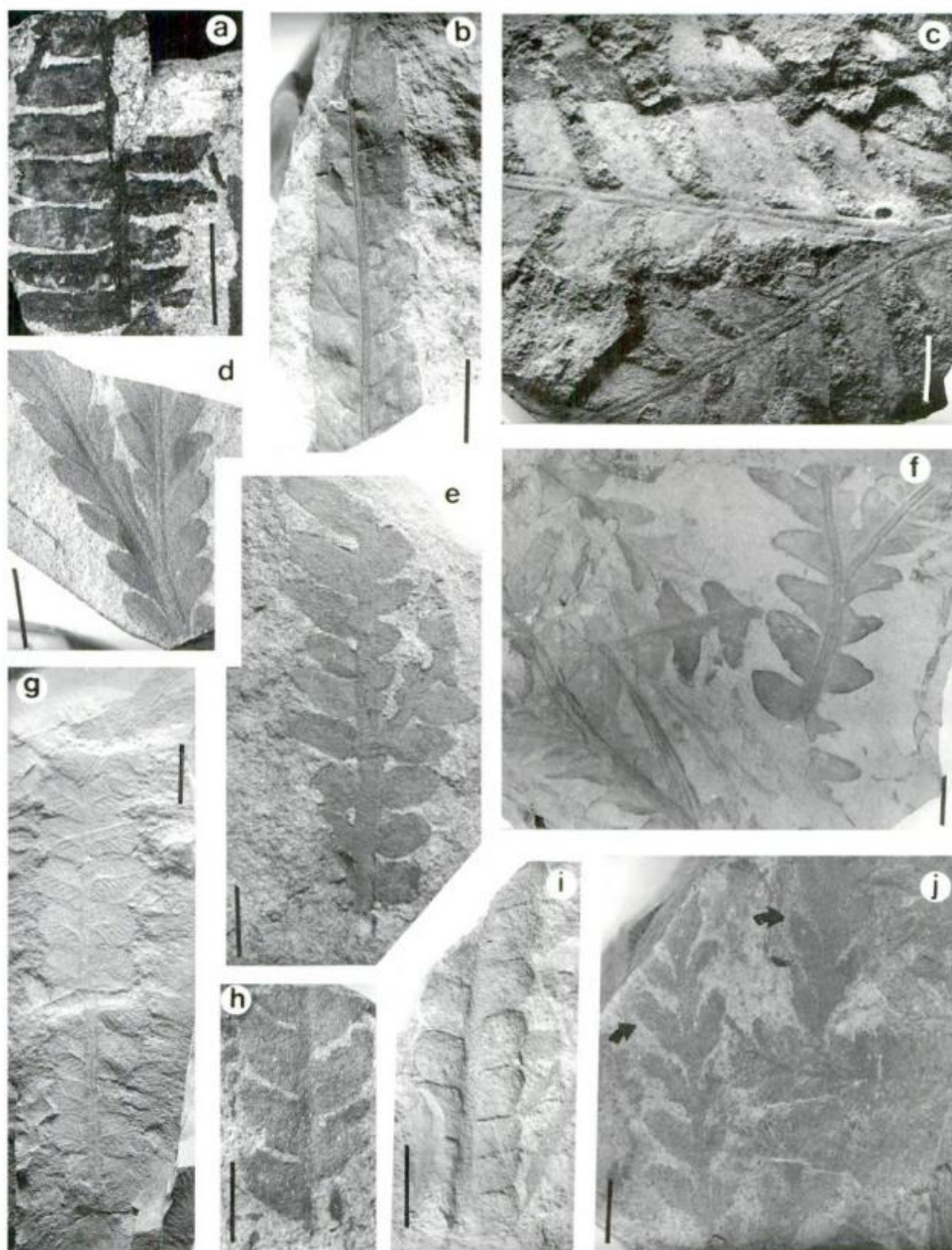


Figura 4: a. *Cladophlebis oblonga* LPPB 12917; b. *Dictyophyllum (T.) tenuiserratum* LPPB 12938; c. *Dicroidium lancifolium* var. *lineatum* LPPB 11730; d. *Dicroidium crassum* LPPB 12854b; e. *Dicroidium odontopteroides* var. *remotum* LPPB 12867a; f. *Dicroidium odontopteroides* var. *odontopteroides* LPPB 11728; g. *Pachydermophyllum pinnatum* LPPB 12893a; h. *Zuberia feistmantelii* LPPB 12961; i. *Zuberia zuberi* LPPB 12967; j. *Dicroidium incisum* LPPB 12850

Tabla 2. Contenido paleoflorístico de la Formación Llantenes. Niveles fosilíferos de Menéndez (1951) 1: NF 29; 2: NF 35; 3: NF 36; 4: NF 37; 5: NF 43; 6: NF 46; 7: NF 47. Estratos fosilíferos reconocidos en este trabajo: 8: LLA 14; 9: LLA 15; 10: LLA 16; 11: LLA 18; 12: LLA 21; 13: LLA 23; 14: LLA 25; 15: LLA 28.

Formación Llantenes	Menéndez (1951)							Este trabajo							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1. <i>Equisetites</i> sp.			x												
2. <i>Cladophlebis</i> cf. <i>kurtzi</i>	x														
3. <i>C. oblonga</i>					x						x				
4. <i>Cladophlebis</i> sp.		x		x		x					x				
5. <i>Dictyophyllum</i> (T.) <i>tenuiserratum</i>											x				
6. <i>Dicroidium crassum</i>		x			x						x		x	x	x
7. <i>D. odontopteroides</i> var. <i>moltenense</i>	x														
8. <i>D. odontopteroides</i> var. <i>odontopteroides</i>	x							x							
9. <i>D. odontopteroides</i> var. <i>remotum</i>								x							
10. <i>D. pinnis-distantibus</i>	x					x	x								
11. <i>D. lancifolium</i> var. <i>lineatum</i>	x						x	x		x					
12. <i>Zuberia zuberi</i>															x
13. <i>Z. feistmantelii</i>															x
14. <i>Xylopteris argentina</i>	x	x		x	x	x									
15. <i>X. elongata</i>	x				x	?					x		x		
16. <i>Pachydermophyllum pinnatum</i>								x							
17. <i>Ctenis takamiana</i>	x														
18. <i>Nilssonia princeps</i>			x												
19. <i>Nilssonia</i> sp.	x														
20. <i>Pseudoctenis carteriana</i>											x				
21. <i>Baiera furcata</i>											x				
22. <i>B. africana</i>								x			x	x	x		
23. <i>Baiera</i> sp.	x														
24. <i>Ginkgoidium nathorsti</i>	x														
25. <i>Heidiphyllum elongatum</i>		x						x			x				x
26. <i>Podozamites lanceolatus</i>					x		x								
27. <i>Ginkgophytopsis lacerata</i>		x	x	x	x	x			x		x	x	x		x
28. <i>Linguifolium tenison-woodsii</i>						x	?	x			x	x	x		x
29. <i>L. arctum</i>	x	x	x	x	x	x		x			x		x		x
30. <i>L. steinmannii</i>								x			x				
31. <i>Taeniopteris stenophylla</i>		x		x		x									
32. <i>T. arctica?</i>	?														
33. <i>T. plicatella</i>	x														
34. <i>Taeniopteris</i> sp.	x					x									
35. <i>Noeggerathiopsis</i> sp.							x								
36. <i>Cordaicarpus</i> sp.															x

depósitos de barras de desembocadura y el diseño muy simple de apilamiento de las facies constitutivas de los complejos deltaicos indican que el influjo de las aguas fluviales se produjo en condiciones de alzamiento hipocinal (buoyant model, Wright 1977; Elliott 1977), con desembocaduras en las que prevalecieron plumas suspensivas (van Herden y Roberts 1980).

Contenido paleoflorístico del Grupo Tronquimalal

Como se mencionara con anterioridad, en las inmediaciones de la quebrada de Llantenes y el cerro Chihuido están expuestas sedimentitas triásicas portadoras de una rica flora fósil. La misma fue estudiada por Frenguelli (en Boehm 1937), Stipanovic (1949), y más tarde por Menéndez (1951), quien hace un pormenorizado análisis de los diversos estratos plantíferos. Por su parte, Groeber y Stipanovic (1953), Stipanovic (1957,

1983), y Stipanovic y Bonetti (1969) producen sucesivas actualizaciones de las listas florísticas. Recientemente, Artabe y Morel (1983) y Artabe *et al.* (1995a), agregan algunos taxa a los ya descritos, mientras que Herbst (1995) se ocupa de las dipteridáceas presentes en estas regiones.

Las Tablas 1 y 2 resumen el contenido paleoflorístico de las formaciones Chihuido y Llantenes, sobre la base de la información provista por Menéndez (1951), que incluye las listas aportadas por Stipanovic (1949), y las que se han obtenido de la presente investigación.

Sistemática

División Tracheophyta
Clase Filicopsida
Orden Filicales
Familia Osmundaceae

Género *Cladophlebis* Brongniart emend. Frenguelli
1947

Especie tipo: *Cladophlebis albertsii* (Dunker) Brongniart 1849

Cladophlebis oblonga Halle 1913
(Fig. 4 a)

Descripción: Fragmentos de pinnas correspondientes a frondes bipinnadas, de hasta 3,5 cm de largo por 2,5 cm de ancho. Pínnulas de 1 cm de largo por 0,4 cm de ancho, de forma oblonga, ápice obtuso y margen ligeramente ondulado. Se insertan sobre el raquis (0,1 cm) en forma subopuesta, con un ángulo cercano al recto. La base pinnular es ligeramente procurante en el margen acroscópico y contraída en el basiscópico. La vena principal es robusta y se prolonga hasta el ápice pinnular. Las laterales se bifurcan una o dos veces, originando venas paralelas, uniformemente espaciadas entre sí.

Material estudiado: Formación Llantenes LLA 18 LPPB 12902, 12905, 12914, 12917.

Comparaciones: Esta especie fue creada por Halle (1913) sobre material proveniente de la Formación Monte Flora, y fue considerada válida por Herbst (1971) en la revisión del género realizada para Argentina. Se la conoce sobre la base de restos fragmentarios de frondes bipinnadas, con pinnas alternas, que presentan pínnulas con caracteres diagnósticos que coinciden con el material estudiado.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formaciones: Chihuí y Llantenes (Menéndez 1951); Formación Cañadón Largo (Herbst 1988); Formación Piedra Pintada (Frenguelli 1947); Formación Roca Blanca (Herbst 1965; 1971); Formación Nestares, en Alicurá (Arrondo y Petriella 1980); Formación Monte Flora, en Bahía Esperanza (Halle 1913; Gee 1989).

Familia Dipteridaceae Seward y Dale 1901

Género *Dictyophyllum* (Lindley y Hutton) Webb 1882

Especie tipo: *D. rugosum* Lindley y Hutton 1834 emend. Harris 1961

Subgénero *Thaumatopteris* Herbst 1992

Dictyophyllum (*Thaumatopteris*) *tenuiserratum* (Menéndez) emend. Herbst 1993

(Fig. 4 b)

Descripción: Restos fragmentarios de pínnulas de frondes bipinnadas, que oscilan entre 8 cm de largo y 1,5 cm de ancho, angostándose hacia la zona distal de la misma (1 cm). Los márgenes son suavemente aserrados, con incisiones cada 0,5 cm aproximadamente. Vena principal de la pínnula de 0,1 centímetro. Las venas secundarias salen de la vena primaria con un ángulo de 45°, y se bifurcan con una dicotomía isótoma en la mitad inferior de la lámina. La venación terciaria forma un retículo con mallas subcuadrangulares a poligonales de 0,16 cm de ancho por 0,2 cm de largo y la

de cuarto orden forma un retículo más o menos uniforme de 0,05 centímetros de diámetro.

Material estudiado: Formación Llantenes LLA 18 LPPB 12922 abc, 12930, 12937, 12938, 12939.

Comentarios: Esta especie fue instituida por Menéndez (1951) y posteriormente combinada a *Dictyophyllum* por Herbst (1993), quién a su vez enmienda la diagnosis original. El material estudiado por estos autores proviene en ambos casos de la Formación Chihuí.

Según Herbst (1993) este taxón se caracteriza por presentar frondes bipinnadas, con pinnas diferenciadas en pínnulas lineares, muy largas (hasta 28 centímetros), con ápice redondeado, soldadas en la base, formando un ala sobre el raquis secundario e insertas con un ángulo que oscila entre 70-80°. El margen es suavemente aserrado. La vena media llega hasta el ápice; las venas secundarias salen con un ángulo agudo y se bifurcan en el tercio inferior de su recorrido. Las venas de orden mayor forman retículos poligonales.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Chihuí (Menéndez 1951; Herbst 1992, 1993).

Clase Gymnospermopsida

Orden Caytoniales

Familia Corystospermaceae

Género *Dicroidium* Gothan 1912 emend. Townrow
1957

Especie tipo: *Dicroidium odontopteroides* (Morris) Gothan 1912

Dicroidium crassum (Menéndez) Petriella 1979 ex Archangelsky 1970
(Fig. 4 d)

Descripción: Fragmentos de frondes con raquis bifurcado, monopinnadas, de hasta 8,5 cm de largo. Pinnae contraídas basalmente. Las del raquis primario miden hasta 1 cm de largo por 0,4 cm de ancho, tienen forma elongada a subróbica y se insertan con ángulo agudo. Las del pecíolo mantienen la forma general, pero disminuyen su tamaño. Venación odontopteroides.

Material estudiado: Formación Chihuí LLA 9 LPPB 11711, 11712, 11715, 11716, 12845 a-b, 12846, 12847, 12849 a-b, 12852, 12853 a-b, 12854 a-b, 12855, 12856.

Formación Llantenes: LLA 18, LPPB 12910; LLA 23, LPPB 12947; LLA 25; LPPB 12954, 12955, 12956 ab, 12957; LLA 28, LPPB 11738, 11739, 11740.

Comentarios: Esta especie reúne todas las formas con pínnulas contraídas basalmente (Petriella 1979). El criterio de agrupar en una especie a todas las formas que poseen este carácter diagnóstico, fue seguido también por Menéndez (1951), quien asignó su material al género *Dicroidiopsis* Frenguelli 1943, sinonimizado luego por Archangelsky (1968) y Bonetti (1968 a) a *Dicroidium*.

Esta especie fue determinada por Menéndez (1951) como *Dicroidiopsis crassa* y *D. crassa* var. *prolongata*

Tabla 3: Formaciones: A= Cerro de La Cabras; B= Potrerillos; C= Cacheuta; D= Río Blanco; E= Chihuú; F= Llantenes; G=Ischichuca; H=Los Rastros; I=Ischigualasto; J=Barreal; K=Cortaderita; L=Vera; M=Paso Flores; N=Cañadón Largo; O=Laguna Colorada. Todos los símbolos indican presencia de los taxones en las respectivas formaciones; con * los taxones presentes en la Formación Paso Flores y el Grupo Tronquimalal; con + taxones presentes en estas dos últimas unidades y registrados durante el Jurásico.

Taxa\Formaciones	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O
1. <i>Cladophlebis antarctica</i>					+					x					
2. <i>C. denticulata</i>					+										
3. <i>C. cf. kurtzi</i>		x				+		x					+	x	
4. <i>C. mendozaensis</i>		x			+			x		x	x	x	+	x	x
5. <i>C. oblonga</i>					+	+									
6. <i>Dictyophyllum</i> (T.) <i>chihuiensis</i>					*										
7. <i>D.</i> (T.) <i>tenuiserratum</i>					*	*									
8. <i>Dicroidium crassum</i>		x		x	*	*		x			x	x	*	x	
9. <i>D. incisum</i>					*							x	*		
10. <i>D. lancifolium</i> var. <i>lineatum</i>		x	x		*	*					x	x	*		
11. <i>D. odontopteroides</i> var. <i>moltenense</i>		x	x		*	*					x	x	*	x	
12. <i>D. odontopteroides</i> var. <i>odontopteroides</i>		x	x		*	*					x	x	*	x	
13. <i>D. odontopteroides</i> var. <i>remotum</i>			x		*	*					x	x		x	
14. <i>D. pinnis - distantibus</i>			x		*	*	x								
15. <i>Zuberia feistmantelii</i>	x		x		*	*				x	x				
16. <i>Z. zuberi</i>		x	x	x	*	*	x	x	x			x	*	x	
17. <i>Xylopteris argentina</i>		x	x		*	*	x	x	x	x	x		*		x
18. <i>X. elongata</i>		x		x	*	*	x	x	x	x	x		*		x
19. <i>Johnstonia stelzneriana</i>		x	x		*	*	x	x	x	x			*		
20. <i>Pachydermophyllum pinnatum</i>		x			*	*									
21. <i>P. praecordillerae</i>		x			*	*		x		x	x	x	*		
22. <i>Ctenis takamiana</i>					*	*									
23. <i>Nilssonia princeps</i>						+									
24. <i>Pseudoctenis carteriana</i>					+	+							+		
25. <i>Baiera africana</i>					*	*							*	x	
26. <i>B. furcata</i>						+									
27. <i>Ginkgoidium nathorsti</i>						+									
28. <i>Heidiphyllum elongatum</i>	x	x	x	x		+	x	x	x		x	x	+		
29. <i>Podozamites lanceolatus</i>						+									
30. <i>Ginkgophytopsis lacerata</i>					*	*				x					
31. <i>Sphenopteris membranosa</i>					+	*									
32. <i>Linguifolium arctum</i>					*	*									
33. <i>L. tenison-woodsii</i>					*	*							*	x	x
34. <i>L. steinmannii</i>				x		*								x	
35. <i>Taeniopteris arctica</i> ?						+									
36. <i>T. densinervis</i>					*	*									
37. <i>T. plicatella</i> (= <i>Copiapea plicatella</i>)						*									
38. <i>T. stenophylla</i>					+	+									
39. <i>Yabeiella brackebuschiana</i>		x	x		*	*	x	x	x	x	x				x
40. <i>Y. mareyesiacca</i>	x	x	x		*	*	x	x	x		x				x

en la Formación Chihuú (NF 15) y en la Formación Llantenes (NF 35 y 43). Asimismo el material descrito por este autor como *D. remotum* (BAPB 4587, Formación Chihuú, NF 6, Lám.12, fig. 8), corresponde según el criterio adoptado, a *D. crassum*.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Los Rastros, en Agua de la Peña (Frenguelli 1942 a); Formación Potrerillos, en Cacheuta (Morel 1994; Stipanovic *et al.* 1996), en las Higueras y Salagasta (Morel y Artabe 1993; Stipanovic *et al.* 1996); Formación Río Blanco, en Divisadero Largo (Spalletti *et al.* 1995); Formación Paso Flores, en Cañadón de Pancho

(Ganuzza *et al.* 1995); Formación Vera, en Aguada de Guerra (Artabe 1985); Formación Cañadón Largo (Gnaedinger y Herbst en 1998 a)

Dicroidium lancifolium var. *lineatum* (Tenison Woods) Retallack 1977
(Fig. 4c)

Descripción: Fragmentos de frondes con raquis principal bifurcado, monopinnadas, de largo superior a los 11 centímetros. Pinnas lineares, opuestas o subopuestas, enteras, con ápice agudo y margen basiscópico decurrente. Sus medidas oscilan, en la zona media de la

hoja, entre 2,5 y 3,5 centímetros de largo por 0,5 a 0,7 centímetros de ancho. La relación largo/ ancho es superior a 3/1. La venación es aletopteroide. El pecíolo mide 0,25 centímetros, mientras que los ráquises primarios 0,15 centímetros.

Material estudiado: Formación Chihufu LLA 12 LPPB 11717, 11722, 11727, 11728. Formación Llantenes LLA 14 LPPB 11733, 12859 a,b, 12860 a,b, 12861 a,b, 12862, 12863 a,b, 12866, 12868 a,b,c, 12870, 12872 a,b, 12877, 12878 a,b, 12879, 12887, 12897; LLA 16, LPPB 11729, 11730.

Comentarios: Retallack (1977) incluye en esta variedad las formas descritas para Argentina como *Diplasiophyllum acutum* (Walkom) Frenguelli 1943 y *Dicroidiopsis acuta* (Du Toit) Frenguelli 1943, y es el criterio que se adopta en este trabajo. Menéndez (1951) determina esta especie como *Dicroidiopsis acuta* para la Formación Llantenes (NF 29), y describe para el NF 47 un *Dicroidium lancifolium* que coincide con *D. lancifolium* var. *lineatum* aunque no da número de material de repositorio.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Forma-

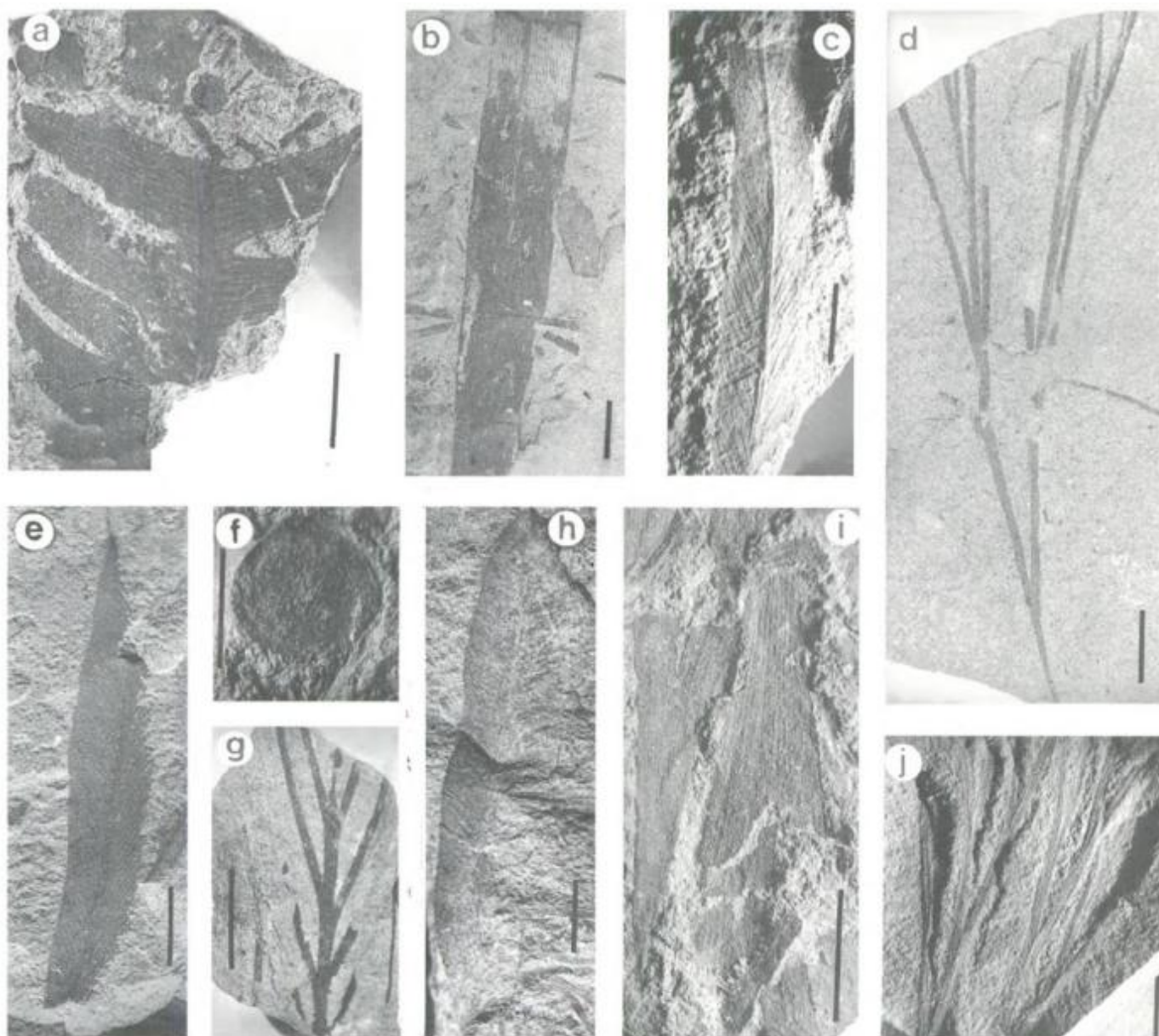


Figura 5: a. *Pseudoctenis carteriana* LPPB 12919; b. *Heidiphyllum elongatum* LPPB 12933; c. *Linguifolium tenison-woodsii* LPPB 11714; d. *Baiera furcata* LPPB 12928a.; e. *Linguifolium arctum* LPPB 12848b; f. *Cordaicarpus* sp. LPPB 11743; g. *Xylopteris elongata* LPPB 12900a; h. *Linguifolium steinmannii* LPPB 12933; i. *Ginkgophytopsis lacerata* LPPB 11737; j. *Baiera africana* LPPB 12858.

ciones Potrerillos en El Challo (Frenguelli 1948) y Cacheuta, en Cacheuta (Morel y Artabe 1993; Morel 1994); Formación Vera, en Aguada de Guerra (Artabe 1985); Formación Cortaderita (NF2 de Stipanovic 1979) en quebrada de Un Salto; Formación Paso Flores, en Ranquel Huao y Cañadón de Pancho (Spalletti *et al.* 1988b; Morel *et al.* 1992; Ganuza *et al.* 1995). Como *Dicroidium lancifolium*: Formación quebrada de la Mina, en Marayes; Formaciones El Alcázar, Barreal y Cortaderita, en quebrada Agua de los Pajaritos y en quebrada de la Cortaderita (Stipanovic 1979; Artabe *et al.* 1995 b); Formaciones Los Rastros e Ischigualasto, en Agua de la Peña (Stipanovic y Bonetti 1969; Stipanovic y Bonaparte 1979) y Formaciones Cañadón Largo y Laguna Colorada (Gnaedinger y Herbst 1998 a).

Dicroidium incisum (Frenguelli) Anderson
y Anderson 1970
(Fig. 4j)

Descripción: Fragmento de fronde monopinnada con raquis principal bifurcado, de 5,5 centímetros de largo por 3,4 centímetros de ancho. Pinnas de forma lanceolada, lobuladas, constrictas por el margen acroscópico y decurrentes por el basiscópico; miden hasta 1,1 centímetros de largo por 0,4 centímetros de ancho. Vena media bien marcada hasta el ápice; las venas laterales se dividen una o dos veces y salen en ángulo agudo respecto de la vena principal.

Material estudiado: Formación Chihú LLA 9 LPPB 12850.

Comentarios: En Argentina esta especie fue inicialmente asignada al género *Dicroidiopsis* Frenguelli 1943, el cual fuera sinonimizado por Archangelsky (1968) y Bonetti (1968a) con *Dicroidium* por considerar que se trataba de un taxón superfluo. *Dicroidium incisum* se asemeja a *D. crassum* en la forma general de la fronde y de las pinnas; se diferencia porque estas son lobadas. Esta especie aunque fue citada anteriormente para la Formación Llantenes (Stipanovic y Bonetti 1969) es descrita e ilustrada por primera vez en el presente trabajo.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Paso Flores (Frenguelli 1948); Formación Vera, en Aguada de Guerra (Artabe 1985).

Dicroidium odontopteroides var. *odontopteroides* (Morris) Gothan 1912
(Fig. 4f)

Descripción: Fragmentos de frondes monopinnadas con raquis principal bifurcado, de largo superior a los 10 centímetros. Pinnas insertas por su ancho máximo, opuestas, subopuestas o alternas, con ápice redondeado. El largo oscila entre 1,3 a 1,8 cm, mientras que el ancho entre 0,6- 0,7 cm, en la zona media de la hoja, observándose una relación largo/ancho menor a 3/1. La venación es odontopteroides, con una incipiente vena media en la zona proximal de la pinna.

Material estudiado: Formación Chihú; LLA 12 LPPB 11720, 11727, 11728.

Formación Llantenes; LLA14 LPPB 12869, 12871, 12875, 12880 - 12883, 12884, 12890, 12894, 12896.

Comentarios: Este taxón es considerado el extremo de una serie clinal de variación, e incluye ejemplares cuyas pinnas son dos a tres veces más largas que anchas, a veces con una vena media diferenciada en la zona proximal de la misma.

Según el criterio antes mencionado, correspondería asignar a esta variedad a los ejemplares determinados por Menéndez (1951) como *D. lancifolium* (BAPB 5056, Lám. 9, Fig.6) y *D. intermedium* (Lám. 7, Fig.5), provenientes de la Formación Llantenes, Nivel N° 29. En cambio los ejemplares determinados por Menéndez como *D. odontopteroides* (BAPB 5046, 5047, Lám. 9, Fig. 5) fueron sinonimizados por Retallack (1977) con *D. odontopteroides* var. *moltenese*.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formaciones Potrerillos y Cacheuta en Cacheuta (Morel y Artabe 1993; Morel 1994); Formación Paso Flores, en Paso Flores, Ranquel Huao, Cañadón de Pancho (Arrondo *et al.* 1991; Morel *et al.* 1992; Ganuza *et al.* 1995); Formación Vera, en Aguada de Guerra (Artabe 1985); sección superior (rosada) de la Formación Cortaderita, en quebrada de la Cortaderita (Artabe *et al.* 1995 b); Formación Cañadón Largo (Gnaedinger y Herbst 1998 a).

Dicroidium odontopteroides var. *remotum* (Szajnocha)
Retallack 1977
(Fig. 4e)

Descripción: Fragmento de fronde monopinnada, con raquis principal bifurcado, con largo superior a los 6 cm. Las pinnas del raquis primario miden hasta 1,3 cm de largo por 0,6 cm de ancho; se distribuyen en forma opuestas, subopuestas o alternas y se insertan con ángulo agudo; presentan ápice redondeado, y venación odontopteroides con una incipiente vena media. Las pinnas peciolares son triangulares o subcirculares.

Material estudiado: Formación Llantenes LLA 14 LPPB 12867 a, b.

Comentarios: Este taxón fue considerado como una especie independiente, *Dicroidium remotum*, por Frenguelli (1944 a). Retallack (1977) la define como una variedad de *Dicroidium odontopteroides*, y es la postura que se adopta en este trabajo, ya que las pinnas del raquis primario responden a la caracterización general de este taxón. El carácter que permite diferenciarla claramente de la forma más cercana, *D. odontopteroides* var. *odontopteroides*, son las pinnas peciolares, que son triangulares a subcirculares, constrictas, casi subpecioladas. Como fuera señalado anteriormente el ejemplar determinado por Menéndez (1951) como *D. remotum*, corresponde según los parámetros adoptados, asignarlo a *D. crassum*.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Vera, en Aguada de Guerra (Artabe 1985); Forma-

ción Cacheuta, en Cacheuta (Morel 1994); Formaciones El Alcázar y Cortaderita (NFII de Stipanovic 1979), en Agua de los Pajaritos y quebrada de la Cortaderita (Stipanovic 1979); Formación Cañadón Largo (Gnaedinger y Herbst 1998a).

Género *Zuberia* Frenguelli 1943 emend. Artabe 1990

Especie tipo: *Zuberia zuberi* (Szajnocha) Frenguelli 1943

Zuberia zuberi (Szajnocha) Frenguelli 1943
(Fig. 4i)

Descripción: Fragmentos de pinnas, con pinnulas cuadrangulares, equidimensionales, de 0,5 centímetros de ancho por 0,6 centímetros de largo, inclinadas sobre el raquis, de márgenes laterales paralelos y apical redondeado o recto.

Material estudiado: Formación Llantenes LLA 28 LPPB 12920, 12959, 12960, 12967.

Comentarios: El material corresponde a fragmentos de pinnas, no muy bien preservadas. La determinación se realizó teniendo en cuenta la forma pinnular (Artabe 1990). *Zuberia zuberi* se diferencia de la especie más cercana, *Z. sahnii* (Seward) Frenguelli 1943, por presentar pinnulas cuadrangulares o subcuadrangulares, con márgenes paralelos y ápice redondeado o recto.

Menéndez (1951) determina como *Zuberia* sp. los fragmentos correspondientes a la Formación Llantenes, NF 47, los que considera podrían pertenecer a *Zuberia zuberi*.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formaciones Ischichuca, en quebrada de Ischichuca (Frenguelli 1948; Zamuner et al. 1998); Formaciones Los Rastros e Ischigualasto, en Agua de la Peña (Archangelsky 1968; Stipanovic 1979); Formación Potrerillos, en Cacheuta, El Challao y Las Higueras (Stipanovic et al. 1996); Formaciones Cacheuta y Río Blanco, en Cacheuta (Morel 1994); Formación Paso Flores, en Cañadón de Pancho (Ganuza et al. 1995); Formación Vera, en Los Menucos (Artabe 1985). Formación Cañadón Largo (Gnaedinger y Herbst 1998a).

Zuberia feistmantelii (Johnson) Frenguelli 1943
emend. Artabe 1990
(Fig. 4h)

Descripción: Fragmentos de pinnas, con pinnulas subcuadrangulares, subromboidales o subtriangulares, de margen entero. Sus dimensiones oscilan entre 0,8 - 0,9 centímetros de ancho por 1 - 1,1 centímetros de largo.

Material estudiado: Formación Chihúfu; LLA 9 LPPB 12857 a,b.

Formación Llantenes; LLA 28 LPPB 12958 ab, 12961, 12965 a,b.

Comentarios: Se trata de material fragmentario correspondiente a porciones de pinnas, con pinnulas de gran tamaño de forma subcuadrangular o subromboidal y margen entero, y es en estos caracteres que se di-

ferencia de la otra especie descrita en este trabajo.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formaciones Agua de los Pajaritos y El Alcázar, en Agua de los Pajaritos (Stipanovic 1979); Formaciones Barreal (NF1 de Stipanovic 1979) y sección gris de Cortaderita (NF3 de Stipanovic 1979), en quebrada de la Cortaderita (Bonetti 1963; Stipanovic 1979); Formación Cerro de Las Cabras en Potrerillos (Frenguelli 1944 b); Formación Cacheuta, en Cacheuta (Morel 1994).

Género *Xylopteris* Frenguelli 1943

Especie tipo: *Xylopteris elongata* (Carruthers) Frenguelli 1943

Xylopteris elongata (Carruthers) Frenguelli 1943
(Fig. 5g)

Descripción: Fragmentos de frondes monopinnadas, de hasta 3 cm de largo; pinnas de hasta 1,9 cm de largo por 0,1 cm de ancho; la distribución sobre el raquis primario es espaciada, con una separación lateral que oscila entre 0,4 - 0,6 cm. Venación no visible.

Material estudiado: Formación Llantenes; LLA 18 LPPB 12900 a, b, 12901 a, b, 12909 a, b, 12918; LLA 23, LPPB 12950.

Comentarios: Aunque se trata de material fragmentario, los sectores de frondes presentan pinnas numerosas sobre el raquis primario. Este carácter permite asignar nuestro material a *Xylopteris elongata* y diferenciarlo de *Xylopteris argentina* (Kurtz) Frenguelli 1943 caracterizada por presentar un máximo de cuatro pinnas por raquis primario. La variabilidad intraespecífica presente en *X. elongata* ha sido discutida por varios autores aunque hasta el momento no existe un acuerdo generalizado en la determinación de las entidades infraespecíficas y aún, en la asignación del rango de las categorías taxonómicas. Retallack (1977) reconoce dos variedades para esta especie, mientras que Stipanovic et al. (1996); en un detallado análisis del género reconocen tres; por otra parte, Gnaedinger y Herbst (1998 a) consideran a *X. elongata* var. *rigida* como una especie diferente, *Xylopteris rigida*, aceptando el criterio de Jain y Delevoryas (1967), Anderson y Anderson (1970) y Baldoni (1980).

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formaciones Potrerillos y Río Blanco (Morel y Artabe 1993; Spalletti et al. 1995); Formaciones Chihúfu y Llantenes (Menéndez 1951; Morel y Artabe 1993); Formaciones Barreal, Cortaderita y El Alcázar (Stipanovic 1979); Formaciones Ischichuca, Los Rastros e Ischigualasto (Stipanovic y Bonaparte 1979; Zamuner et al. 1998); Formación Laguna Colorada (Gnaedinger y Herbst 1998a); Formación Paso Flores (Ganuza et al. 1995).

Familia Peltaspermeaceae

Género *Pachydermophyllum* Thomas y Bose 1955

Especie tipo: *Pachydermophyllum papillosum* Thomas y Bose 1955

Pachydermophyllum pinnatum (Walkom)
Retallack 1981
(Fig. 4g)

Descripción: Fronde monopinnada, lanceolada de largo superior a los 8 cm. Pinnas opuestas o subopuestas. En la parte basal son subcirculares y equidimensionales (0,5 cm), algunas levemente lobadas, con ápice redondeado, mientras que en la zona media se hacen más largas (0,8 cm) que anchas (0,6 cm), disminuyendo su tamaño en la zona distal de la fronde. Se insertan con un ángulo cercano al recto, por su ancho máximo o en forma levemente constricta. La vena media sale en forma decurrente del raquis principal, resolviéndose en sucesivas dicotomías antes de alcanzar el extremo distal de la pinna. Las venas laterales salen con ángulo agudo de la vena media, y se dividen una vez antes de llegar al margen.

Material estudiado: Formación Llantenes; LLA 14, LPPB 12893 a, b.

Comparaciones: El género *Pachydermophyllum* está caracterizado por presentar frondes pecioladas, monopinnadas, con pinnas insertas sobre el raquis, desde ovadas a lanceoladas, con ápice obtuso, margen en general entero, con el acroscópico constricto y el basicópico decurrente. A pesar de que fuera considerado sinónimo de *Pachypteris* Brongniart, por Harris (1964) y Boureau y Doubinger (1975), los caracteres ya señalados permiten distinguirlo perfectamente. Este fue el criterio seguido por Retallack (1981) quien reconoce cinco especies dentro del género. Nuestro material coincide con el descrito por Walkom (1917) como *Thinnfeldia pinnata*, posteriormente combinado por Retallack (1981) a *Pachydermophyllum pinnatum*. Se diferencia de las otras especies presentes en Argentina, porque *P. praecordillerae* (Frenguelli) Retallack 1981, presenta pinnas lineares, con frecuente auriculación en la base, posición oblicua de las mismas y notable reducción de las pinnas basales. *P. dubium* (Burgues) Retallack 1981, citada por Morel (1994) para la Formación Potrerillos, se caracteriza porque sus pinnas son subcirculares y coalescentes; las de la base son marcadamente pequeñas y las distales están fusionadas.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Potrerillos, en Cacheuta (Morel 1994).

Orden Cycadales

Género *Pseudoctenis* Seward 1911

Especie tipo: *Pseudoctenis eathiensis* (Richards) Seward 1911

Pseudoctenis carteriana (Oldham) Du Toit 1927
(Fig. 5a)

Descripción: Fragmentos de hojas folioladas, con folíolos de aspecto cuneiforme, más o menos confluentes entre sí. Estos se insertan a los lados del raquis, con un ángulo aproximado de 50°, y miden 0,5 cm (promedio) de ancho en la parte media por 2 cm de largo (prome-

dio). Los segmentos observan su ancho máximo a nivel de su inserción como consecuencia de sus márgenes pro y decurrentes. En la parte media son paralelos y en la distal el margen catadrómico se curva hacia arriba, otorgando al folíolo un aspecto acuñado. En la zona de contacto con el raquis, entran aproximadamente 6 venas que sufren una dicotomía inicial, alcanzando una densidad de 12 venas que corren paralelas por el segmento. El raquis mide 0,15 centímetros.

Material estudiado: Formación Chihuú; LLA 12 LPPB 11718, 11719, 11721, 11723. Formación Llantenes; LLA 18, LPPB 12919.

Comparaciones: De acuerdo con la clave realizada para las especies del género *Pseudoctenis* (Artabe 1986), que tiene en cuenta solo los caracteres megascópicos, *P. carteriana* es comparable a *P. balli* (Feistmantel) Seward 1917 y a *P. falconeriana* (Morris) Bonetti 1968 b, porque presenta segmentos cortos, de ancho desigual, menor o igual a 1,5 cm, insertos por su ancho máximo, con su base expandida y venación bifurcada. *P. balli* se diferencia porque presenta un ala sobre el raquis, mientras que *P. falconeriana* los segmentos se angostan gradualmente y en forma simétrica y su ápice es subredondeado o agudo.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Paso Flores, en Lomas y Cañadón de Ranquel Huao (Morel et al. 1992).

Orden Ginkgoales

Género *Baiera* Braun emend. Florin 1936

Especie tipo: *Baiera muensteriana* (Presl) Florin 1936

Baiera furcata (Lindley & Hutton) Braun 1843
(Fig. 5d)

Descripción: Hojas pecioladas, de forma triangular, de hasta 10 centímetros de largo por 3 cm de ancho, con un ángulo basal de 30° aproximadamente. Profundamente divididas en dos hemiláminas por una incisión de hasta 8 centímetros, que alcanza casi la base de la lámina. Cada mitad se divide por sucesivas dicotomías (hasta tres veces) formando segmentos lineares de 0,1 cm de ancho. Pecíolos incompletos de hasta 2 cm de largo por 0,2 cm de ancho. Venación no visible.

Material estudiado: Formación Llantenes; LLA 18, LPPB 12923 a, b, 12925, 12927, 12928 a, b, 12929 a, b, c, 12931, 12932, 12935.

Comparaciones: De las especies de *Baiera* mencionadas para el Triásico de Argentina, *B. rolleri* Frenguelli 1946 y *B. bidens* (Tenison-Woods) Feistmantel 1890, no presentan segmentos filiformes. Este carácter se observa en *B. furcata*, *B. cuyana* Frenguelli 1942b y *B. africana* Baldoni 1980b. *B. furcata* se diferencia de estas últimas por presentar hojas de mayor tamaño y repetidamente bifurcadas.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Esta especie es registrada ahora por primera vez para el Triásico argentino.

Baiera africana Baldoni 1980 b
(Fig. 5j)

Descripción: Hojas pecioladas (0,3 centímetros), de contorno triangular, de hasta 8 centímetros de largo por 2 cm de ancho, con un ángulo basal de 25°-30° aproximadamente. Hendidas hasta cerca de la base por una incisión que las divide en dos hemiláminas. Estas últimas vuelven a bifurcarse hasta tres veces formando segmentos distales con márgenes paralelos, de hasta 0,2 cm de ancho. Venación no visible.

Material estudiado: Formación Chihúfu; LLA 12, LPPB 11728. Formación Llantenes; LLA 14, LPPB 11731, 11732, 12858, 12865 a, b, 12874, 12885 a, b, 12886, 12889 a, b, 12895 a, b. LLA 18, LPPB 12899 a, b, 12903, 12911 - 12913, 12924, 12941, 12966. LLA 21, LPPB 12944 a, b. LLA 23, LPPB 12945.

Comparaciones: Como se dijo anteriormente, de las especies mencionadas para Argentina, las más afines serían *B.furcata* y *B.cuyana*. De la primera se diferencia por poseer hojas de menor tamaño, menos divididas. De la segunda por poseer pecíolos más largos y hojas con dicotomías que determinan segmentos filiformes de ancho menor.

El ejemplar No 5258, Lám. XV, Fig. 7, procedente del NF 6 de la Formación Chihúfu, determinado por Menéndez (1951) como formas bipinnadas de *Xylopteris*, fue considerado como asignable a *Baiera africana* ya que se trata de hojas insertas sobre braquiblastos que se emiten en forma opuesta o subopuesta, sobre un macroblasto.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Paso Flores, en Lomas y Cañadón de Ranquel Huao (Morel, et al. 1992); Formación Cañadón Largo (Gnaedinger y Herbst 1997).

Orden Voltziales
Familia Voltziaceae

Género *Heidiphyllum* Retallack 1981

Especie tipo: *Heidiphyllum elongatum* (Morris) Retallack 1981

Heidiphyllum elongatum (Morris) Retallack 1981
(Fig. 5b)

Descripción: Se trata de fragmentos de hojas simples linear-lanceoladas. El largo mayor observado es de 7 cm, pero deberían superar los 10 cm ya que la mayoría se encuentran incompletas; el ancho varía entre 0,9 y 1,4 centímetros. En la zona basal, la hoja se angosta llegando a medir 0,9 cm en el ejemplar más completo de 1,4 cm de ancho. El ápice es desconocido. La venación es paralela a los márgenes, contándose en la zona media 20 venas por centímetro.

Material estudiado: Formación Llantenes; LLA 14 LPPB 12898 a, b; LLA 18 LPPB 12927, 12929 a, b, 12933; LLA 28, LPPB 11741, 11742.

Comparaciones: Nuestro material coincide con el des-

cripto por Menéndez (1951) para la Formación Llantenes (NF 35) como *Podozamites elongatus* (Morris) Feistmantel. Esta especie, posteriormente combinada al género *Heidiphyllum* por Retallack (1981), se diferencia de la otra especie hallada en la Formación Llantenes, *Podozamites lanceolatus* (Lindley & Hutton) Braun, por sus dimensiones y densidad de venas en la hoja.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Ver Spalletti et al. 1995. Formaciones Cerro de Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta, Río Blanco (Morel y Artabe 1993; Spalletti et al. 1995); Formación Vera (Artabe 1986); Formación Paso Flores (Morel et al. 1992; Ganuza et al. 1995); Formaciones Ischichuca, Los Rastros e Ischigualasto (Stipanovic y Bonaparte 1979; Zamuner et al. en prensa); Formaciones El Alcázar y Cortaderita (Stipanovic 1979); Formación Nestares (Artabe 1982).

Géneros *Incertae Sedis*

Ginkgophytopsis Høeg emend. Retallack 1980

Especie tipo: *Ginkgophytopsis flabellata* (Lindley y Hutton) Høeg 1967

Ginkgophytopsis lacerata (Arber) Retallack 1980
(Fig. 5i)

Descripción: Hojas de 5 cm de largo por 3,5 cm de ancho, de forma triangular, con base angosta. Márgenes laterales cóncavos, y distal dividido en 4 segmentos de ancho diferente. La incisión central es más pronunciada, y alcanza el tercio inferior de la hoja. Las laterales son menos profundas, y llegan a la mitad de la hoja. La venación es dicotómica, abierta, con numerosas anastomosis.

Material estudiado: Formación Llantenes; LLA 15 LPPB 12921 a, b. LLA 18, LPPB 12904 a, b. LLA 21, LPPB 12943 a, b. LLA 23, LPPB 12953. LLA 28, LPPB 11737, 11738.

Comparaciones: El material determinado como *Chiropteris copiapensis* Solms-Laubach, por Menéndez (1951), fue posteriormente sinonimizado a *Ginkgophytopsis lacerata* por Retallack (1980).

Su decisión se justifica en el hecho de que el género *Chiropteris* Kurr fue definido para hojas pecioladas, irregularmente incisas a dentadas, con venación radiada, en forma de abanico saliendo desde la base, con venas del mismo calibre, dicotomizadas y anastomosadas formando retículos angostos y subrombicos (Archangelisky 1970).

El género *Ginkgophytopsis* fue creado por Høeg (1967) e incluido en un Orden *Incertae Sedis*: Palaeophyllales, instituido por Arber (1912) con el objeto de agrupar a hojas con forma de abanico, con venación dicotomizada, sin nervadura central, insertas a través de bases foliares largas, persistentes, de distribución helicoidal sobre ejes leñosos. Retallack (1980) enmienda la diagnosis de *Ginkgophytopsis* de esta manera, el género quedaría caracterizado por hojas cuneadas, apicio-

ladas, con base foliar angosta, divididas en el segmento distal, con venación dicotómica densa, anastomosada, radiante desde la base, oscurecida por la presencia de estrías intervenosas. Recientemente Cairncross *et al.* 1995, encontraron hojas de *Ginkgophytopsis* y estructuras reproductivas en conexión orgánica con ejes, que asignan a gimnospermas (posiblemente proangiospérmicas).

G. lacerata se diferencia de las demás especies del género por presentar hojas pequeñas a medianas, con márgenes laterales cóncavos, y distal dividido en 2 o más segmentos cuneados. La especie más semejante, *G. cuneata* (Carruthers) Retallack 1980, se diferencia por presentar hojas pequeñas o grandes, angostas, de forma cuneada a espatulada, enteras a irregularmente divididas en el margen distal.

El estrato fosilífero LLA 15 contiene exclusivamente *Ginkgophytopsis lacerata* en asociación estrecha con estructuras reproductivas, aún no estudiadas, posiblemente relacionadas con este taxón.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Barreal (NF1), en quebrada de la Cortaderita (Stipanovic y Menéndez (1949); Formación Potrerillos en Potrerillos-Cacheuta (*cf.* Stipanovic *et al.* 1996).

Linguifolium Arber *emend.* Retallack 1980

Especie tipo: *Linguifolium lilleanum* Arber 1913

Linguifolium tenison-woodsii (Etheridge)

Retallack 1980

(Fig. 5c)

Descripción: Fragmentos correspondientes a la zona media de hojas enteras, con márgenes paralelos, cuyo ancho oscila entre 0,65 cm y 0,90 cm y alcanzan como máximo 3,5 cm de largo. Tienen una vena media bien marcada (0,07-0,1 cm), de la que se desprenden venas laterales, con un ángulo que varía entre 18°-25°, bifurcadas en el tercio inferior de su recorrido hacia el margen lateral.

Material estudiado: Formación Chihuú; LLA 9 LPPB 11713, 11714, 12851.

Formación Llantenes; LLA 14, LPPB 12873, 12888, 12891; LLA 18, LPPB 12903, 12906 - 12908, 12910, 12916, 12926, 12932, 12934, 12941, 12966; LLA 21, LPPB 11724 - 11726, 12943 a,b; LLA 23, LPPB 12948, 12949, 12952; LLA 28, LPPB 11743, 12964.

Comparaciones: Esta especie fue citada en Argentina como *Linguifolium diemenense* Walkom 1925. Así, Menéndez (1951) la describe para Llantenes y Archangelsky (1965) la cita para el Tranquilo (Provincia de Santa Cruz). Posteriormente Retallack (1980) la incluye en la sinonimia de *L. tenison-woodsii*. Este taxón se diferencia de *L. arctum* Menéndez 1951, la forma más cercana, por ser una hoja linear-lanceolada, elongada, con ápice agudo, y ancho menor a 1 centímetro.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Cañadón Largo y Laguna Colorada (Archangelsky

1965; Gnaedinger y Herbst 1998 b). Formación Paso Flores, en cerro Mariana (Spalletti *et al.* 1988b).

Linguifolium arctum Menéndez 1951

(Fig. 5e)

Descripción: Restos fragmentarios de hojas enteras, con un ancho que oscila entre 1,1 cm y 1,3 cm. Se observa un angostamiento pronunciado en la zona basal de la hoja. El ápice es desconocido. La vena media está bien marcada en la parte proximal de la hoja (0,07 cm), y se adelgaza paulatinamente hacia la zona media y distal. Las venas laterales se bifurcan principalmente en el tercio inferior de su recorrido, y salen con un ángulo muy agudo en la parte basal de la hoja (10°-12°), aumentando los valores en los sectores medios y distales a más de 30°.

Material estudiado: Formación Chihuú; LLA 9 LPPB 12848 a,b.

Formación Llantenes; LLA 14, LPPB 12864; LLA 18, LPPB 12915, 12940 a,b; LLA 23, LPPB 12946, 12951; LLA 28, LPPB 11734-11736, 12962, 12963.

Comparaciones: Retallack (1980) considera que esta especie presenta hojas linear-espatuladas, con ápices redondeados u obtusos, vena media angosta en la zona distal de la hoja, y ancho que oscila entre 1-1,5 centímetros. De acuerdo con esto, *L. llantenense* Menéndez 1951, entraría dentro del rango de variación de esta especie, por lo que Retallack (1980) la sinonimiza a *L. arctum*.

L. arctum se distingue de la especie más cercana, *L. tenison-woodsii*, porque sus hojas presentan diferente forma (linear espatulada), el ápice es redondeado u obtuso, la vena media es angosta en la zona distal, y el ancho foliar oscila entre 1-1,5 centímetros.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Hasta el momento no ha sido registrado en otras localidades triásicas de Argentina.

Linguifolium steinmannii (Solms-Laubach)

Frenguelli 1941

(Fig. 5h)

Descripción: Restos fragmentarios de hojas enteras, con un ancho que oscila entre 1,5 cm y 1,7 cm. Se observa un angostamiento pronunciado en la zona basal de la hoja, llegando a 0,7 cm. El ápice es desconocido. La vena media está bien marcada (0,07 cm), y se adelgaza paulatinamente hacia la zona distal. Las venas laterales se bifurcan una o dos veces, principalmente en el tercio inferior de su recorrido, y salen con un agudo ángulo de 22° a 30°.

Material estudiado: Formación Llantenes; LLA 14 LPPB 12876, 12892; LLA 18, LPPB 12924, 12933, 12936, 12942.

Comparaciones: Retallack (1980) diferencia a esta especie, de las formas más cercanas, *L. arctum* y *L. lilleanum* Arber 1913, por la forma de la hoja que es lanceolada, el ápice subagudo y el ancho que oscila entre 1,5 y 2 centímetros.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Formación Río Blanco, en Cacheuta (Morel 1994); Formación Cañadón Largo (Gnaedinger y Herbst 1998b).

Género *Cordaicarpus* Geinitz 1862

Especie tipo: *Cordaicarpus cordai* (Geinitz) Seward 1917

Cordaicarpus sp.
(Fig. 5f)

Descripción: Semilla platispérmica, de forma aproximadamente circular, subovalada, de 1,3 cm de largo por 1,2 cm de ancho, ápice desconocido y base suavemente redondeada. La sarcotesta presenta un ancho más o menos constante de 0,15-0,2 centímetros. Internamente la esclerotesta define un núcleo (Millan 1977) de 0,8 cm de ancho, de forma subcónica en el ápice y base aguda.

Material estudiado: Formación Llantenes; LLA 28 LPPB 11743.

Comparaciones: Este morfogénero agrupa semillas gimnospérmicas que han sido relacionadas con Cycadophytas (Cridland y Morris 1960; Wilson 1983), Cordaitales (Arber 1914; Seward 1917), Coniferales (Cúneo 1985) y Glossopteridales (Lundquist 1919; Millan 1967). Retallack (1980) describe semillas semejantes a nuestro material que asigna a *Carpolithus mackayi* Arber 1917. Este autor, por haberlas encontrado en asociación estrecha y repetida con *Linguifolium* sugiere una vinculación botánica con las Glossopteridales. Bonetti (1963) determina un ejemplar (para el NF1 de Barreal, provincia de San Juan) afin al aquí descrito, que asigna también a *Carpolithus mackayi*. Con referencia a *Carpolithus* Linnaeus emend. Seward 1917, Millan (1974) sugiere la no utilización de este taxón para Gimnospermas, por haber sido usado para designar a semillas de Angiospermas del Cretácico-Terciario.

Distribución estratigráfica en la Argentina: Otras semillas semejantes han sido halladas recientemente en el Triásico de Argentina, en la Formación Paso Flores, en Cañadón de Pancho (Artabe et al. 1994), en las Formaciones Potrerillos y Cacheuta, en Cacheuta (Morel 1991) y en la Formación Río Blanco, en Divisadero Largo (Spalletti et al. 1995). Todos estos ejemplares coinciden en las características generales.

Edad de la taoflora

Las sedimentitas del Grupo Tronquimalal fueron asignadas por Boehm (1937) al Jurásico inferior. Posteriormente, Groeber (1947) equipara este complejo sedimentario "...con el Triásico superior de Cacheuta, Potrerillos y Uspallata". Stipanovic (1949) resume los estudios realizados en esta zona, denominando a todo el

complejo sedimentario Serie Llantenes, y discrimina dos "estratos" diferentes: "Chihuido y Llantenis", con sus correspondientes contenidos paleontológicos y los asigna al Triásico tardío. Menéndez (1951) realiza un estudio de la geología del área y del contenido paleobotánico; este autor propuso denominar a la Serie de Llantenes como Formación Llantenes, manteniendo dos "estratos" Chihufu ("Cárnico superior -Nórico") y Tronquimalal ("Nórico"). Groeber y Stipanovic (1953), Stipanovic (1957), y Stipanovic y Bonetti (1969) continúan con las denominaciones antes propuestas y nominan al conjunto Serie de Llantenes con dos estratos "del Chihufu" y "de Llantenes", considerando que el conjunto corresponde al Triásico tardío; en 1979, Stipanovic propone el Grupo Tronquimalal con dos Formaciones Chihufu y Llantenes y las asigna al Mesotrias tardío y al Neotrias temprano-Neotrias tardío, respectivamente. Por su parte Zavattieri (1995) sobre la base del registro polínico ha señalado que la acumulación del Grupo Tronquimalal se produjo en el Triásico tardío.

En el presente trabajo, la revisión y estudio sistemático de la taoflora triásica del Grupo Tronquimalal permitió determinar un elenco florístico de 25 taxones para la Formación Chihufu y 36 para la Formación Llantenes (Tablas 1 y 2).

Como muestra la Tabla 3, el Grupo Tronquimalal presenta una clara afinidad con la taoflora de la Formación Paso Flores y con la presente en la Formación Potrerillos. Esto último se explica por la presencia de Pteridospermas.

Un análisis más detallado de los componentes florísticos presentes en las unidades mencionadas indica que las taofloras del Grupo Tronquimalal y la Formación Paso Flores muestran particularidades de importancia bioestratigráfica, sobre todo teniendo en cuenta que la taoflora de Paso Flores ha sido considerada como la más joven del Triásico de Argentina (Spalletti et al. 1988b; Arrondo et al. 1991).

-La Formación Chihufu comparte 14 taxones con la Formación Llantenes (*Cladophlebis oblonga*, *Dictyophyllum tenuiserratum*, *Dicroidium crassum*, *D. odontopteroides* var. *odontopteroides*, *D. lancifolium* var. *lineatum*, *Zuberia feistmantelii*, *Xylopteris argentina*, *X. elongata*, *Pseudoctenis carteriana*, *Baiera africana*, *Ginkgophytopsis lacerata*, *Linguifolium tenison-woodsii*, *L. arctum*, *Taeniopteris stenophylla*).

-Estas formaciones en conjunto, comparten 16 taxones con la Formación Paso Flores (*Cladophlebis mendozaensis*, *C. kurtzi*, *Dicroidium crassum*, *D. incisum*, *D. odontopteroides* var. *odontopteroides*, *D. odontopteroides* var. *moltenense*, *D. lancifolium* var. *lineatum*, *Zuberia zuberi*, *Xylopteris argentina*, *X. elongata*, *Johnstonia stelzneriana*, *Pachydermophyllum praecordillerae*, *Pseudoctenis carteriana*, *Baiera africana*, *Heidiphyllum elongatum*, *Linguifolium tenison-woodsii*).

-Entre las Pteridospermas prevalecen *Dicroidium*

crassum, *Xylopteris argentina*, *X. elongata*, *Dicroidium odontopteroides* y *D. lancifolium*, pero asociados a taxones casi ausentes en unidades más antiguas (algunas especies de *Cladophlebis*, *Dictyophyllum*, *Goeppertella* y *Linguifolium*). La presencia del género *Scleropteris* (corresponde a Pteridospermas de afinidad jurásica de distribución cosmopolita) en Paso Flores vincula a esta taoflora con las del Jurásico a través de *S. vincei*, presente en el Liásico (Alicurá, Piedra Pintada, Pampa de Agnia y Estancia La Juanita) y de *S. lotenense* registrada en el Jurásico medio-superior (cerro Lotena).

-Respecto de *Linguifolium* se lo reconoce como elemento dominante en el Grupo Tronquimalal y en la Formación Río Blanco, mientras que en Paso Flores aparece como una forma subordinada. Es importante resaltar que aunque tenemos registros anteriores del género, en Tronquimalal, Paso Flores y Río Blanco, *Linguifolium* se asocia con las *Cladophlebis* de afinidad jurásica (*C. antarctica*, *C. denticulata*, *C. grahami*, *C. indica*, *C. oblonga*), o con las Dipteridaceae. Este último grupo presenta tres especies (*D. tenuifolium*, *D. chihuiensis* y *D. tenuiserratum*) restringidas al Triásico, una (*D. rothi*) abundante en Paso Flores y que se extiende al Jurásico y *Goeppertella* que aparece como una forma ocasional en Paso Flores y alcanza su acmé recién en el Jurásico.

-Más específicamente, en el Grupo Tronquimalal, *Linguifolium* aparece junto a *Dictyophyllum chihuiensis*, *D. tenuiserratum*, *Cladophlebis antarctica*, *C. denticulata* y *C. oblonga*. En la Formación Paso Flores *Linguifolium* se asocia a *Dictyophyllum tenuifolium*, *D. rothi*, *Goeppertella stipanicii* y *C. indica* y en la Formación Río Blanco con *C. grahami*.

-Entre las Cycadales y Ginkgoales, *Pseudocercaria carteriana*, *Baiera furcata*, *Sphenobaiera robusta*, *Ginkgoites taeniata* y *Baiera africana* son formas representativas de estas unidades. En el Grupo Tronquimalal, *Baiera furcata* integra las paleocomunidades de la Formación Llantenes como un taxón muy abundante; esta especie, eminentemente jurásica, fue citada por primera vez en el Triásico (Artabe *et al.* 1995 a) en las secuencias sedimentarias del Arroyo Llantenes.

Sobre un total de 40 taxa determinados a nivel específico o varietal, el Grupo Tronquimalal presenta 2 taxones endémicos (*Dictyophyllum (T.) chihuiensis* y *D. tenuiserratum*) y 12 taxa (*Cladophlebis denticulata*, *C. antarctica*, *C. kurtzi*, *C. mendozaensis*, *C. oblonga*, *Nilssonia princeps*, *Pseudocercaria carteriana*, *Baiera furcata*, *Ginkgoidium nathorstii*, *Heidiphyllum elongatum*, *Podozamites lanceolatus*, *Sphenopteris membranosa*, *Taeniopteris stenophylla* y *Taeniopteris arctica*), que se extienden hasta el Jurásico e incluso algunos de ellos alcanzan su acmé durante este período. La idea de que se trata de una taoflora triásica tardía está reforzada por la presencia ocasional de la Familia Cheirolepidiaceae un importante componente de los bos-

ques jurásicos. El concepto de esta familia se elaboró teniendo en cuenta el tipo polínico (*Classopollis*) único dentro de las gimnospermas. El hallazgo de *Classopollis* en la Formación Chihuíu y en el área de Comallo (Volkheimer y Papú 1993; Zavattieri *et al.* 1994) confirmaría que el registro de esta familia comienza durante el Triásico.

De acuerdo con lo antes discutido, se asigna una edad neotriásica tardía para las Formaciones Chihuíu y Llantenes.

Paleoecología

La Formación Chihuíu se caracteriza por la abundancia de depósitos epi y piroclásticos de grano muy grueso interpretados por Spalletti y Morel (1992) como un sistema de abanico aluvial de zona húmeda, desarrollado en la etapa inicial de evolución de una cuenca activa relacionada con vulcanismo explosivo. En la base aparece una asociación compuesta predominantemente por cuerpos multiepisódicos de ortoconglomerados masivos, imbricados y gradados (Gm) junto a niveles aislados de brechas de volcanitas (BV). Estas facies contienen gran cantidad de troncos petrificados de hasta 1 m de diámetro. Un estudio preliminar de un ejemplar fue realizado por Cozzo (en Menéndez 1951) y asignado a *Araucarioxylon* sp. En el sector medio de la unidad se ha identificado una asociación de facies con texturas contrastantes, desde conglomerados finos muy lenticulares (con frecuentes estructuras de imbricación, entrecruzada y gradada normal) hasta fangolitas lajosas de filiación piroclástica. Así, la sección inferior compuesta por depósitos gruesos característicos de áreas proximales permitió solamente la preservación de petrificaciones porque los troncos tuvieron un sepultamiento rápido en un medio aséptico (los sedimentos formaron una roca de caja que impidió la degradación del material por ataque biológico) rico en soluciones con sílice. Se infiere que las soluciones ricas en sílice estarían vinculadas a la actividad volcánica sincrónica a la sedimentación. Por otra parte, y teniendo en cuenta que el proceso de fosilización y preservación de las plantas está íntimamente relacionado con los factores que controlan la sedimentación (extrínsecos) y los inherentes a la resistencia diferencial que los órganos y tejidos de las plantas ofrecen a la degradación (intrínsecos), se observa que en los sedimentos más finos de esta secuencia, generados en áreas más distales, la vegetación se preservó como impresiones de hojas.

De acuerdo a los atributos de las facies sedimentarias la sección inferior se interpreta como el registro de un ambiente pedemontano, con sistemas fluviales entrelazados de alta energía, en el que se desarrolló un bosque de coniferofitas (*Araucarioxylon* sp.). El estrato plantífero (NF 6 de Menéndez + LLA 9), ubicado en la

sección media de la secuencia, se encuentra en facies de grano fino de filiación volcánoclastica y piroclástica, que representan depósitos de decantación suspensiva formados en condiciones de baja energía y corresponden a la parte superior de barras de los sistemas fluviales proximales de una planicie deltaica entrelazada (Spalletti y Morel 1992). La tafocenosis (Artabe *et al.* 1995a) está integrada por *Cladophlebis denticulata* (2), *C. antarctica* (2), *C. mendozaensis* (3), *C. oblonga* (2), *Dictyophyllum (T.) tenuiserratum* (2), *Dicroidium crassum* (4), *D. incisum* (1), *Zuberia feistmantelii* (1), *Ginkgophytopsis lacerata* (2), *Linguifolium tenison-woodsii* (2), *L. arctum* (2), *Taeniopteris stenophylla* (1) y *Yabeiella mareysiaca* (1). Esta paleocomunidad paraautóctona representa a la flora desarrollada en estrecha vinculación con cursos fluviales, y constituye una comunidad herbácea-arbustiva dominada por helechos (*Cladophlebis*, *Dictyophyllum*) y *Corytospermas* (*Dicroidium crassum*).

La Formación Llantenes corresponde a un paleolago meromítico en rampa desarrollado bajo condiciones templadas-húmedas, sobre el que son frecuentes las progradaciones de sistemas deltaicos con dominio fluvial y desembocaduras de condición hipopical. Desde el punto de vista paleobotánico, en esta unidad se definieron tres tafocenosis (Artabe *et al.* 1995a). La primera de ellas (NF 29 de Menéndez y LLA 14) está integrada por *Cladophlebis cf. kurtzi* (1), *Dicroidium odontopteroides* (4), *D. pinnis-distantibus* (2), *D. lancifolium* (3), *Xylopteris argentina* (2), *X. elongata* (2), *Pachydermophyllum pinnatum* (1), *Ctenis takamiana* (1), *Nilssonia* sp. (1), *Baiera africana* (4), *Baiera* sp. (4), *Heidiphyllum elongatum* (1), *Linguifolium tenison-woodsii* (4), *L. arctum* (4), *L. steinmannii* (3), *Ginkgoium nathorsti* (1), *Taeniopteris arctica* ? (1), *T. plicatella* (1) y *Taeniopteris* sp. (1). Corresponde a un estrato plantífero ubicado en facies hipolimnias (pelitas negras) de ambiente lacustre interno. Interpretamos a esta paleocomunidad como proveniente de un bosque caducifolio desarrollado alrededor del lago. El estrato arbóreo estaba dominado por diferentes especies de *Linguifolium* (*L. tenison-woodsii*, *L. arctum*, *L. steinmannii*), mientras que como sotobosque, o en la franja costera, se desarrolló una paleocomunidad herbácea arbustiva con abundante *Dicroidium odontopteroides*, *D. lancifolium*, y con *Xylopteris* como elemento subordinado.

Las paleocomunidades donde domina *Linguifolium* (Australia y Nueva Zelanda; Retallack 1977; 1979) fueron interpretadas como bosques deciduos de tierras bajas, aparentemente relacionados con cuerpos de agua dulce, y desarrollados cerca de la costa marina, semejantes a los bosques actuales de *Casuarina* y *Melaleuca* descritos, por Osborn y Robertson (1939) y Recher (1971), en lagos costeros de Nueva Gales del Sur. En Argentina, es llamativo que las únicas tafofloras donde domina *Linguifolium* son las descritas para es-

ta zona, donde recientemente se ha descrito un Triásico marino (Riccardi *et al.* 1997) que indicaría que el margen costero no estaba distante, y por consiguiente la vegetación se habría desarrollado bajo influencia marítima.

La segunda tafocenosis (LLA 18) está compuesta por *Cladophlebis oblonga* (2), *Cladophlebis* sp. (2), *Dictyophyllum (T.) tenuiserratum* (2), *Dicroidium crassum* (1), *Xylopteris elongata* (3), *Pseudoctenis carteriana* (1), *Baiera furcata* (4), *B. africana* (4), *Heidiphyllum elongatum* (1), *Ginkgophytopsis lacerata* (1), *Linguifolium tenison-woodsii* (4), *L. arctum* (4) y *L. steinmannii* (2). Constituye un estrato plantífero preservado en limolitas y areniscas muy finas correspondientes a la asociación de facies epilimnica, o sea depositada en un ambiente lacustre somero o marginal. Desde el punto de vista paleoecológico, en esta tafocenosis se reconocen elementos de un bosque caducifolio dominado por *Linguifolium* (*Linguifolium tenison-woodsii*, *L. arctum*) y Ginkgoales (*Baiera furcata*, *B. africana*), los que están acompañados por formas arbustivas entre las que predomina *Xylopteris elongata* junto a *Cladophlebis* y *Dictyophyllum* como elementos subordinados. Las especies reconocidas en esta segunda tafocenosis resultan bastante semejantes a aquéllas preservadas en las facies fluviales de la Formación Chihuá, por lo que inferimos que los elementos plantíferos acumulados en áreas epilimnicas o marginales proceden de ámbitos bajo la directa influencia de cursos fluviales e incluso de los sistemas distributarios de planicies deltaicas. Por tanto, se consideran vinculados con procesos de acarreo fluvio-deltaicos y ulterior redistribución por las corrientes propias del ambiente lacustre.

La tercera paleocomunidad (NF43 de Menéndez + LLA 28) se compone de *Cladophlebis oblonga* (1), *Dicroidium crassum* (3), *Zuberia zuberi* (1), *Z. feistmantelii* (1), *Xylopteris argentina* (1), *X. elongata* (2), *Heidiphyllum elongatum* (1), *Podozamites lanceolatus* (1), *Ginkgophytopsis lacerata* (2), *Linguifolium tenison-woodsii* (2), *L. arctum* (3) y *Cordaicarpus* sp. (1). Corresponde a un estrato plantífero identificado en típicas barras de desembocadura del frente deltaico. Se trata también de un bosque caducifolio dominado por *Linguifolium*, mientras que el estrato herbáceo está caracterizado por *D. crassum*, con *Xylopteris* como taxón subordinado. Nuevamente encontramos aquí una notoria semejanza con los elementos plantíferos de facies fluviales, por lo que se asume que esta tafocenosis es producto de procesos de transporte y depositación fluvio-deltaica, y que procede de áreas vegetadas vinculadas a canales fluviales y sistemas deltaicos distributarios.

Conclusiones

El Grupo Tronquimalal está caracterizado por las

formaciones Chihuú y Llantenes. En la Formación Chihuú predominan depósitos proximales pedemontanos generados por crecidas laminares y encauzadas, flujos hiperconcentrados y lahares, así como asociaciones de facies de planicie fluvio-deltaica entrelazada. La Formación Llantenes se caracteriza como un paleolago meromítico, en rampa y relativamente profundo, hacia el que progradan sistemas deltaicos con dominio fluvial y desembocaduras de condición hipopical. Se reconocen en esta formación tres asociaciones de facies: hipolímica, en la que predominan lutitas organógenas de ambiente anóxico, epilímica, con facies heterolíticas en las que se encuentran evidencias de retrabajo por olas y actividad de organismos bentónicos, y deltaica. Esta última está caracterizada esencialmente por depósitos de frente deltaico (barras de desembocadura) y de planicie deltaica (paleocanales distributarios).

Los taxa reconocidos en la Formación Chihuú son: *Cladophlebis denticulata*, *C. antarctica*, *C. mendozaensis*, *C. oblonga*, *Dictyophyllum (T.) chihuiensis*, *D. (T.) tenuiserratum*, *Dicroidium crassum*, *D. incisum*, *D. odontopteroides* var. *odontopteroides*, *D. lancifolium* var. *lineatum*, *Zuberia feistmantelii*, *Xylopteris argentina*, *X. elongata*, *Johnstonia stelzneriana*, *Pseudoctenis carteriana*, *Baiera africana*, *Ginkgophytopsis lacerata*, *Sphenopteris membranosa*, *Linguifolium tenison-woodsii*, *L. arctum*, *Taeniopteris densinervis*, *T. stenophylla*, *Pachydermophyllum praecordillerae*, *Yabeiella brackebuschiana* y *Y. mareysiaca*, de los cuales cinco se mencionan por primera vez en este trabajo.

La lista florística de la Formación Llantenes está compuesta por: *Equisetites* sp., *Cladophlebis* cf. *kurtzi*, *C. oblonga*, *Cladophlebis* sp., *Dictyophyllum (T.) tenuiserratum*, *Dicroidium crassum*, *D. odontopteroides* var. *moltenense*, *D. odontopteroides* var. *odontopteroides*, *D. odontopteroides* var. *remotum*, *D. pinnis-distantibus*, *D. lancifolium* var. *lineatum*, *Zuberia zuberi*, *Z. feistmantelii*, *Xylopteris argentina*, *X. elongata*, *Pachydermophyllum pinnatum*, *Ctenis takamiana*, *Nilssonina princeps*, *Nilssonina* sp., *Pseudoctenis carteriana*, *Baiera furcata*, *B. africana*, *Baiera* sp., *Heidiphyllum elongatum*, *Podozamites lanceolatus*, *Ginkgoidium nathorsti*, *Ginkgophytopsis lacerata*, *Linguifolium tenison-woodsii*, *L. arctum*, *L. steinmannii*, *Taeniopteris stenophylla*, *T. arctica*?, *T. plicatella*, *Taeniopteris* sp., *Noeggerathiopsis* sp. y *Cordaicarpus* sp., de los cuales 10 son elementos nuevos.

Las paleofloras presentes en las sedimentitas del Grupo Tronquimalal están caracterizadas por la presencia de Filicales de filiación jurásica como *Cladophlebis* (*C. antarctica*, *C. denticulata*, *C. oblonga*), *Dictyophyllum* y *Goeppertella*; pteridospermas correspondientes a *Corystospermaceae* como *Dicroidium crassum*, *D. odontopteroides*, *D. lancifolium*, *Xylopteris argentina* y *X. elongata*. Las coniferofitas corresponden a *Voltziaceae* (*Heidiphyllum* y *Podozamites*) y *Ginkgoales* (*Baiera africana* y *B. furcata*). Entre los géneros *incertae sedis*

son abundantes *Linguifolium* (*L. arctum*, *L. tenison-woodsii* y *L. steinmannii*) y *Ginkgophytopsis*.

Sobre un total de 40 taxa determinados a nivel específico, el Grupo Tronquimalal presenta 2 taxones endémicos (*Dictyophyllum (T.) chihuiensis* y *D. tenuiserratum*) y 14 taxa (*Cladophlebis denticulata*, *C. antarctica*, *C. kurtzi*, *C. mendozaensis*, *C. oblonga*, *Nilssonina princeps*, *Pseudoctenis carteriana*, *Baiera furcata*, *Heidiphyllum elongatum*, *Podozamites lanceolatus*, *Sphenopteris membranosa*, *Ginkgoidium nathorsti*, *Taeniopteris stenophylla* y *Taeniopteris arctica*), que se extienden hasta el Jurásico, e incluso algunos de ellos alcanzan su acmé durante este período.

De acuerdo con lo expuesto en los puntos 4 y 5 se asigna una edad neotriásica tardía para las Formaciones Chihuú y Llantenes. La idea de que se trata de una tafoflora triásica tardía está reforzada por la similitud existente con la tafoflora presente en la Formación Paso Flores.

En la Formación Chihuú aparece una tafocenosis que representa a la flora desarrollada en estrecha vinculación con cursos fluviales. Se trata de un bosque de coniferofitas (*Araucarioxylon* sp.) y una comunidad herbácea-arbustiva dominada por helechos (*Cladophlebis*, *Dictyophyllum*) y *Corystospermas* (*Dicroidium crassum*).

En la Formación Llantenes se identifican tres tafocenosis constituidas por elementos arbóreos pertenecientes a bosques caducifolios, acompañados por formas herbáceo arbustivas. La primera paleocomunidad se identifica en asociaciones hipolímicas y se considera representativa de la vegetación desarrollada alrededor del cuerpo lacustre. Las otras dos, localizadas respectivamente en asociaciones epilímicas y de barras de desembocadura de frente deltaico, provendrían de áreas vegetadas ligadas a los cursos fluviales y a los sistemas de canales distributarios deltaicos.

Desde el punto de vista paleogeográfico, los bosques con dominio de *Linguifolium* parecen corresponder a márgenes de cuerpos lacustres desarrollados bajo la influencia de ambientes marinos. En tal sentido, el depocentro de Malargüe se distingue de otras cuencas triásicas de la Argentina por aparecer abierto y con eventual conexión en dirección al paleopacífico.

Agradecimientos

Las tareas se realizaron en el marco de los Proyectos: PID-CONICET 330-92 "Cuencas sedimentarias triásicas del Centro Oeste de la República Argentina y de la República de Chile" y PIA-CONICET "Límite Triásico-Jurásico en la Cuenca Neuquina".

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Anadón, P., Cabrera, L., Juliá, R. y Marzo, M., 1991. Sequential arrangement and asymmetrical fill in the Miocene Rubielos

- de Mora Basin (northeast Spain). International Association of Sedimentologists, Special Publication, 13: 257-275.
- Anderson, H.M. y Anderson, J.M., 1970. A preliminary review of the uppermost Permian, Triassic and lowermost Jurassic of Gondwanaland. *Palaeontologia africana*, 13: 1-22.
- Arber, E.A.N., 1912. On *Psygophyllum majus* sp. nov. from the Lower Carboniferous rocks of Newfoundland, together with a revision of the genus and remarks on its affinities. *Transactions of the Linnean Society of London*, 7: 391-407.
- Arber, E.A.N., 1913. A preliminary note on the Fossil Plants of the Mount Potts Beds, New Zealand, Collected by Mr D. G. Lillie, biologist to Captain Scott's Antarctic Expedition in the "Terranova". *Proceedings of the Royal Society of London*, 86: 344-347.
- Arber, E.A.N., 1914. A revision of the seed impressions of the British Coal Measures. *Annals of Botany*, 28(109): 81-108.
- Arber, E.A.N., 1917. Earlier Mesozoic flora of New Zealand. *N.Z. Geological Survey Paleontological Bulletin*, 6: 1-80.
- Archangelsky, S., 1965. Taflofloras Paleozoicas y Eomesozoicas de Argentina. Análisis de sus componentes y vinculaciones con otras taflofloras coetáneas extraargentinas. *Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica*, 10(4): 247-291.
- Archangelsky, S., 1968. Studies on Triassic fossil plants from Argentina. IV. The leaf of *Dicroidium* and its possible relation to *Rhexoxylon* stems. *Palaeontology*, 11(4): 500-512.
- Archangelsky, S., 1970. Fundamentos de Paleobotánica. Serie Técnica y Didáctica 11, Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, 347 p. La Plata.
- Arrondo, O. G. y Petriella, B., 1980. Alicurá, nueva localidad plantífera liásica de la provincia de Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 17(3): 200-215.
- Arrondo, O.G., Spalletti, L.A., Morel, E.M. y Ganuza, D.G., 1991. The sedimentological and paleobotanical characteristics of an Upper Triassic - Lower Liassic Basin in northwestern Patagonia, Argentina. En: *Gondwana Seven Proceedings: Seventh International Gondwana Symposium*. Ulbrich, H. y Rocha-Campos, A.C. (Eds.): 5, 714: 517-532. Sao Paulo.
- Artabe, A.E., 1982. Presencia de *Podozamites elongatus* (Morris) Feistmantel (Coniferales, Podozamitaceae) en la Tafloflora de Alicurá (Provincia de Neuquén, Argentina). *Ameghiniana*, 19(3-4): 361-365.
- Artabe, A.E., 1985. Estudio sistemático de la tafloflora triásica de Los Menucos, Provincia de Río Negro, Argentina. Parte I. Sphenophyta, Filicophyta, Pteridospermophyta. *Ameghiniana*, 22(1-2): 3-22.
- Artabe, A.E., 1986. Estudio sistemático de la tafloflora triásica de Los Menucos, provincia de Río Negro, Argentina. Parte II. Cycadophyta, Ginkgophyta y Coniferophyta. *Ameghiniana*, 22 3-4): 159-180.
- Artabe, A.E., 1990. Revalidación del género triásico *Zuberia* Frenguelli 1943, Familia *Corytospermaceae*. *Revista del Museo de La Plata (n.s.) Paleontología*, 9(55): 145-155.
- Artabe, A.E. y Morel, E.M., 1983. Novedades en la flora triásica de la Quebrada de Llantenes, Provincia de Mendoza. 5º Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología. Resúmenes, 12 p. La Plata.
- Artabe, A.E., Morel, E.M. y Zamuner, A.B., 1994. Estudio Paleobotánico y Tafonómico de la Formación Paso Flores (Triásico superior), en el Cañadón de Pancho, provincia del Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 31(2): 153-160.
- Artabe, A. E.; Morel, E. y Brea, M., 1995 a. La tafloflora del Grupo Tronquimalal, provincia de Mendoza, Argentina. 2º Reunión del Triásico del Cono Sur, Actas: 5-6. Bahía Blanca.
- Artabe, A.E., Zamuner, A.B., Ganuza, D.G. y Spalletti, L.A., 1995 b. Novedades en la tafloflora triásica de la Quebrada de la Cortaderita, Barreal, Provincia de San Juan, Argentina. 2º Reunión del Triásico del Cono Sur, Actas: 7. Bahía Blanca.
- Baldoni, A.M., 1980 a. Revisión de las especies del género *Xylopteris* (*Corytospermaceae*) en el Triásico de Argentina, Australia y Sudáfrica. *Ameghiniana*, 17(2): 135-155.
- Baldoni, A.M., 1980 b. *Baiera africana*, una nueva especie de Ginkgo del Triásico de Sudáfrica. *Ameghiniana*, 17(2): 156-162.
- Boehm, E.K., 1937. Contribución al conocimiento de la Estratigrafía del Liásico en el sur de la Provincia de Mendoza. *Boletín de informaciones Petroleras*, 151: 21-31.
- Bonetti, M.I.R., 1963. Contribución al conocimiento de la Flora fósil de Barreal, Dto. de Calingasta (provincia de San Juan). Tesis de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de Buenos Aires, UBA, 257 p., 40 láms. (inédito).
- Bonetti, M.I.R., 1968 a. Consideraciones sobre algunos representantes de la Familia "Corytospermaceae". 3º Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 249-250. Buenos Aires.
- Bonetti, M.I.R., 1968 b. Las especies del género *Pseudoctenis* en la flora triásica de Barreal (San Juan). *Ameghiniana*, 5(10): 433-446.
- Boureau, E. y Doubinger, J., 1975. *Traité de Paléobotanique. Pteridophyta*. IV, Fasc.2: 1-768. Masson et Cie. Paris.
- Braun, C.F.W., 1843. Beiträge zur Urgeschichte der Pflanzen. En: *Münster Graf. G. zu: Beiträge zur Petrefactenkunde*, 6: 5-25. Bayreuth.
- Brongniart, A., 1849. Tableau des genres de végétaux fossiles considérés sous le point de vue de leur classification botanique et de leur distribution géologique: Dictionnaire universale de Histoire Naturelle, 13:1-127 (52-176). Paris.
- Cairncross, B., Anderson, J.M. y Anderson, H.M., 1995. Palaeoecology of the Triassic Molteno Formation, Karoo Basin, South Africa - sedimentological and palaeontological evidence. *South African Journal of Geology*, 98(4): 452-478.
- Chan, M. y 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.
- Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones*, 26: 1-37.
- Coleman, J. y Wright, L. 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. En: *Broussard, M. (De.): Deltas, Models for Exploration*. Geological Society of Houston, 99-149. Houston.
- Cridland, A. A. y Morris, J. E., 1960. *Spermopteris*, a new genus of Pteridosperms from the Upper Pennsylvanian Series. *American Journal of Botany*, 47: 855-859.
- Cúneo, R., 1985. Ejemplares fértiles de *Genoites patagonica* Feruglio (Buriadaceae, Coniferopsida?) del Pérmico de Chubut, República Argentina. *Ameghiniana*, 22(3-4): 269-279.
- Dessanti, R., 1973. Descripción geológica de la hoja 29b, Bardas Blancas, Provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 139, 70 p.
- Du Toit, A. L., 1927. The fossil flora of the Upper Karroo Beds. Part. II. *Annals of South African Museum*, 22(2): 289-420.
- Elliott, T., 1974. Intertributary 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. En: *Reading, H. (Ed.): Sedimentary Environments and Facies*, pp. 113-154. Blackwell. Oxford.
- Feistmantel, O., 1890. Geological and Palaeontological relations of the coal and plant bearing beds of Palaeozoic and Mesozoic age in easterns Australia and Tasmania. *Memoirs of Geological Survey of New South Wales, Palaeontology* 3: 1-85.
- Flint, S., Stewart, D. y van Riessen, E., 1989. Reservoir geology of the Sirikit Oil Field, Thailand: lacustrine deltaic sedimentation in a Tertiary intermontane basin. En: *Whateley, M. y Pickering, K. (Eds.): Deltas: Sites and Traps for Fossil Fuels*. Geological Society, Special Publication, 41: 223-237.

- Florin, R., 1936. Die fossilen Ginkgophyten von Franz-Joseph-Lang nebst Erörterungen über vermeintliche Cordaitales mesozoischen Alters, II. Allgemeiner Teil. *Palaeontographica*, 82 B: 1-71.
- Frenguelli, J., 1941. *Sagenopteris* y *Linguifolium*. Notas del Museo de La Plata, Paleontología, 6 (34): 405-437.
- Frenguelli, J., 1942a. Contribuciones al conocimiento del Gondwana. 1. *Harringtonia argentina* (Arber) n.gen. Notas del Museo de La Plata, Paleontología, 7 (42): 265-273.
- Frenguelli, J., 1942b. Contribuciones al conocimiento de la flora del Gondwana superior en la Argentina. 5. *Baiera cuyana* n.sp. Notas del Museo de La Plata, Paleontología, 7(46): 297-302.
- Frenguelli, J., 1943. Reseña crítica de los géneros atribuidos a la "Serie de *Thinnfeldia*". Revista del Museo de La Plata (n.s.), Paleontología, 2 (12): 225-342.
- Frenguelli, J., 1944a. Contribución al conocimiento de la Flora del Gondwanana superior en Argentina. 30. *Dicroidium remotum* Szajnoch sp. Notas del Museo de La Plata, Paleontología, 9(79): 549-555.
- Frenguelli, J., 1944b. Las especies del género *Zuberia* en la Argentina. Anales del Museo de La Plata, Paleontología, B, 1: 1-30.
- Frenguelli, J., 1946. Contribución al conocimiento de la Flora del Gondwana superior en la Argentina. 33I. Ginkgoales de los Estratos de Potrerillos en la Precordillera de Mendoza. Notas del Museo de La Plata, Paleontología, 11(87): 101-127.
- Frenguelli, J., 1947. El género "*Cladophlebis*" y sus representantes en la Argentina. Anales del Museo de La Plata (n.s.), Paleontología, B, 2: 1-74.
- Frenguelli, J., 1948. Estratigrafía y edad del llamado "Rético" en la Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 8: 159-309.
- Gagliano, S. y van Beeck, J., 1970. Geologic and geomorphic aspects of deltaic processes, Mississippi delta system. En: Hydrologic and Geologic Studies of Coastal Louisiana, Report 1, 140 p. Louisiana State University.
- Galloway, W. y Hobday, D., 1996. Terrigenous Clastic Depositional Systems: Application to Fossil Fuel and Groundwater Resources (2ª Edición). Springer, 489 p. Berlín.
- Ganusa, D.G., Spalletti, L.A., Morel, E.M. y Arrondo, O.G., 1995. Paleofloras y sedimentología de una asociación lacustre-fluvial del Triásico tardío: la Formación Paso Flores en el Cañadón de Pancho, Neuquén, Argentina. *Ameghiniana*, 32 (1): 3-18.
- Gee, C., 1989. Revision of the Late Jurassic/Early Cretaceous Flora from Hope Bay, Antarctica. *Palaeontographica*, B 213: 149-214.
- Geinitz, H.B., 1862. *Dyas* other die Zechsteinformation und das Rothliegende. Band 2. Die Pflanzen der Dyas und Geologisches. Wilhelm Engelmann: 131-342. Leipzig.
- Glover, B. y O'Beirne, M., 1994. Anatomy, hydrodynamics and depositional setting of a Westphalian C lacustrine delta complex, West Midlands, England. *Sedimentology*, 41: 115-132.
- Gnaedinger, S. y Herbst, R., 1997. La Flora Triásica del Grupo El Tranquilo, Provincia de Santa Cruz (Patagonia), parte VI: Ginkgoales. Actas 3ª Reunión sobre el Triásico del Cono Sur. La Rioja.
- Gnaedinger, S. y Herbst, R., 1998 a. La Flora Triásica del Grupo El Tranquilo, Provincia de Santa Cruz (Patagonia), parte IV: Pteridospermae. *Ameghiniana*, 35(1): 33-52.
- Gnaedinger, S. y Herbst, R., 1998 b. La Flora Triásica del Grupo El Tranquilo, Provincia de Santa Cruz (Patagonia), parte V: Pteridophyta. *Ameghiniana*, 35(1): 53-65.
- Gothan, W., 1912. Über die Gattung *Thinnfeldia* Ettingshausen. Abhandlung der Naturhistorische Gesellschaft zu Nürnberg, 19: 67-80.
- Groeber, P. F. C., 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 1. Hojas Barda Blanca y Los Molles. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 409-433.
- Groeber, P. F. C. y Stipanovic, P. N., 1953. Triásico. En: Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 2(1): 13-141. Buenos Aires.
- Halle, T. G., 1913. The mesozoic flora of Graham Land. Wissenschaftliche Ergebnisse Schwedischen Südpolar Expedition B. 3, Lief. 14: 1-123. Stockholm.
- Harris, T.M., 1961. The Yorkshire Jurassic Flora. I. Tallophyta - Pteridophyta. Trustees of the British Museum (Natural History) 212 p. London.
- Harris, T.M., 1964. The Yorkshire Jurassic Flora. II. Caytoniales, Cycadales, Pteridosperms. Trustees of the British Museum (Natural History), 191 p. London.
- Herbst, R., 1965. La Flora fósil de la Formación Roca Blanca, Provincia de Santa Cruz, Patagonia, con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana*, 12: 1-101.
- Herbst, R., 1971. Paleofitología *Kurtziana* III. 7. Revisión de las especies argentinas del género *Cladophlebis*. *Ameghiniana*, 8(3-4): 265-281.
- Herbst, R., 1988. La Flora Triásica del Grupo El Tranquilo, Provincia de Santa Cruz (Patagonia), parte II: Filicopsidae. *Ameghiniana*, 25(4): 365-379.
- Herbst, R., 1992. Propuesta de clasificación de las Dipteridaceae (Filicales), con un atlas de las especies de Argentina. *D'Orbigniana*, 6: 1-71.
- Herbst, R., 1993. Dipteridaceae (Filicales) del Triásico del arroyo Llantenes (provincia de Mendoza) y Paso Flores (provincia del Neuquén), Argentina. *Ameghiniana*, 30 (2) 155-162.
- Høeg, O.A., 1967. *Ordre Incertae Sedes des Palaeophyllales*. In: Boureau, E. (Ed.), *Traité de Paleobotanique*. II. Briophyta, Psilophyta, Lycophyta. Masson et Cie. 362-399. Paris.
- Jain, R.K. y Delevoryas, T., 1967. A middle Triassic Flora from the Cacheuta Formation, Minas de Petróleo, Argentina. *Palaeontology*, 10(4): 564-589.
- Johnson, T. y Ng'ang'a, P., 1990. Reflections on a rift lake. En: Katz, B. (Ed.): *Lacustrine Basin Exploration-Case Studies and Modern Analogs*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 50: 113-135. Tulsa.
- Kokogian, D., Spalletti, L., Morel, E., Artabe, A., Martínez, R., Alcober, O., Milana, J., Zavattieri, A. y Papú, O., en prensa. Los depósitos continentales triásicos. En: Panza, J. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, (en prensa).
- Legarreta, L. y Gulisano, C., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica, 6: 221-243. Tucumán.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A. y Uliana, M.A., 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En: Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, Relatorio I (9): 87-114. Buenos Aires.
- Lindley, J. y Hutton, W., 1834 (1831-1837). The Fossil Flora of Great Britain: on figures and descriptions of Vegetables Remains found in a Fossil State in this country. Vol 2, 208 p. London.
- Lundquist, G., 1919. Fossile Pflanzen der *Glossopteris*-Flora aus Brasilien. *Kungl. Svenska Vetenskapakademiens Handlingar*, Band 60(3): 1-36.
- Menéndez, C., 1951. La flora mesozoica de la Formación Llantenes (provincia de Mendoza). *Revista Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales (Botánica)* II, 3: 147-261.
- Millan, J.H., 1967. *Novas fructificações na Flora Glossopteris do Gondwana inferior do Brasil*. *Doliantia* gen. nov. *Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral*, Notas preliminares e estudos, 140: 1-19. Rio de Janeiro.

- Millan, J.H., 1974. As sementes platispérmicas do Gondwana face ao Esquema Maithy. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 46(3-4): 537-548.
- Millan, J.H., 1977. Sementes platispérmicas do Eogondwana de Cerquillo, Sao Paulo (Bacia do Parana). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 49(4): 581-595.
- Morel, E.M., 1991. Estudio Paleoflorístico y Paleoambiental de la secuencia triásica en el área de Cacheuta, provincia de Mendoza. Tesis de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, U.N.L.P., 368 p. (inédito).
- Morel, E.M., 1994. El Triásico del Cerro Cacheuta, Mendoza (Argentina). Parte I. Geología, contenido paleoflorístico y cronoestratigrafía. *Ameghiniana*, 31(2): 161-176.
- Morel, E.M. y Artabe, A.E., 1993. Floras mesozoicas. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Geología y Recursos Naturales de Mendoza V.A. Ramos (Ed.), Relatorio, II (10): 317-324. Mendoza.
- Morel, E.M., Spalletti, L.A., Arrondo, O.G. y Ganuza, D.G., 1992. Los estratos plantíferos de la Formación Paso Flores, Triásico superior de las Lomas y Cañadón de Ranquel Huao, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista del Museo de La Plata (n.s.) Paleontología*, 9(58): 199-222.
- Olsen, P., 1990. Tectonic, climatic, and biotic modulation of lacustrine ecosystems - examples from Newark Supergroup of eastern North America. En: Katz, B. (Ed.): *Lacustrine Basin Exploration - Case Studies and Modern Analogs*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 50: 209-224. Tulsa.
- Orton, G. y Reading, H., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40: 475-512.
- Osborn, T.G.B. & Robertson, R.N., 1939. A reconnaissance survey of the vegetation of Myall Lakes. *Proceedings of the Linnean Society of New South Wales*, 64: 279-295.
- Oviatt, Ch., McCoy, W. y Nash, W., 1994. Sequence stratigraphy of lacustrine deposits: a Quaternary example from the Bonneville basin, Utah. *Geological Society of America, Bulletin* 106: 133-144.
- Palmer, B. y Shawkey, E., 1997. Lacustrine sedimentation processes and patterns during effusive and explosive volcanism, Challis Volcanic Field, Idaho. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 154-167.
- Petriella, B., 1979. Sinopsis de las *Corystospermaceae* (*Corystospermales*, *Pteridospermophyta*) de Argentina. I. Hojas. *Ameghiniana*, 16(1-2): 81-102.
- Plint, A. y 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.
- Reading, H., 1986. Facies. En: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments and Facies* (2ª Edición), pp. 4- 19. Blackwell. Oxford.
- Reading, H. y Collinson, J., 1996. *Clastic Coasts*. En: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies, and Stratigraphy* (3ª Edición), pp. 154- 231. Blackwell. Oxford.
- Recher, H.F., 1971. The Myall Lakes-now and tomorrow. *Australian Museum Magazine*, 17: 34-39.
- Retallack, G.J., 1977. Reconstructing Triassic vegetation of eastern Australasia: a new approach for the biostratigraphy of Gondwanaland. *Alcheringa*, 1: 253-283. Microfiche supplement to a paper by Greg Retallack.
- Retallack, G.J., 1979. Middle Triassic Coastal Outwash Plain Deposits in Tank Gully, Canterbury, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 9(4): 397-414.
- Retallack, G.J., 1980. Middle Triassic Megafossil Plants and Trace Fossils from Tank Gully, Canterbury, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 10(1): 31-63.
- Retallack, G.J., 1981. Middle Triassic megafossil plants from Long Gully, near Ottematata, nord Otago, New Zealand. *Journal of the Royal Society of New Zealand*, 11 (3): 167-200.
- Reynolds, S., Galloway, W. y Glasford, J., 1989. Genetic stratigraphic sequences in non marine basins. *International Geological Congress Abstracts*, 2: 691-692. Washington.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceñido, M., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M., 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 228-234.
- Seward, A.C., 1911. *The Jurassic Flora of Sutherland*. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 47. Edinburgh.
- Seward, A.C., 1917. *Fossil Plants* Cambridge University Press, 656 p. London.
- Seward, A.C. y Dale, E., 1901. On the structure and affinities of *Dipteris*, with notes on the geological history of the Dipteridinae. *Philosophical Transactions of Royal Society of London*, 194: 1-187.
- Spalletti, L., 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: 125-142.
- Spalletti, L., 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.
- Spalletti, L. y Morel, E., 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihúfu (Triásico), sur de Mendoza (Argentina). *Cuarta Reunión Argentina de Sedimentología, Actas I*: 159-166. La Plata.
- Spalletti, L.; Arrondo, O.; Morel, E. y Ganuza, D., 1988 a. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43: 544-557.
- Spalletti, L.A., Arrondo, O.G., Morel, E.M. y Ganuza, D.G., 1988 b. Estudio sedimentológico y paleoflorístico de la Formación Paso Flores (Triásico superior) en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico, Argentina. 5º Congreso Geológico Chileno, 2: c395-c413. Santiago de Chile.
- 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.
- Spalletti, L., Iñiguez, A.M. y Maggi, J., 1996. Asociaciones de minerales de las arcillas y diagénesis de soterramiento en pelitas lacustres triásicas del sur de Mendoza, República Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 65-72. Buenos Aires.
- Stewart, W.N. y Rothwell, G.W., 1993. *Paleobotany and the Evolution of Plants*. Cambridge University Press (2nd Edition). Cambridge.
- Stipanovic, P. N., 1949. La Serie de Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 4(3): 217-234.
- Stipanovic, P. N., 1957. El Sistema Triásico en la Argentina. 20º Congreso Geológico Internacional, 2: 73-112. México.
- Stipanovic, P. N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el Diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 403-478.
- 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*. Academia Nacional de Ciencias de , I: 695-744. Córdoba.
- Stipanovic, P. N., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y 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. *Gondwana Stratigraphy, Proceedings of the 1st International Union of Geological Sciences, Gondwana Symposium*, 1081-1119. UNESCO. Paris.
- Stipanovic, P. N. y Bonaparte, J., 1979. Cuenca Triásica de Ischigualasto-Villa Unión (Provincias de La Rioja y San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 1: 523-575. Córdoba.
- Stipanovic, P. N. y Menéndez, C. A., 1949. Contribución al conocimiento de la Flora fósil de Barreal (Provincia de San Juan). I. Dipteridaceae. *Bolletín de Informaciones Petroleras*, 291: 44-73.
- Stipanovic, P. N., Herbst, R. y Bonetti, M.I.R., 1996. Floras Triásicas. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 11: 127-184. Córdoba.
- Thomas, H.H. y Bose, M.N., 1955. *Pachydermophyllum papillosum* gen. et sp. nov. from the Yorkshire Jurassic. *Annals and Magazine of Natural History*, 12: 335-543.
- Townrow, J.A., 1957. On *Dicroidium*, probably a pteridospermous leaf and other leaves now removed from this genus. *Transactions of the Geological Society of South Africa*, 60: 21-60.
- 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. y Roberts, H., 1980. The Atchafalaya Delta-Louisiana's new prograding coast. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 30: 497-506.
- Volkheimer, W. y Papú, O., 1993. Una microflora del Triásico superior de la Cuenca de Malargüe, localidad Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 30: 93-100.
- Walkom, A.B., 1917. Mesozoic flora of Queensland. Parte I(cont.). The flora of the Ipswich and Walloon Series (c), Filicales, etc. Publications of the Geological Survey of Queensland, 257: 46 pp.
- Walkom, A.B., 1925. Notes on some Tasmanian Mesozoic Plants. Part 1. Papers and proceedings of the Royal Society of Tasmania, 73-89.
- Webb, J., 1982. Triassic species of *Dictyophyllum* from eastern Australia. *Alcheringa*, 6: 79-91.
- Wilson, R.B., 1983. A late Pennsylvanian upland flora in Kansas: Systematics and environmental implications. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 40(1-2): 5-31.
- Wright, L., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: a synthesis. *Geological Society of America, Bulletin* 88: 857-868.
- Zamuner, A.B., Morel, E. y Melchor, R., 1998. Nuevos elementos florísticos en la localidad tipo de la Formación Ischichuca, Provincia de La Rioja, Argentina. 7º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, p. 11. Bahía Blanca.
- Zavattieri, A., 1995. Revisión de microfloras triásicas de Argentina, correlación. 2º Reunión Triásico del Cono Sur, Actas: 30-35. Bahía Blanca.
- Zavattieri, A.M., Volkheimer, W. y Rosenfeld, U., 1994. Palynology and facies of the Late Triassic of Comallo (Northern Patagonia, Argentina). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1*: 133-154.

Recibido: 21 de mayo, 1998.

Aceptado: 11 de marzo, 1999.

NOTA BREVE

Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis

Jose KOSTADINOFF^{1,2}, Ernesto A. BJERG^{1,2}, Sergio DELPINO¹, Luis DIMIERI^{1,2}, Aberra MOGESSIE³, Georg HOINKES³, Christoph HAUZENBERGER³ and Anja FELFERNIG³

¹Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina.

²CONICET.

³Karl Franzens Universität Graz, Institut für Mineralogie-Kristallographie und Petrologie, A 8010 Graz, Austria.

Introduction

The mafic-ultramafic belt of the Sierras de San Luis is known for its associated base metal sulphide mineralisation (BMS), which also bear platinum group minerals (PGM).

These rocks occur as lenses included in the metamorphic basement of the Sierras Orientales of San Luis. Regional systematic and detailed gravimetric, magnetometric and escintillometric surveys were carried out in order to elucidate the shape, size and position of the mafic-ultramafic rocks, the magnitude of the associated base metal sulphide mineralization and the spatial relationship between both entities. These results are the first of this type for the Las Aguilas - Virorco - El Fierro area.

Geological background

The Sierras Pampeanas of San Luis consists of a crystalline basement of Late Precambrian to Early-Middle Paleozoic age (Kilmurray and Villar 1981), and comprise metamorphic rocks (gneisses, schists, phylites, amphibolites, migmatites and granulites); including granites, pegmatites as well as mafic and ultramafic rocks (Villar 1985, Malvicini and Brogioni 1992, Gervilla *et al.* 1993, Mogessie *et al.* 1994-1995, Hauenberger *et al.* 1996). The mafic-ultramafic units lenticular gabbros, norites, pyroxenites and differentiated ultramafic rocks.

Lenticular mafic and ultramafic bodies occur in a narrow, several kilometers long of mylonitic rocks trending NNE-SSW (Bjerg *et al.* 1997). Mylonitization principally affect the margin of the bodies. Thin mylonitic bands can also be recognized inside them.

Previous study of the BMS associated to the mafic-

ultramafic rocks (Sabalúa *et al.* 1981) revealed the presence of Platinum Group Elements (PGE).

In the BMS and spinel enriched zones, the following types of PGM have been documented: 1) Platinum arsenides, 2) Palladium bismuthotellurides, and 3) Iridium-rhodium sulpharsenides (Gervilla *et al.* 1993, 1997, Mogessie *et al.* 1994, 1995, 1996, Bjerg *et al.* 1996, Hauenberger *et al.* 1997a, b, Felfernig *et al.* 1997).

The first gravimagnetometric data were obtained in the eighties. They showed the presence of great wavelength and high amplitude anomalies that are attributed to the presence of the mafic-ultramafic rocks (Fig. 1). Bjerg *et al.* (1996, 1997) proposed that the relief is not isostatically compensated and that the mass excess at the east of the area is caused by the presence of ultramafic rocks. Recently Ramé and Introcaso (1997) confirmed the isostatic subcompensation of this mountain range.

Methods

Gravimetric and magnetometric measurements were carried out on selected profiles. The gravimetry was performed with a La Coste-Romberg gravimeter and the magnetometry with proton precession magnetometer. The measurements were made on a 1.6 km grid, graphed on 1:20000 topographic maps.

Gravimagnetometric maps were constructed in order to verify the shape, structural attitude and lithologic composition of the mafic-ultramafic units and associated mineral deposits, covering an area of 3000 km². The gamma radiation was measured with a scintillation-meter and used to differentiate the ultramafic rocks in the field.

Measurements of density and magnetic susceptibi-

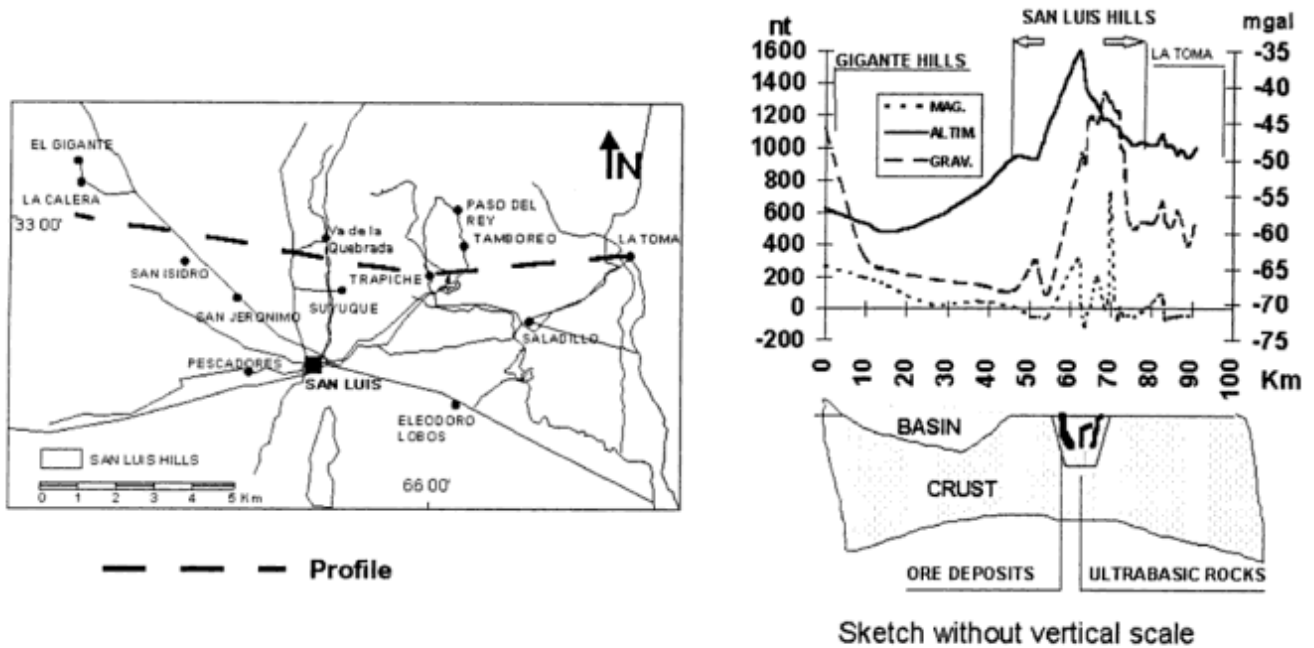


Figure 1: Gravimagnetic profile at latitude 33(07'S)

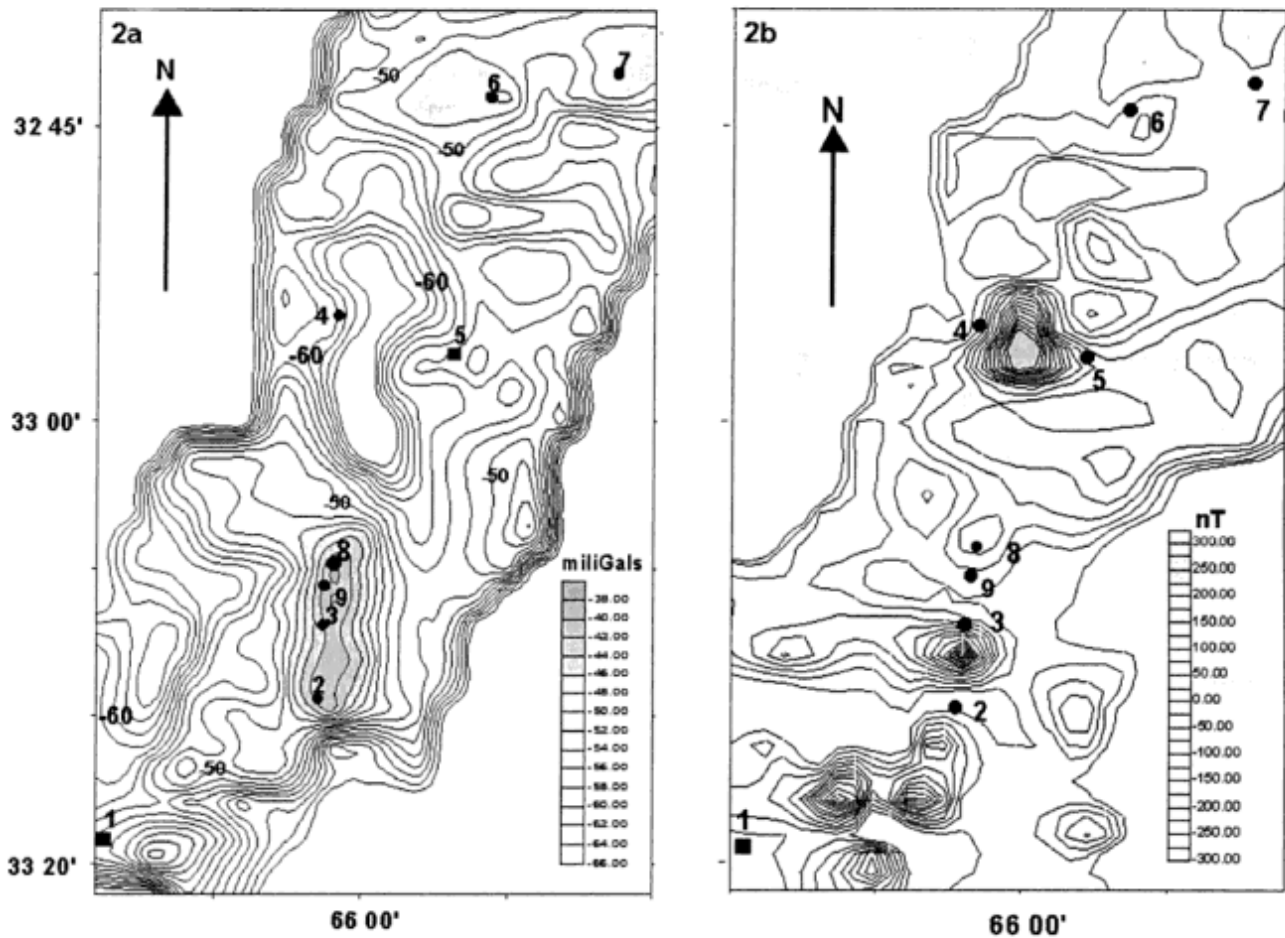


Figure 2: a, Bouguer gravimetric anomalies. Lines each 2 miliGals. b, Magnetometric anomalies. Lines each 50 nT. 1. San Luis; 2. El Durazno; 3. Las Águilas; 4. Las Verbenas; 5. Paso del Rey; 6. San José; 7. Bam Bam; 8. El Fierro; 9. Virorco.

lity on collected rock samples and drill cores were performed. The geophysical station reductions and inverse models were based on the formulas suggested by Heiland (1951), Nettleton (1976), Sharma (1986) and Telford *et al.* (1990).

Mineral analyses were carried out with an ARL-SEMQ electron microprobe at the Institute of Mineralogy-Petrology and Crystallography, Karl Franzens University Graz, Austria.

Results

Based on the gravimetric, magnetometric and gamma results it is possible to conclude that several bodies are present below the metamorphic rocks. The size of these bodies exceeds previous estimations. According to gravimetric data, Fig. 2a, the size of each body exceeds 200 km². An outstanding mass excess (the Virorco anomaly) which is indicated by a +23 miliGals value, is seen in the El Durazno, Las Aguilas, Virorco and El Fierro localities. The dimension of this anomaly (Fig. 2a) is 19 km long (N-S) by 7 km wide (W-E). Combining gravimetric and magnetometric anomaly maps (Figs. 2a and 2b), it was possible to estimate the volume and mass of the mafic-ultramafic units (Sharma 1986, Telford *et al.* 1990). The average density of the ultramafic rocks is 2.97 gr/cm³ (minimum 2.93 and maximum 3.12 gr/cm³); and of the gneisses and phylites is 2.71 gr/cm³ (minimum 2.63 and maximum 2.75 gr/cm³).

The high density contrast between ultramafic and country rocks, around 0.22 g/cm³, allowed the calculation of reliable geologic models based on geophysical information. Based on the magnitude and areal extension of Bouguer anomalies, the mass of the ultramafic bodies was calculated (Nettleton 1976, Sharma 1986, Telford *et al.* 1990). Also the volumes were calculated using inverse models of gravimetric anomalies (Talwani *et al.* 1959) and the Geolink(program. The Virorco anomaly appears to be caused by a 1.2 x 10¹² ton mass that has a volume of 250 km³ and an ellipsoidal shape of 20 x 8 x 5 km.

The magnetic susceptibility of the ultramafic rocks has a value of 400x10⁻⁶ SI, whereas the country rocks have a corresponding value of 1200x10⁻⁶ SI. Using these values and the formulas of Nettleton (1976), the total magnetic anomaly should not exceed 10 nT. The anomalies exceeding 1000 nT are demonstrably related to the presence of a BMS+PGM mineralization exceeding 1 % in the zone of Las Aguilas.

The radioactivity of the ultramafic rocks is very low (about 40 counts per second) compared to the gneisses (130 counts per second) and amphibolites (80-100 counts per second). This characteristic could be related to the low concentrations of radioactive elements in the mantle compared with that of the crust (Telford *et al.*, 1990).

REFERENCES

- Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A. and Felfernig, A., 1997. Estructura y mineralización del área Las Aguilas - Virorco, San Luis. Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 857-861. Antofagasta.
- Bjerg, E., Kostadinoff, J., Mogessie, A., Hoinkes, G., Stumpfl, E.F. and Hauzenberger, C.A., 1996. Faja de rocas ultramáficas de las sierras de San Luis nuevo hallazgo de minerales del grupo del platino. Actas 3º Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas máficas y ultramáficas 5: 303 - 310, Instituto de Recursos Naturales, Universidad Nacional de La Plata.
- Felfernig, A., Mogessie, A., Hauzenberger, C.A., Hoinkes, G., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. and Dimieri, L., 1997. Petrology and mineralization of the Las Aguilas ultramafic body, San Luis province, Argentina. Terra Nova, 9: 532-533. E.U.G. Comp 9. Strasbourg, Francia.
- Gervilla, F.; Sabalúa, J. C.; Carrilo, R.; Fenoll, P. y Acevedo, R. D., 1993. Mineralogy and mineral chemistry of the Las Aguilas Ni-Cu deposit, Province of San Luis, Argentina. In: Fenoll, P., Hach-Ali, Torrez Ruiz, A. y Gervilla, F. (Eds.): Current Research in Geology Applied to Ore Deposits, pp. 461-464. Madrid. España
- Gervilla, F., Sanchez-Anguita, A., Acevedo, R.D., Fenoll, P. and Paniagua, A., 1997. Platinum-group element sulpharsenides and pd-bismuthotellurides in the metamorphosed Ni-Cu deposit at Las Aguilas (San Luis province, Argentina). Mineralogical Magazine, 61: 861-877
- Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E.A., Kostadinoff, J., 1996. Granulite facies metamorphism in the crystalline basement and ultramafic rocks in the Sierras Pampeanas Range, Province of San Luis, Argentina: . Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 141: 110-111.
- Hauzenberger, C. A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Bjerg, E. A., Kostadinoff, J., Delpino, S., and Dimieri, L., 1997a. Platinum Group Minerals in the Basic to Ultrabasic Complex of the Sierras de San Luis, Argentina. In: Papunen, H. (Ed.): Mineral Deposits: Research and Exploration - Where Do They Meet, pp. 439-442 A.A. BALKEMA Publishers, Brookfield, VT, USA.
- Hauzenberger, Ch, Mogessie, A., Hoinkes, G., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. and Dimieri, L., 1997b. Granulite facies metamorphism of the basement of the Sierras de San Luis, Argentina - An Anticlockwise P - T path. Terra Nova, 9: 678. E.U.G. Comp 9. Strasbourg, Francia.
- Heiland, C.A., 1951. Geophysical Exploration, 1013 p., Prentice-Hall Inc, New York.
- Kilmurray, J.O. and Villar, L.M., 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. En: Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino: 33-54. San Luis.
- Malvicini, L. and Brogioni, N., 1992. El yacimiento hidrotermal de níquel, cobre y metales del "Grupo del Platino", Las Aguilas Este, Prov. de San Luis, Argentina. 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica. 4º Congreso Nacional de Geología Económica, Actas: 93-102. Córdoba.
- Mogessie, A., Hoinkes, G., Stumpfl, E. F., Bjerg, E., and Kostadinoff, J., 1994. The petrology and mineralization of the basement and associated mafic- ultramafic rocks, San Luis province, Argentina. Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, 139: 347-348. Austria.
- Mogessie, A., Hoinkes, G.; Stumpfl, E.F., Bjerg, E. and Kostadinoff, J., 1995. Occurrence of platinum group minerals in the Las Aguilas ultramafic unit within a granulite facies basement, San Luis province, central Argentina. In: Pasava, J.,

- Kribek, B. and Zak, K.) Eds.: *Mineral Deposits: From Their Origin to Their Environmental Impact*, pp. 897-900. A.A. Balkema Publishers, Brookfield, VT, USA.
- Mogessie, A., Hausenberger, C.A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E. and Kostadinoff, J., 1996. Platinum group minerals from the Las Aguilas ultramafic unit, San Luis province, Argentina. *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 141: 157-159. Austria.
- Nettleton, L. L., 1976. *Gravity and Magnetism in oil prospecting*. Mc Graw-Hill Book Company, 464 p., New York.
- Ramé, G. A. y Introcaso, A., 1997. Análisis isostático preliminar de las Sierras Grandes de San Luis, Argentina. *Geoactas 19° Reunión Científica de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*: 196-199. San Juan.
- Sabalúa, J. C., Chabert, M. y Santamaría, G., 1981. Mineralización de sulfuros de hierro, cobre y níquel en el cuerpo básico de Las Aguilas, provincia de San Luis. *Actas 8° Congreso Geológico Argentino*, 4: 497-507. San Luis
- Sharma, P. V., 1986. *Geophysical Methods in Geology*. PTR. Prentice Hall, Inc., 442 p., New Jersey.
- Talwani, M., Worzel, J. L. and Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the Mendocino fracture zones. *Journal of Geophysical Research*, 64: 49 - 59.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff, R.E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, 770, New York.
- Villar, L. M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas. *Metagenia. Actas 4° Congreso Geológico Chileno*, 4: 610-633. Santiago.

Recibido: 12 de diciembre, 1997.

Aceptado: 30 de noviembre, 1998.

NOTA BREVE

Large mud-filled channels in the Maastrichtian of the López de Bertodano Formation (Seymour Island, Antarctica): Stratigraphical implications

Eduardo B. OLIVERO

*Centro Austral de Investigaciones Científicas (CADIC-CONICET),
Avda. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.*

RESUMEN. *Paleocanales rellenos con fangos en el Maastrichtiano de la Formación López de Bertodano (isla Seymour, Antártida): Implicancias estratigráficas.* En el área de Cabo Lamas, al sur de la isla Seymour, el Maastrichtiano de la Formación López de Bertodano presenta grandes cuerpos lenticulares (del orden de 1 km. de ancho y 50 m de espesor) de heterolitas (fangos y limolitas arenosas) con múltiples estructuras de corte y relleno, que se interpretan como paleocanales de ambientes estuáricos con influencia mareal. Se demuestra que la falta de reconocimiento de esta compleja geometría lenticular puede conducir a erróneas interpretaciones, incluyendo la inversión del orden estratigráfico.

ABSTRACT. *Large mud-filled channels in the Maastrichtian of the López de Bertodano Formation (Seymour Island, Antarctica): Stratigraphical implications.* - At Cape Lamas, southern Seymour Island, the Maastrichtian part of the López de Bertodano Formation consists of large, lenticular bodies (up to 1 km in width and 50 m in thickness) of heterolithic mudstones and sandy siltstones, with multiple evidences of complex cut and fill structures, which are interpreted as tide-influenced estuarine channels. It is shown that lack of recognition of this complex lenticular geometry could result in erroneous interpretations of the stratigraphic order, including the apparent stratigraphic inversion of sedimentary bodies.

Introduction

The López de Bertodano Formation is a very thick (ca. 1100 m) mud-dominated marine succession cropping out in a large area of Seymour Island at the northern tip of the Antarctic Peninsula (Fig. 1a). With continuous and highly fossiliferous exposures, including the K/T boundary at its top, the unit represents the most important record of Maastrichtian-Danian marine sediments for the whole Antarctic continent (*cf.* Feldmann and Woodburne 1988). Because of the homogeneous appearance of friable muddy sediments, typical of the lower López de Bertodano Formation, the stratal geometry of the unit is not readily evident in the field. Occasional indurated beds and subtle lithological contrast as seen on aerial photographs suggest tabular stratal geometry, with the sediments forming a homoclinal succession dipping about 10° ESE. Accordingly, the stratigraphy of the López de Bertodano Formation (Rinaldi *et al.* 1978, Macellari 1988, Pirrie *et al.* 1997) has been established by the conventional methodology of measuring stratigraphic sections along transects perpendicular to bedding. Fossil and sample localities out of the line of section were then located into their inferred stratigraphic position using projection techniques. In tabular sedimentary bodies, limited by parallel bedding planes, this method works well. However, in lenticular sedimentary bodies this method introduces a

number of errors, the sum of which is proportional to the scale of the lenticular bodies (Saddler 1988).

During the exceptionally dry austral summer of January 1997, the sea cliff around Cape Lamas (Fig. 1a, b) were free of ice, thus showing excellent fresh rock exposures. Inland, salt concentrations formed by ground-water evaporation along bedding planes permits detailed mapping of the stratal geometry of the López de Bertodano Formation. The resulting map (Fig. 1b) clearly shows the presence of large, lenticular sedimentary bodies, bounded by erosive surfaces that are interpreted as paleochannels. The objective of this short note is to document these features and to briefly discuss their implication for the establishment of the proper stratigraphic position of the lower units of the López de Bertodano Formation.

The López de Bertodano Formation at Cape Lamas

Previous interpretations

The stratigraphy of the lower López de Bertodano Formation in Cape Lamas was set-up by Macellari (1988). He subdivided the lower half of the formation into six informal packages (Units 1 to 6) known as the

Rotularia units. The lower four units were characterized as: Unit 1 (59 m), bioturbated, well-bedded fine-grained sandstones; Unit 2 (56 m), thick, friable siltstone beds with intercalations of indurated very fine

sandstones; Unit 3 (110 m), friable, sandy, muddy siltstone beds massive in appearance; and Unit 4 (ca. 100 m), sandy siltstones with irregular intercalations of more indurated fine sandstones. Just SE of Cape La-

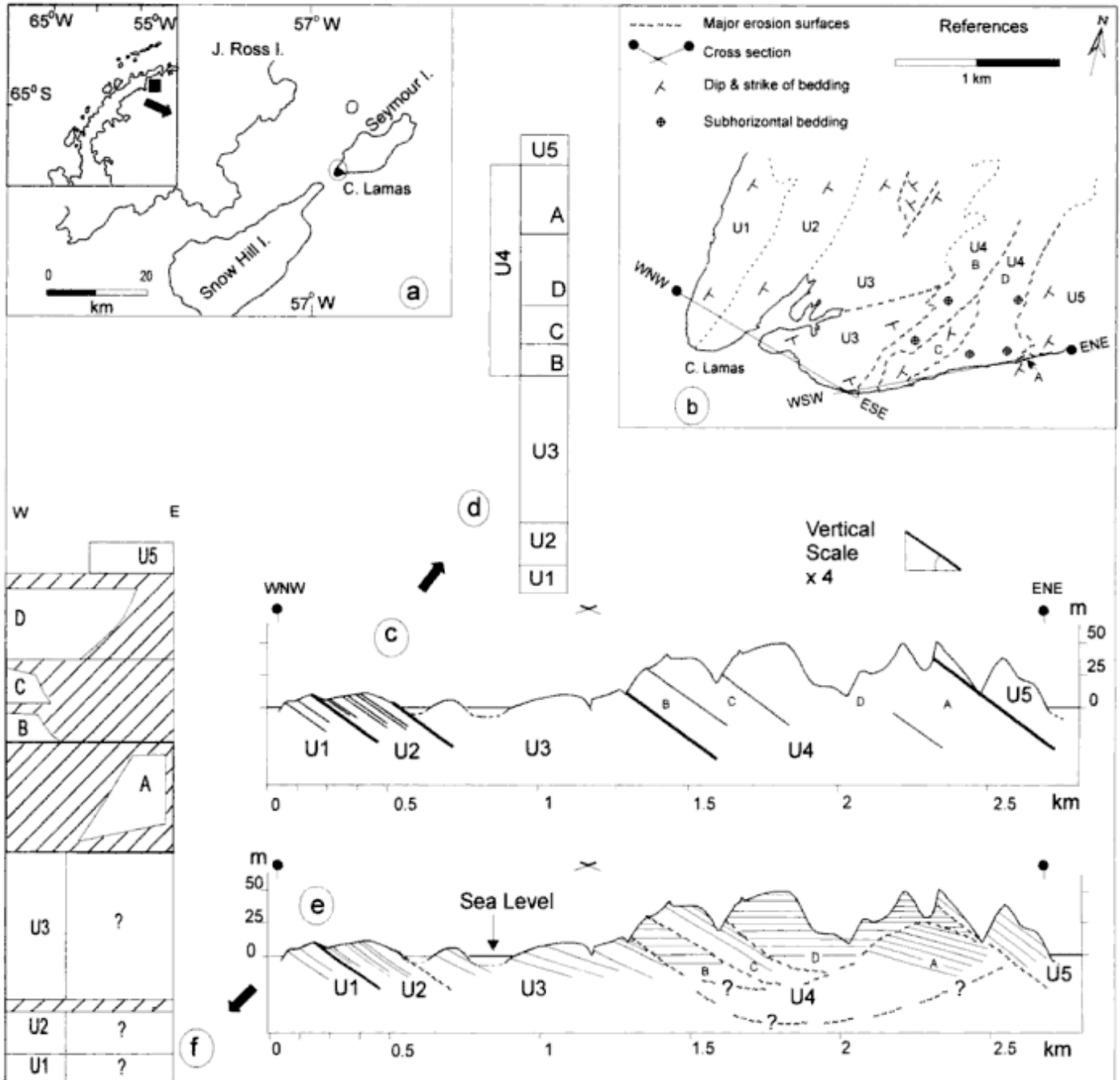


Figure 1: a, Location map. b, simplified geology of the lower López de Bertodano Formation at Cape Lamas, Seymour Island showing distribution of units 1 to 5, location of section "c-e", and major erosion surfaces and paleochannels in units 3 and 4. Minor, along-dip faults not shown. c, classical stratigraphic section assuming tabular bedding geometry. The resulting stratigraphic column (d) indicates the stratigraphic order B, C, D, and A for the arbitrary intervals of Unit 4. e, same section as "c" but showing the lenticular stratal geometry and the complex cut and fill structures of Unit 4. The stratigraphic order of sedimentary intervals in Unit 4 changes dramatically and the resulting stratigraphic column (f) indicates the order A, B, C, and D, with the stratigraphic intervals B and C preserved to the west and the stratigraphic interval A preserved to the east; all the stratigraphic intervals are separated by important gaps and hiatus (diagonal ruling).

mas, in units 4 and 5, Macellari (1988) recognized several mudstone-dominated bodies pinching out to the N but he gave no detailed interpretation of the resulting geometry. The *Rotularia* units were interpreted as representing estuarine environments at the onset of a major transgressive cycle (Macellari 1988).

The lower López de Bertodano Formation at Cape Lamas was thought to be laterally continuous with similar beds at Snow Hill Island (Macellari 1988). In contrast, Pirrie *et al.* (1997) included Macellari's Unit 1 and lower part of Unit 2 in their newly defined Snow Hill Island Formation and the upper part of Unit 2 and Unit 3 in the basal López de Bertodano Formation, based on the interpretation of a major unconformity between the proposed Snow Hill Island Formation and the López de Bertodano Formation (Pirrie *et al.* 1997). Furthermore, based on palynological analysis Pirrie *et al.* (1997) proposed a stratigraphic inversion, with early-mid Maastrichtian beds above late Maastrichtian beds nearby Cape Lamas. Subsequently, the strata of the area were grouped into two main stratigraphic sequences separated by a regional unconformity (Olivero *et al.* in press). The lower sequence (Sequence NG; late Campanian-early Maastrichtian) is only exposed at Snow Hill Island with the upper sequence including the strata of Cape Lamas (Sequence MG; Maastrichtian-Danian). The unconformity is thought to mark a prominent change in stratal geometry, with large lenticular bodies above and dominantly tabular sedimentary packages below.

Large mud-filled channels

The mapped area covers Macellari's informal units 1 to 4, including the basalmost exposures of Unit 5 (Fig. 1b). In units 1 and 2, bedding strikes NNE and dips about 8-10° ESE. In units 3 and 4 bedding attitudes are more variable, with subhorizontal and N to S low dipping strata. These changes in bedding attitude were noted by Marensi *et al.* (1995) in radar images. Field mapping of the areas with variable bedding attitudes resulted in the recognition of large, lenticular mudstone and sandy mudstone bodies bounded by erosive surfaces (Fig. 1b) which are interpreted as paleochannels. Because of the general low-lying topography, the erosive surfaces in Unit 3 are only evident after careful field measurements of the structural attitude of individual beds. In Unit 4 the erosive surfaces are self evident and well exposed at the sea-cliff (Fig. 2).

The basal erosive surface of the northern paleochannel in Unit 3 (Fig. 1b) cuts massive, friable, gray argillaceous mudstones, with dark gray, bioturbated concretions. Above this basal surface are a series of offlapping, mudstone-sandy siltstone heterolithic packages, dipping 4-8° NNE with a minimum thickness of 10/15 meters. These heterolithic sets are truncated by simi-

lar beds dipping 8-10° to the ESE. At the base of the lower offlapping packages are several lenticular concentrations of fossils (ostreids, gastropods, and ammonites), reddish concretions, and occasional pebbles of volcanic rocks. Measurements of the long axis orientation of aporrhaid gastropods indicate currents flowing to the ESE. The fossil concentrations are interpreted as channel lags and the offlapping mudstone-sandy siltstone sets as lateral accretion deposits of inclined heterolithic stratification (HIS, Eberth 1996). These features suggest paleochannels oriented ESE, with dimensions of 500/1000 m in width.

In Unit 4 (Figs. 1b, e, f; 2), superbly exposed along the sea cliff, is a series of large imbricate sets of gently tilted, heterolithic sandy mudstones (sets U4-A and C) and lithologically similar, concave-up or subhorizontal aggrading sets (U4-B and D). Both sets are bounded by a complex arrangement of erosive surfaces. The internal features of the sediment filling these structures can be clearly seen only in fresh exposures. Most commonly the filling consists of regular alternations of dark gray mudstone and lighter very fine sandstone laminae. Thicker (5 to 20 cm) sandstone beds commonly preserve abundant current ripples with mud-drapes or flaser bedding. Thick intervals (3-5 m) of coarse bedded or massive very fine silty sandstones occur occasionally, especially in set D (Fig. 1d). Scattered, well rounded volcanic pebbles are frequent in the sandstones. Some intervals are strongly bioturbated, with dominant traces formed by small tubes ("*Terebellina*") with a lining of agglutinated sediment particles, *Neoneerites*, *Rhizocorallium*, and *Planolites*. The evenly laminated mudstones-silty sandstones are interpreted as HIS (lateral accretion beds) or as aggradational heterolithic stratification (HS) deposited in tidal channels. A minimum thickness of 50 m is estimated for the fi-



Figure 2: Major erosion surface at the contact between the paleochannels D, above, and A, below (cf. Figure 1e) along the sea cliff to the east of Cape Lamas. Picture taken looking WNW at the point of the arrow near the letter A in Fig. 1b. Height of sea cliff is about 50 meters.

ling of the inferred channels (Fig. 1e). The overall geometry and sedimentary features of the filling are similar to the estuarine, tidally influenced, complex mud-filled incised valleys, showing multiple cut and fill structures, described by Eberth (1996).

At Cape Lamas, Units 1 and 2 appear to be tabular at the scale of the outcrops, however the laterally continuous strata on Snow Hill Island show similar cut and fill structures (G. Robles and F. Mussel; personal communication). Moreover, they also show the unusual, for the rest of the Cretaceous of the James Ross Basin although typical for the lower López de Bertodano Formation, ichnocoenosis that is dominated by "*Terebellina*" and *Neonereites* (Olivero, Martinioni, Robles, and Mussel in preparation).

Conclusions: Stratigraphic implications

The recognition of large mud-filled channels, with multiple cut and fill structures, has important implications for the establishment of the correct stratigraphic position of sedimentary intervals in the lower López de Bertodano Formation. Figure 1c shows a classical stratigraphic section, with units 1 to 5 projected along the line of section as tabular sedimentary packages (*cf.* the geological map of Feldmann and Woodburne 1988; Pirrie *et al.* 1997). Accordingly, the arbitrary stratigraphic intervals A, B, C and D (Unit 4) appears to be in the stratigraphic order B, C, D, and A, as shown in the resulting stratigraphic column (Fig. 1d). However, when the lenticular geometry and the bounding unconformities between these stratigraphic intervals are recognized, the stratigraphic order changes dramatically. A close inspection of Figure 1e reveals that the correct stratigraphic position for the same intervals is A, B, C, and D as it is shown in the accompanying stratigraphic column (Fig. 1f). Moreover, the erosive surfaces between these packages introduce important gaps and hiatus (Fig. 1f). Note that the presence and position of the erosive surfaces below the intervals A and B (Fig. 1e) are hypothetical as they are located below sea level along the transect. However, with the geometry of the area exposed above sea level, interval A must always be older than interval D. In any case, it is clear that lack of recognition of these large channels with multiple cut and fill structures results in an apparent stratigraphic inversion of part of the stratigraphic column (*Cf.* Fig. 1d and Fig. 1f). A detailed palynologic study of the López de Bertodano Formation at Cape Lamas is under way (Ottone and Olivero in preparation) but it is strongly suspected that the resulting geometry imposed by these large channels could offer a

likely explanation for the apparent stratigraphic inversion proposed by Pirrie *et al.* (1997) for parts of the López de Bertodano Formation.

Acknowledgements

The author is most grateful to the Instituto Antártico Argentino and Fuerza Aérea Argentina for logistic support and to E.G. Ottone and V. R. Ibarra for their enthusiastic and helpful support during field work. Part of this study was financed by PICT 221/PIP 4304 Agencia Nacional de Promoción Científica Tecnológica-CONICET. This is a contribution to Project SAMC 381, South Atlantic Mesozoic Correlations.

REFERENCES

- Eberth, D. A., 1996. Origin and significance of mud-filled incised valleys (Upper Cretaceous) in southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, 43(3): 459-477.
- Feldmann, R. M. and Woodburne, M. O., 1988. Geology and paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula. *The Geological Society of America, Memoir* 169, 566 pp.
- Macellari, C. E., 1988. Stratigraphy, sedimentology, and paleoecology of Upper Cretaceous/Paleocene shelf-deltaic sediments of Seymour Island. In: Feldmann, R. M. and Woodburne M. O. (Eds.): *Geology and paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*, pp. 25-53. *The Geological Society of America, Memoir* 169.
- Marensi, S. A., Rott, H. and Skvarca, P., 1995. Geological features of Marambio (Seymour) Island, Antarctic Peninsula, detected by ERS-1/SAR. *Selver Revista Técnica de Integración Latinoamericana y Mundial*, 11 (1-2): 72-76. Santiago, Chile.
- Olivero, E. B., Martinioni, D. R., Mussel, F. J. and Robles, G. M., in press. *Estratigrafía del Santoniano-Maastrichtiano, Grupo Marambio, Cuenca James Ross, Antártida*. 4o Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas, Actas. Instituto Antártico Argentino, Buenos Aires.
- Pirrie, D., Crame, J. A., Lomas, S. A. and Riding, J. B., 1997. Late Cretaceous stratigraphy of the Admiralty Sound region, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 18: 109-137.
- Rinaldi, C.A., Massabie, A., Morelli, J., Rosenman, L. H. and Del Valle, R. A., 1978. *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio*. Instituto Antártico Argentino, *Contribución* 217: 1-37.
- Saddler, P. M., 1988. Geometry and stratification of uppermost Cretaceous and Paleogene units on Seymour Island, northern Antarctic Peninsula. In: Feldmann, R. M. and Woodburne M. O. (Eds.): *Geology and paleontology of Seymour Island, Antarctic Peninsula*, pp. 303-320. *The Geological Society of America, Memoir* 169.

Recibido: 4 de junio, 1998.

Aceptado: 11 de marzo, 1999.

NOTA BREVE

Magnetoestratigrafía de la Formación Pascua, Pleistoceno de la Provincia de Buenos Aires

Paulina E. NABEL¹ y Daniel VARGAS²

¹Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires

²Secretaría de Industria, Comercio y Minería, Av. Julio A. Roca 651, 1332 Buenos Aires

ABSTRACT. *Magnetostratigraphy of Pascua Formation, Pleistocene of Buenos Aires Province, Argentina.* Magnetostratigraphy is reported, has been used for dating the Pascua Formation, one of the four Quaternary marine units recognized in NE Buenos Aires province. Marine sediments, interbedded in the loessic deposits, are recorders of sea level changes during the Quaternary, mainly related to climatic variations. Normal magnetic polarity directions distinguish Pascua Formation, demonstrative that it has been deposited during the Brunhes Chron, with an age younger than 0.78 Ma. This age and its known stratigraphic position, make sure the chronology of the Pascua Fm. in the Middle to Late Pleistocene. These results imply that at least three of the four Quaternary marine ingressions reported in NE Buenos Aires province were deposited during the Brunhes Chron, suggesting a higher frequency for marine ingressions during this Chron than during the Early Pleistocene.

Introducción

Los depósitos resultantes de las ingresiones marinas, son importantes indicadores de los cambios ambientales y climáticos. Es por ello que la reconstrucción de la frecuencia con que se han producido, como así también las características particulares de cada uno de ellos, aporta información significativa para la comprensión de los cambios climáticos y para la elaboración de modelos predictivos. El estudio de los sedimentos marinos intercalados entre los sedimentos loésicos pampeanos ha permitido identificar hasta el presente por lo menos cuatro ingresiones marinas ocurridas durante el Cuaternario en la región litoral bonaerense.

Sin embargo, el análisis de la bibliografía estratigráfica de dichos depósitos, evidencia las dificultades para correlacionar la información obtenida por los diferentes autores. La existencia de diferentes nombres para identificar lo que aparentemente es una misma ingresión marina, se debe a las dificultades en precisar la edad y extensión de cada uno de los eventos, como así también la de correlacionar depósitos alejados entre sí. Este trabajo propone la aplicación de técnicas magnetoestratigráficas conjuntamente con otras técnicas estratigráficas, para reducir esas incertidumbres.

Atendiendo a las limitaciones inherentes al método magnetoestratigráfico, y teniendo en cuenta que el

cambio de polaridad magnética que caracteriza al Cron Brunhes, en el que nos encontramos, se produjo hace 780.000 años, dirigimos nuestro interés hacia el estudio de la unidad marina más antigua del Cenozoico a la que pudieramos acceder. Esta fue la Formación Pascua (Fidalgo *et al.* 1973).

El objetivo de este trabajo es el de dar a conocer los resultados magnetoestratigráficos obtenidos de las muestras provenientes de esa unidad. Se encuadra en el proyecto "Localización cronoestratigráfica de los cambios climáticos y ambientales del Cuaternario de la Región Pampeana" y representa el primer reporte de una serie de estudios sobre las ingresiones marinas de la región.

Antecedentes

Si bien desde las primeras observaciones de los naturalistas del siglo XIX -D'Orbigny, Darwin y Bravard - se menciona la existencia de intercalaciones marinas en los sedimentos pampeanos, fue Ameghino (1889) quien sistematizó la estratigrafía del Cenozoico y el que reconoció tres ingresiones marinas que denominó "Intersnadense", "Belgranense" y "Querandino" y que ubicó en el "pampeano" inferior, medio y postpampeano respectivamente. Asimismo reconoció una cuarta ingresión, como una facie marina del "Lujanense".

A lo largo del siglo XX numerosos autores han encarado el estudio de las intrusiones marinas cenozoicas bonaerenses, ajustándose al esquema de Ameghino (1889) y de Frenguelli (1937, 1957). Posteriormente, y a medida que se afinaban las técnicas de estudio y se precisaban las exigencias de nomenclatura estratigráfica, se elaboraron nuevas propuestas como las de Fidalgo y colaboradores (1973), Parker (1979) y Dangavs (1983) entre otros.

El "Belgranense" (Ameghino 1889, Frenguelli 1957), ha sido asignado al "Pampeano medio" por dichos autores y fue reconocido y estudiado en diferentes lugares del litoral marítimo y fluvial en alturas topográficas entre 3 a 6 m sobre el nivel del mar. Si bien Ameghino (1889) le dio entidad estratigráfica y lo ubicó entre el "Ensenadense" y el "Bonaerense", Frenguelli (1957) lo consideró una facie costanera de éste último. Estos autores tampoco coincidieron en la ubicación cronológica de estos depósitos. Ameghino consideró que se habían depositado durante el Plioceno y mientras que Frenguelli los consideró pleistocenos.

Fidalgo *et al.* (1973) reconocieron y describieron depósitos de tres intrusiones marinas cuaternarias en la región litoral del noreste de la provincia de Buenos Aires que denominaron, de la más antigua a la más reciente, Formación Pascua, Formación Destacamento Río Salado y Formación Las Escobas. Dichos autores ubicaron estratigráficamente a la Formación Pascua intercalada en la parte superior de la "Formación Pampiano" (sic). Esta unidad que corresponde a la intrusión marina más antigua por ellos reconocida, ha sido considerada equivalente al Belgranense y

asignada al Pleistoceno Medio a Superior (Fidalgo *et al.* 1973) y al Pleistoceno Superior (Tonni y Fidalgo 1978).

Parker (1979) realizó la descripción de las diferentes unidades cuaternarias en la planicie costera sobre la base del estudio de perforaciones. Reconoció depósitos de cuatro intrusiones marinas. Por sus relaciones estratigráficas ubicó a las tres inferiores en el Pleistoceno y la superior en el Holoceno. Correlacionó su información con la producida por Fidalgo *et al.* (1973) y la producida por Dangavs (1977) en el complejo lagunar Salada Grande. Las intrusiones marinas cuaternarias más antiguas reconocidas por este autor, están representadas por su Formación Pozo N°4 y su Formación Pozo N°10, siendo ésta última la que correlacionó con la Formación Pascua y con el "Belgranense".

Descripción de los depósitos

La Formación Pascua fue estudiada en su localidad tipo, en afloramientos y excavaciones próximas al Puente de Pascua. Este puente cruza el corte artificial del Canal 15 a unos 20 km de la Ruta Nacional N° 11 (Fig. 1).

El estudio se inició con un detallado reconocimiento de las unidades en el campo, realizándose el muestreo en tres diferentes perfiles, próximos al puente de Pascua. El acceso a los mismos estuvo limitado a las secciones aflorantes por encima del nivel de agua

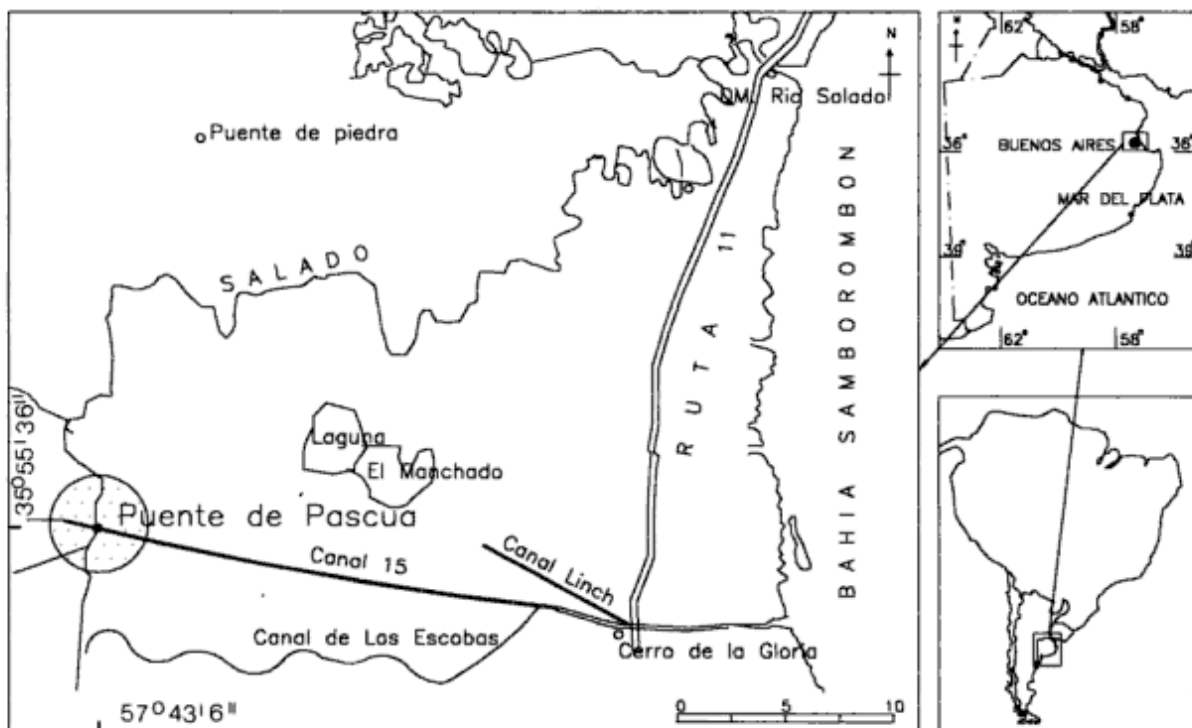


Figura 1: Mapa de ubicación.

—correspondiente al Canal 15— o por encima de la capa freática. El perfil principal, de 2 m de altura, fue obtenido sobre la margen derecha del canal, en una perforación realizada por las recientes obras de dragado, a unos 50 m del puente, hacia la desembocadura. Un segundo perfil, de 1,20 m de altura, fue realizado a unos 200 m aguas arriba del anterior y el tercer perfil, de 0,40 m fue obtenido de la margen izquierda del canal.

El contacto con el techo de esta unidad es neto y la base no fue alcanzada por encontrarse por debajo del nivel del canal o de la capa freática. La sucesión está constituida por una serie de bancos de 15 a 30 cm de espesor, de contactos netos, constituidos por areniscas y coquinas. Presenta variaciones en su granulometría, la que se manifiesta en las diferentes proporciones de arena, generalmente fina y en el contenido de conchillas. Algunos de estos bancos están constituidos por abundantes restos de moluscos fuertemente cementados por carbonato de calcio, constituyendo una verdadera coquina, mientras que otros presentan aislados fragmentos de valvas de moluscos diseminados en la arena. La coloración fluctúa de castaño claro amarillento (10YR 6/2) a blanquecino en la coquina.

Se han observado algunas finas intercalaciones de arcillas que presentan una tonalidad más verdosa. El sedimento suprayacente es principalmente limo-arenoso y contiene rodados de tosca.

Se muestreó cada uno de los diferentes niveles, obteniéndose un total de 46 muestras orientadas, siempre que fue posible con equidistancias entre 5 y 10 cm. Cada uno de esos niveles estuvo representado por 3 a 5 muestras. Las características litológicas de esta unidad fueron también descritas por Fidalgo *et al.* (1973) y la composición biogénica por Aguirre y Whatley (1995). Pese al alto grado de cementación estos últimos reconocieron la presencia mayoritaria de *Mactra isabelleana* y *Pitar* sp.

Magnetoestratigrafía

En el laboratorio se midió la magnetización remanente natural (MRN) con un magnetómetro de puerta de flujo marca Molspin. Del total de las muestras obtenidas (46), se eligieron 12 especímenes provenientes de diversos niveles, que fueron utilizados para realizar un análisis de la estabilidad de la magnetización remanente. La técnica empleada a ese efecto ha sido la de desmagnetización por medio de campos magnéticos alternos linealmente decrecientes (CA), lo que fue realizado en un equipo desmagnetizante blindado, obteniéndose las direcciones de magnetización remanente estable (MRE).

El proceso de desmagnetización por CA eliminó el 80% de la intensidad del MRN con campos entre 15 y 40 militesla (mT). Las direcciones estables, han sido aisladas entre 15 y 25 mT (Fig. 2). Estas se agrupan alrededor de la dirección del campo dipolar axial y geocéntrico que en esta zona tiene una inclinación de 55°. El comportamiento magnético presentado en dicha figura es representativo de los especímenes pilotos analizados.

El resto de las muestras fueron sometidas a lavados entre 15 y 40 mT, verificando el comportamiento magnético observado en las muestras piloto. En la fig. 3 se ha graficado un perfil integrado con las observaciones obtenidas de los tres lugares de muestreo, como así también los resultados magnetoestratigráficos de cada uno de los niveles estudiados.

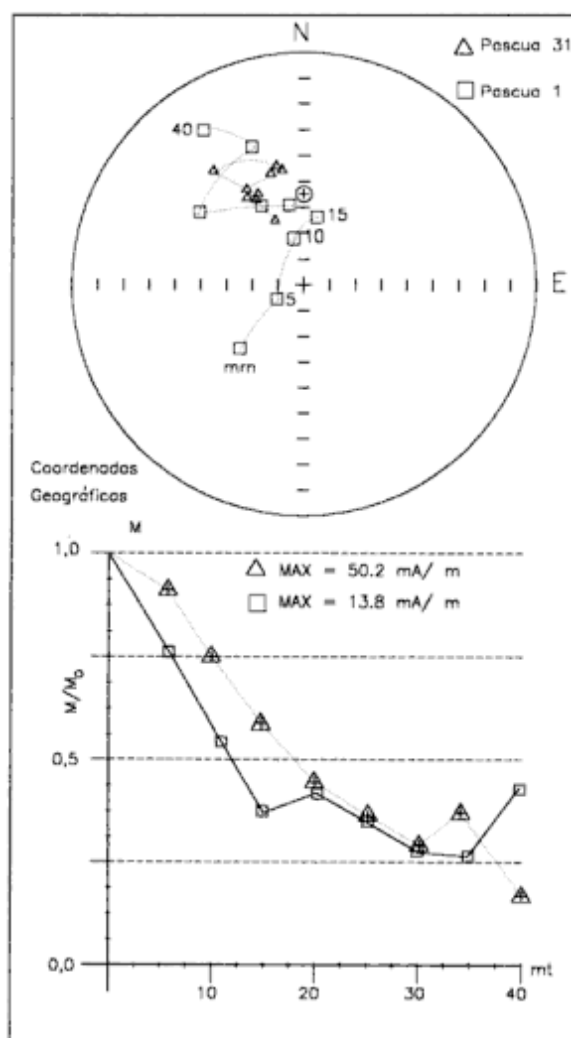


Figura 2: Comportamiento de las muestras 1 y 31 portadoras de una magnetización remanente compuesta, al tratamiento de desmagnetización por campos magnéticos alternos linealmente decrecientes. La cruz representa la dirección del campo magnético terrestre. El círculo la dirección del campo magnético dipolar axial y geocéntrico en el lugar de muestreo.

Con las direcciones del MRE aislado y la posición geográfica del lugar de muestreo, fueron calculados los polos geomagnéticos virtuales (PGV) de las muestras, los que permitieron calcular el polo paleomagnético de la unidad, el que está ubicado en las coordenadas geográficas: 87°S, 155°E ($\alpha=11,5^\circ$, $K=20,9$, $N=10$)

Con los valores de los PGV obtenidos de las muestras, se calcularon los apartamientos polares de cada uno de ellos (Fig. 3), lo que permitió determinar la polaridad normal de la mre. Con estos resultados se graficó la magnetoestratigrafía de los depósitos (Fig. 3) y son los que permiten asegurar su posición cronoestratigráfica.

Discusión y conclusiones

Todas las muestras han evidenciado una polaridad magnética normal, por lo que podemos afirmar que la depositación de la Formación Pascua se realizó duran-

te el cron Brunhes, hace menos de 0.78 Ma (Fig. 3).

Si bien el resultado magnetoestratigráfico proporciona en este caso solamente una ubicación cronoestratigráfica en una escala muy amplia, permite que la misma sea acotada sin lugar a dudas. Esta información apunta a la caracterización específica de las unidades marinas cuaternarias, en este caso desde el punto de vista magnetoestratigráfico.

Los datos magnetoestratigráficos obtenidos, corroboran la posición estratigráfica asignada a la Formación Pascua por encima de la Formación Ensenada (Riggi *et al.* 1986; Tonni y Fidalgo 1978), ya que la ubicación del límite Brunhes-Matuyama se encuentra en la sección superior de la Formación Ensenada (Nabel *et al.* 1993).

A su vez, por encima de la Fm. Pascua se han reconocido depósitos marinos de otras dos ingresiones, la Formación Destacamento Río Salado y la Formación Las Escobas (Fidalgo *et al.* 1973), que se encuentran intercaladas en los sedimentos continentales. Esto significa que por lo menos tres de las cuatro ingresiones

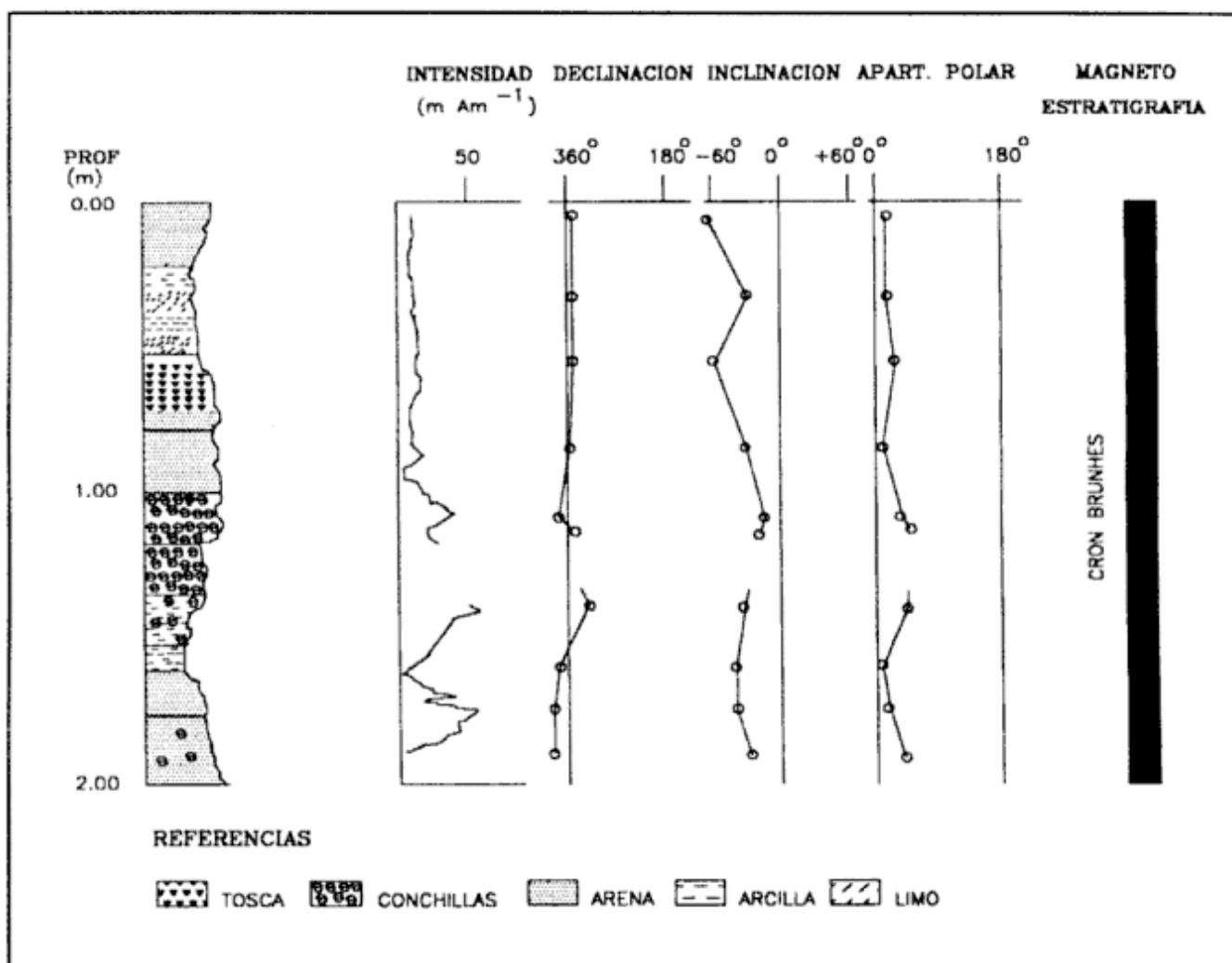


Figura 3: Perfil estratigráfico y de magnetopolaridad.

marinas cuaternarias registrados en la región, se han producido durante el cron Brunhes.

Por su posición estratigráfica conocida y la información magnetoestratigráfica aquí presentada, la edad de la Formación Pascua se encuentra entre el Pleistoceno Medio y el Pleistoceno Tardío. Ello sugiere que la frecuencia en los cambios de nivel del mar del Cuaternario en la región ha sido mayor en este cron que durante el Pleistoceno Temprano.

Esta información resultará de particular interés en la correlación con otros depósitos marinos de la región, considerados hasta el presente como coetáneos.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer al Prof. R. Enkin por haber facilitado el *software* magnetoestratigráfico para el tratamiento de la información.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, M.L. y Whatley R.C., 1995. Late Quaternary marginal marine deposits and paleoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: a review. *Quaternary Science Reviews*, 14: 223-254.
- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*. Córdoba, 6, 1027 p.
- Dangaus, N.V., 1983. Complejo lagunar Salada Grande de General Lavalle y General Madariaga, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(2): 161-174.
- Fidalgo, F., Colado U.R. y De Francesco, F.O., 1973. Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Pcia. de Buenos Aires). *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 227-239.
- Frenguelli J., 1937. Apuntes sobre el Interensendense del subsuelo de Buenos Aires. *Notas del Museo de La Plata*, 2(4): 110-123.
- Frenguelli, J., 1957. Neozoico. Geografía de la República Argentina. GAEA, 2, 218 p. Buenos Aires.
- Nabel, P.E., Camilion, M.C., Machado, G.A., Spiegelman, A.T. y Mormeneo, L., 1993. Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 193-206.
- Parker G., 1979. Geología de la planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(3):167-183.
- Riggi, J.C., Fidalgo, F., Martínez, O.R., y Porro N.E., 1986. Geología de los "Sedimentos Pampeanos" en el Partido de La Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(3-4): 316-333.
- Tonni, E. y Fidalgo, F., 1978. Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-reciente en la provincia de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados. *Ameghiniana*, 15: 235-253.

Recibido: 13 de agosto de 1997

Aceptado: 27 de octubre de 1998

AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS

La Asociación Geológica Argentina agradece la inestimable colaboración prestada por los colegas, quienes han actuado como árbitros de manuscritos enviados a esta revista para su publicación (el listado corresponde a los árbitros de trabajos publicados en la Revista de la AGA durante 1998 o rechazados durante este período).

- Dra. Beatriz Coira (Universidad Nacional de Jujuy)
 Dra. Cristina Pomposiello (CIRGEO, Buenos Aires)
 Dra. Graciela Font (Universidad Nacional de La Plata)
 Dra. Graciela Irene Vujovich (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Lidia Malvicini
 Dra. Luisa Villar (SEGEMAR, Buenos Aires)
 Dra. Marcel Remesal (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Milka Brodtkorb (Universidad de Buenos Aires)
 Dra. Mónica López de Luchi (CIRGEO, Buenos Aires)
 Dra. Stella Poma (Universidad de Buenos Aires)
 Ing. Héctor Gómez
 Dr. A. Toselli (Universidad Nacional de Tucumán)
 Dr. Alberto Caselli (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Antonio Introcaso (Instituto de Física de Rosario)
 Dr. Armando Massabie (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Arturo Amos (PROGEBAR)
 Dr. Bruce Mac Fadden (Florida Museum of Natural History, EE.UU.)
 Dr. C. Scoppa (INTA, Buenos Aires)
 Dr. Carlos Cingolani (CIG, Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis)
 Dr. Carlos Latorre (INGEIS, Buenos Aires)
 Dr. Carlos M. Urien (Consultor)
 Dr. Carlos Rapela (CIG, Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Daniel Kokogian (OXY)
 Dr. David H. Elliot (Byrd Research Center - Ohio State University, EE.UU.)
 Dr. E.L. Yochelson (U.S. Geological Survey)
 Dr. Eduardo Olivero (CADIC)
 Dr. Enrique Linares (INGEIS, Buenos Aires)
 Dr. Eugenio Aragón (CIG, Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Fernando Pereyra (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Ferrán Colombo Piñol (Universidad de Barcelona, España)
 Dr. Francisco Fidalgo (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Franco Tortello (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. H. Böhnell (Universidad Autónoma de México)
 Dr. Héctor Leanza (SEGEMAR)
 Dr. I. I. Pacca (Universidad Nacional de Sao Paulo, Brasil)
 Dr. J. Franzeze (CIG, La Plata)
 Dr. J. M. Pares (Universidad de Michigan, Canadá)
 Dr. J. Mendía (SEGEMAR, Buenos Aires)
 Dr. J. Skarmeta (CODELCO- Chile)
 Dr. J.L. Benedetto (Universidad Nacional de Córdoba)
 Dr. J.M. Dickins (Bureau of Mineral Resources, Australia)
 Dr. Jaume Dinares Turell (Universiteit Utrecht, Holanda)
 Dr. Jorge Santa Cruz (INCYTH)
 Dr. Jorge Vásquez (CHAUVCO)
 Dr. José G. Viramonte (Universidad Nacional de Salta)
 Dr. José Kostadinoff (IADO)
 Dr. José María Cortés (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. José Selles Martínez (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Juan Carlos Merodio (CIG-Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Luis A. Spalletti (CIG-Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Luis Dalla Salda (CIG, Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. M. Griffin (Museo de Ciencias Naturales de La Plata)
 Dr. Marcelo Manassero (CIG, Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Marcelo Merino (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Mariano Marzo (Universidad de Barcelona, España)
 Dr. Mario Mazzoni (CIG-Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Mario Pablo Cantú (Universidad de Río Cuarto)
 Dr. Martín Iriondo (Universidad Nacional del Litoral)
 Dr. Michael R. A. Thomson (British Antarctic Survey, Gran Bretaña)
 Dr. Miguel Auge (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Miguel Company (Universidad de Granada, España)
 Dr. Norberto Malumián (SEGEMAR)
 Dr. Oscar López Gamundí (TEXACO)
 Dr. P. R. Cobbold (Université de Rennes, Francia)
 Dr. Pedro Stipanovic (Academia Nacional de Ciencias, Buenos Aires)
 Dr. Renato Andreis (Universidad de Río de Janeiro, Brasil)
 Dr. Ricardo Mon (Universidad Nacional de Tucumán)
 Dr. Ricardo Palma (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Ricardo Sureda (Universidad Nacional de Salta)
 Dr. Robert Bevan Evans (British Geological Survey, Inglaterra)
 Dr. Rubén Somoza (Universidad de Buenos Aires)
 Dr. Sergio Archangelsky (Museo de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia)
 Dr. Sergio Matheos (Universidad Nacional de La Plata)
 Dr. Víctor Ramos (Universidad de Buenos Aires)

Se agradece especialmente al Miembro Correspondiente de la Asociación, Dr. M.R.A. Thomson (British Antarctic Survey) por la corrección idiomática de la mayor parte de los resúmenes en inglés publicados.

CRONICA DE LA ASOCIACION

Asamblea General Ordinaria

El 20 de noviembre de 1998 tuvo lugar la Asamblea General Ordinaria en la que se aprobaron la Memoria, Balance General, Inventario y Cuenta de Gastos y Recursos del Ejercicio comprendido entre el 1 de octubre de 1997 y el 30 de septiembre de 1998.

Comisión Directiva

Subcomisión de Publicaciones

A partir del 26 de diciembre quedó integrada por R. A. Scasso (Director de la Revista), P. Alvarez, S. Lanés, M. López de Luchi, R. Palma y C.M. Urien. En el transcurso de 1998 renunció a la misma el Dr. R. Palma.

Jurado del Premio C. Storni

Para el bienio 1997-1999 quedó integrado por: Dr. P. Lesta, Dr. E. Linares y Dr. E. Llambías.

Delegaciones

Se cerraron las Delegaciones en el Consejo Federal de Inversiones (CFI) y en Río Gallegos debido a la falta de asociados. En reemplazo temporario del Delegado en la CNEA, Lic. C. Ninci, quien informó sobre su ausencia temporaria entre septiembre y diciembre de 1998, se designó como reemplazante al Lic. O. Elena.

Miembros Honorarios

En el año se produjo el fallecimiento de los Miembros Honorarios Doctores C. De Ferrariis y F. González Bonorino.

Miembros Vitalicios

En el período fue designado nuevo miembro vitalicio el Dr. J.C. Porto y se produjo el fallecimiento del socio vitalicio Dr. J.H. Digregorio.

Miembros Benefactores

Durante 1998 la Asociación recibió apoyo económico de los siguientes Miembros Benefactores: YPF S.A., AMOCO Argentina Oil Company, BHP-Utah International Exploration Inc., Borax Argentina S.A., Petrolera Argentina San Jorge y del Miembro Vitalicio Dr. A.P. Calmels.

Socios

En el transcurso del período se incorporaron a la Asociación 20 socios activos y 13 adherentes y se produjeron 23 reincorporaciones. Fallecieron dos socios, renunciaron 2 y fueron dados de baja por falta de pago 74 socios. Se ha completado la confección de un nuevo Libro de Socios, comenzando desde 1993, según lo indicado por la Inspección General de Justicia.

Comisiones Científicas de la AGA

El 4 de diciembre de 1997 la Comisión Científica de Cuaternario organizó una conferencia en el Museo B. Rivadavia. La misma estuvo a cargo de la Dra. R. Campagnucci y versó sobre "El fenómeno del Niño en la actualidad y en el pasado".

Premio Asociación Geológica Argentina 1998

Este premio, que para 1998 correspondió al Área de Geomorfología, Geología del Cuaternario, Glaciología y Pedología, fue otorgado al Dr. Jorge Rabassa. El Jurado estuvo integrado por Miembros Honorarios.

Premio al Arbitro del Año

En 1998 la Comisión Directiva instituyó el Premio al Arbitro del Año, con el siguiente reglamento: Art. 1: Se instituye el PREMIO AL ARBITRO DEL AÑO como reconocimiento a quien haya realizado el mejor arbitraje a un trabajo publicado en el volumen de la Revista de la Asociación Geológica correspondiente a ese año; Art. 2: Serán candidatos al premio quienes hayan arbitrado alguno de los trabajos incluidos en un volumen anual de la Revista de la Asociación Geológica Argentina, al margen del año en que fue efectuado el arbitraje; Art. 3: En la evaluación se tomará en cuenta la excelencia del arbitraje en: objetividad, capacidad para

aceptar la pluralidad teórica, precisión en los comentarios, fundamentación cuidadosa y sintética de las observaciones, capacidad para la crítica constructiva, aptitud para evaluar lo substancial, disposición para aceptar enfoques novedosos, ecuanimidad en la diferenciación de elementos objetivos e interpretativos, disposición para evaluar la forma y el detalle, calidad en la presentación del arbitraje, rapidez; Art. 4: El premio consistirá en un diploma; Art. 5: Este premio será otorgado anualmente por la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina, por recomendación de la Subcomisión de Publicaciones. Podrá ser declarado desierto; Art. 6: El premio será entregado por las autoridades de la Asociación en una ceremonia especial, en fecha a determinar, preferentemente en ocasión del aniversario de la Asociación.

Cursos y Conferencias

Para el período 1997-1999, la Comisión Directiva designó a cargo de la organización de cursos y conferencias a E. Cristallini, P.P. Alvarez y S. Lanés. Los días 6 y 7 de mayo de 1998 tuvieron lugar, en la sede del IT-BA, dos conferencias organizadas por la Asociación conjuntamente con YPF S.A., a cargo del Dr. C. Dengo, disertante distinguido de la American Association of Petroleum Geologists. Para fines de septiembre de 1998 se organizó un curso sobre "Sistemas Fluvio-Turbidíticos", a cargo del Dr. C. Zavala, pero el mismo debió ser postergado para principios de 1999, debido al número insuficiente de inscriptos.

Auspicios

Durante el período la Comisión Directiva resolvió auspiciar: el I Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología, a realizarse en Santa Rosa, La Pampa, entre el 27 y el 29 de mayo de 1999, el II Congreso Latinoamericano de Sedimentología, que se efectuará en Mar del Plata en el año 2000, el II Simposio Argentino de Paleobotánica y Palinología, que tendrá lugar en Tucumán en Septiembre del año 2000 y el II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, que se efectuará en Carlos Paz, Córdoba, entre el 13 y el 17 de septiembre de 1999. En relación con esta última reunión se firmó una Acta de Acuerdo por la que la Asociación facilitará al Simposio: una de las series de sus talonarios de recibos, con destino al cobro de cuotas de inscripción, subsidios, contribuciones y subvenciones destinadas a la realización del Simposio y su infraestructura administrativa para la recepción de pagos de cuotas de inscripción, subsidios, contribuciones y subvenciones destinadas a la realización del Simposio. Por este acta el Simposio se comprometió a entregar: la información sobre los ingresos y egresos producidos en tiempo y for-

ma para su adecuada consideración e inclusión en los balances correspondientes de la Asociación, así como los excedentes de publicaciones y fondos existentes a la finalización del simposio.

Publicaciones

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Durante 1998 se imprimieron y distribuyeron los números 4 (160 págs.) del Tomo 52 de la Revista, que así alcanzó 576 páginas, y el 1 (144 págs.) y 2 (144 páginas) del Tomo 53 de la Revista. Se completó, con un total de 144 páginas, la composición del número 4 del volumen 53.

Boletín Informativo

Durante 1998 se publicaron y distribuyeron los Boletines Informativos 31 (abril), 32 (agosto) y 33 (diciembre).

Biblioteca Marcelo R. Yirgoyen

La Comisión Directiva designó a cargo de la organización y supervisión de la misma, para el período 1997-1999, a la Lic. S. Lanés.

X Congreso Latinoamericano de Geología

En el transcurso de esta importante reunión, realizada en Buenos Aires entre el 8 y el 13 de noviembre de 1998, se habilitó un puesto de la Asociación para la atención de miembros e interesados en sus actividades y publicaciones

CAPICG, CAPLI, CADINQUA

En 1998 la Comisión Directiva designó representantes de la Asociación ante el CONICET: 1) Comité Argentino para el Programa Internacional de Correlación Geológica (CAPICG), a los Dres. R. A. Scasso (Titular) y R. Palma (Suplente); 2) Comité Argentino del Programa de la Litósfera (CAPLI), a los Dres. A. Rapalini (Titular) y M. López de Luchi (Suplente); 3) Comité Argentino para el Cuaternario (CADINQUA), a los Dres. P. Nabel (Titular) y L. Fauqué (Suplente).

Secretaría de Ciencia y Técnica (SECyT)

A pedido de la SECyT se efectuó una evaluación de un documento, preparado por una comisión ad-hoc de ese organismo, en el que se realiza un análisis de la situación de las Ciencias de la Tierra en el país.

Sociedad Cubana de Geología

Durante 1998 se mantuvieron contactos con la Sociedad Cubana de Geología, dentro del marco del convenio oportunamente establecido.

American Association of Petroleum Geologists (AAPG)

Se firmó un convenio mediante el cual la Asociación Geológica Argentina fue designada como Distribuidor para la Argentina de las publicaciones científicas de la AAPG. Este acuerdo posibilita la venta de publicaciones de la AAPG a precios especiales.

International Union of Geological Sciences (IUGS)

Durante 1998 se mantuvieron relaciones activas con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. En ese marco se propusieron candidatos a integrar el Comité Ejecutivo y varios Grupos de Trabajo del Programa Internacional de Correlación Geológica.

Día del Geólogo

El 19 de junio de 1998 a las 19 horas tuvo lugar en la Casa del Geólogo la celebración del Día del Geólogo. En la ocasión el ágape fue organizado conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología y la Asociación Paleontológica Argentina.

Festejo de Fin de Año

El 22 de diciembre de 1998, con motivo de la finalización del año, la Asociación Geológica Argentina, conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología y la Asociación Paleontológica Argentina, realizaron una reunión en la Casa del Geólogo.

Página de la Asociación en INTERNET

En el período se ha mantenido actualizada la página que la Asociación tiene en INTERNET, gracias a la colaboración del Dr. A. Rapalini.

Sede Social

En el período se modificó el horario de atención, el que pasó a realizarse de lunes a viernes de 14.30 a 17.30 horas. A partir de febrero de 1998 se contó con una nueva empleada administrativa, la Srta. Griselda Ortíz. Se comenzó la reestructuración de la base de datos de socios y durante 1998 se hicieron gestiones ante la SECYT (Red Tecnológica Nacional) para que la Asociación tenga acceso directo a un e-mail y se modificó la dirección electrónica de la Asociación. Con el fin de facilitar la realización de conferencias y cursos, se adquirió un retroproyector y una pantalla de proyección. Para agilizar el funcionamiento de la Subcomisión de Publicaciones y la atención de quienes tienen interés en publicar en la Revista de la Asociación, se adquirió una nueva computadora de última generación exclusivamente para tales fines. Sobre la base de fotografías existentes y un album con fotos del período 1991-1997 donadas por la Dra. S. Damborenea, se inició un archivo fotográfico de actividades institucionales.

Donaciones

La Asociación recibió varias donaciones de libros y publicaciones, efectuadas por los Dres. A. Pocovi y P.N. Stipanovic.

Cuota social 1998

La cuota societaria 1998 se mantuvo en \$ 60.- (socios activos) y \$ 30 (socios adherentes) hasta el 30 de marzo, y en \$ 70 y \$ 35 a partir del 1 de abril. Las reincorporaciones fueron fijadas en \$ 80 y \$ 40, respectivamente, a partir de la última fecha citada y hasta el 30 de septiembre de 1998. Se mantuvo la cuota especial para cónyuges, con un valor de \$ 20 para uno de ellos (\$ 25 en caso de morosidad) a ser cancelada conjuntamente con la del cónyuge respectivo. Durante el período la tarjeta de crédito VISA autorizó la recepción de pagos en dólares.

ERRATA

En la Nota Breve *Dataciones ⁴⁰Ar/³⁹Ar y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), Provincia de San Luis*, publicada en el volumen 53, n° 2, se ha omitido involuntariamente al último de los autores, el doctor Pablo Guerstein, cuyo lugar de trabajo es el Departamento de Geología de la Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917, 5700 San Luis.

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISIÓN DIRECTIVA
(1997-1999)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien,

Secretario: Dr. Ricardo Palma.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

Vocales titulares: Dra. Pamela Alvarez
Dra. Mónica López de Luchi
Dr. Roberto A. Scasso
Dr. Augusto E. Rapalini

Vocales suplentes: Dr. Hugo Arbe

Dr. Ernesto Cristallini

Lic. Silvia Lanés

Dra. Graciela Mas.

Director de la Revista: R.A. Scasso

Subcomisión de Publicaciones: P.P. Alvarez
M. López de Luchi
R.A. Scasso

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

Titulares: Dr. P.N. Stipanovic

Dr. H. Rimoldi.

Suplente: Dr. Augusto P. Calmels

MIEMBROS HONORARIOS

Dr. Pablo GROEBER ✧
Dr. Juan KEIDEL ✧
Dr. Joaquín FRENGUELLI ✧
Dr. Franco PASTORE ✧
Dra. Edelmira MORTOLA ✧
Dr. Horacio J. HARRINGTON ✧
Dr. Armando F. LEANZA ✧
Dr. Jorge POLANSKI ✧
Dr. Percy QUENSEL ✧
Ing. Victorio ANGELELLI ✧
Dr. Angel V. BORRELO ✧
Dr. Osvaldo BRACACCINI ✧
Dr. Richard Foster FLINT ✧
Dr. Carlos STORNI ✧
Dr. Juan C. M. TURNER ✧
Dr. Carlos GORDILLO ✧
Dr. Emiliano APARICIO ✧
Dr. Raúl N. DESSANTI ✧
Dr. Alberto R. MINGRAMM ✧
Ing. Daniel A. VALENCIO ✧
Dr. Pedro CRIADO ROQUE ✧
Dr. Juan Carlos RIGGI ✧
Dra. Pierina PASOTTI ✧
Dr. Marcelo R. YRIGOYEN ✧
Dr. Roberto Luis CAMINOS ✧

Dr. Félix GONZÁLEZ BONORINO ✧
Dr. Carmelo DE FERRARIIS ✧
Dr. Otto SCHNEIDER ✧

Dr. Horacio CAMACHO
Dr. Enrique de ALBA
Dr. Bernabé QUARTINO
Dr. Edgardo ROLLERI
Dr. Pedro N. STIPANICIC
Dr. Mario E. TERUGGI
Dr. Juvenal J. ZAMBRANO
Dr. Enrique LINARES
Dr. Rosendo PASCUAL
Dr. Alfredo CUERDA
Dr. Francisco FIDALGO
Dr. Emilio GONZALEZ DIAZ
Dr. Arturo J. AMOS
Dr. Sergio ARCHANGELSKY
Dr. Telasco GARCIA CASTELLANOS
Dr. Mario HÜNICKEN
Dr. Horacio V. RIMOLDI
Dr. Pedro Juan LESTA
Dr. José BONAPARTE
Dr. Renato R. ANDREIS
Dr. Eduardo J. LLAMBIAS

MIEMBROS CORRESPONDIENTES

Dr. Arnoldo HEIM ✧
Dr. Luciano Jacques DE MORAES ✧
Dr. Abel HERRERO DUCLOUX ✧
Ing. Jorge MUÑOZ CRISTI ✧
Dr. Enrique GERTH ✧
Dr. Rodolfo MENDEZ ALZOLA ✧
Ing. Héctor FLORES WILLIAMS ✧

Dr. José CORVALAN DIAZ ✧
Ing. Carlos RUIZ FULLER ✧

Dr. Guillermo ZULOAGA
Dr. G. Umberto CORDANI
Dr. Jean-Claude VICENTE
Dr. Ian W. DALZIEL

Dr. Gerd E. WESTERMANN
 Dr. Hubert MILLER
 Dr. Michael R. THOMSON
 Dr. Oscar RÖSLER
 Dr. Julio SAAVEDRA ALONSO
 Dr. Marcel ARNOULD
 Dr. Mario BARBIERI
 Dr. Reynaldo CHARRIER
 Dr. Estanislao GODOY
 Dr. Francisco HERVE

Dr. Emiliano MUTTI
 Dra. Suzanne KAY
 Dr. Robin C. WHATLEY
 Dr. M. LANGER
 Dr. Robert PANKHURST
 Dr. Jorge OYARZUM MUÑOZ
 Dra. Teresa E. JORDAN
 Dr. Richard W. ALLMENDINGER
 Dr. Klaus SCHWAB

MIEMBROS BENEFACTORES

Augusto P. CALMELS
 BHP-Utah International Exploration Inc.
 Borax Argentina S.A.
 Petrolera Argentina San Jorge
 Panamerican Energy LLC
 YPF S.A.

MIEMBROS VITALICIOS

AZCUY, Carlos Leopoldo, Cafayate 4267, 1439 Buenos Aires.
 BASSI, Hugo G., Austria 2039, 7° D, 1425 Buenos Aires.
 BENVENUTI, Juan C., San Lorenzo 4581, 2000 Rosario.
 BERTELS, Alwine, Maure 2487, 8° A, 1426 Buenos Aires.
 BIANCHI, José Luis, Av. del Tejar 2352, 1428 Buenos Aires.
 BRODTKORB, Milka K. de, J.J. Paso 258, 9° A, 1640 Martínez.
 CALMELS, Augusto R., Uruguay 151, 6300 Santa Rosa.
 CHAAR, Edmundo, Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires.
 COLOMBO, Jorge J.C., Nicaragua 5844, 1414 Buenos Aires.
 CORTELEZZI, César, 4 N° 315, 1900 La Plata.
 CUCCHI, Rubén J., S. Ortiz 2904, 6° A, 1425 Buenos Aires.
 ETCHECHURY de LORENZO, María C., Gral. J. Artigas 416, 5°, 1406 Buenos Aires.
 FURQUE, Guillermo, Comodoro Py 547, 1846 Mármol.
 GAY, Hebe Dina, Lavalleja 975, Alta Córdoba.
 GENTILI, Carlos A., Talcahuano 2222, 1640 Martínez.
 GRAMAJO, Arnoldo, Boedo 908, 2° 26, 1218 Buenos Aires.
 GUTIERREZ, Casimiro, Rivadavia 6015, 5° A, 1406 Buenos Aires.
 LATORRE, Carlos Oscar, Allende 4445, 1419 Buenos Aires.

MAGLIOLA MUNDET, Horacio, Av. Nac. Unidas 87, B. Parque V. Sarsfield, 5000 Córdoba.
 MALVICINI, Lidia, Conesa 2271, 6° A, 1428 Buenos Aires.
 MAURI, Enrique Tomás, Araoz 2725, 6°, 1425 Buenos Aires.
 MORENO, Rodolfo, Arenales 2575, 1602 Florida.
 PENDOLA, Héctor J., Honorio Pueyrredón 669, 5° 11, 1405 Buenos Aires.
 PORRO, Néstor, Uriarte 2434, 1° A, 1425 Buenos Aires.
 PORTO, Juan Carlos, Suipacha 588, 4000 Tucumán.
 POZZO, Anibal G., Arcos 3268, 7° E, 1428 Buenos Aires.
 RINALDI, Carlos A., D.F. Sarmiento 2334, 1636 Olivos.
 RUIZ HUIDOBRO, Oscar, Azcuénaga 1281, 4o A, 1001 Buenos Aires.
 SACCONI, Ernesto Roque Domingo, Sánchez de Loria 182 bis, 2000 Rosario.
 VERVOORST, Federico, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
 VILELA, César Reinaldo, Arenales 3892, 4° C, 1425 Buenos Aires.
 VOLKHEIMER, Wolfgang, Tirasso 1607, Casa 20, 5521 Guaymallén.

MIEMBROS ACTIVOS

ABAIT, Juan Pedro, Santa Fe 921, 5°, 1059 Buenos Aires.
 ABASCAL, Liliana del Valle, Marcos Paz 608, 1° D, 4000 Tucumán.
 ABRUSKY, Héctor Luis, Conesa 2549, 2° A, 1428 Buenos Aires.
 ACEÑOLAZA, Florencio G., Bartolomé Hernández 66, 4107 Yerba Buena, Tucumán.
 ACEVEDO, Rogelio Daniel, Gdor. Gómez 1172, Tira 15B, P.B. 12, 9410 Ushuaia.
 AGUIRRE URRETA, María Beatriz, Grecia 3561, 1° 5, 1429 Buenos Aires.
 AGUIRRE, Marina Laura, Calle 37, N° 1064, 1900 La Plata.
 ALCALDE, José Andrés, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 Jujuy.
 ALDERETE, Mario C. Buenos Aires 2642, 4000 Tucumán.
 ALLEN, Richardson B., 423 Wakara Way, Suite 300, 84108 Salt Lake City, Utah.
 ALLO, Wanda Ana, Las Heras 126, 10° E, 8000 Bahía Blanca.
 ALONSO, María Susana, Joaquín V. González 1481, Buenos Aires.
 ALONSO BENAVIDEZ, Ricardo, San Juan 87, 4400 Salta.
 ALPERIN, Marta Inés, Calle 3 N° 1666, 1900 La Plata.
 ALVAREZ, Guillermina, Agustín Alvarez 2370, 8000 Bahía Blanca.
 ALVAREZ, Patricia Pamela, Saenz 1421, 1832 Lomas de Zamora.

ANGELERI, Alberto D., Lambertini 81, 1642 San Isidro.
 ARAGON, Eugenio, 45 e/ 144 y 145, 1900 La Plata.
 ARBE, Hugo Alejandro, Galván 4055, 1431 Buenos Aires.
 ARMELLA, Claudia, Pab. Ingeis/C. Universitaria, 1428 Núñez.
 ARROYO, Hernán, Burmeister 3836(2), Bo. Ameghino, 9005 Gral. Mosconi.
 ASTINI, Ricardo Alfredo, Margarita Riccardi 44, 5147 Villa Allende, Córdoba.
 AVILA, Julio César, Rivadavia 444, 10° B, 4000 Tucumán.
 BAGALCIAGA, Ricardo Manuel, Y. Brut 744, Barrio Mulco Sur, 9103 Rawson.
 BAHLBURG, Heinrich, Koepfelweg 70, Heidelberg, 69118 Alemania.
 BARCAT, Carlos, Tinogasta 2560, 1° 19, 1417 Buenos Aires.
 BARREDO, Silvia Patricia, Nicolás Avellaneda 2130, 1636 Olivos.
 BASTIAS, Hugo Enrique, 25 de Mayo 2322 Oeste, 5400 San Juan.
 BELTRAMONE, Carlos, Bahía Blanca 355, 5172 La Falda.
 BENGOCHEA, Amado Leandro, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
 BENIALGO, Alfredo Raúl, 1 N° 644, 1900 La Plata.
 BERMUDEZ DE DELPINO, Adriana Margarita, Belgrano 370, 8300 Neuquén.
 BERESI, Matilde Silvia, CRICYT/PRIBIPA, C.C. 131, 5500 Mendoza.

- BERTOLA, Germán, Roca 2661, 2° 6, 7600 Mar del Plata.
 BERTOLDI DE POMAR, Hetty, Grand Bourg 4352, 3000 Santa Fe.
 BETTINI, Fernando Héctor, Corrientes 999, 1640 Martínez.
 BIANUCCI, Hugo Alberto, 9 de julio 179, 1870 Avellaneda.
 BIDEGAIN, Juan Carlos, LEMIT, 52 e/ 121 y 122, 1900 La Plata.
 BIFFI, Fabián Remo, Billingham 2248, 2° F, 1425 Buenos Aires.
 BITSCHENE, Pedro, Guellenweg 22, 44791 Bochum.
 BJERG, Ernesto Alfredo, C.C. 854, 8000 Bahía Blanca.
 BLASCO, Juan Carlos, Falucho 734, 5700 San Luis.
 BORBOLLA, María Claudia, Carlos Villate 5330, 1605 Munro.
 BORDONARO, Osvaldo Luis, PRIBIPA/CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza.
 BORTOLOTTI, Pablo, Maipú 850, 4000 Tucumán.
 BOSO, Miguel Angel, República de Siria 750, 4400 Salta.
 BOSSI, Gerardo Eugenio, Mendoza 3412, 4000 Tucumán.
 BOSSI, Jorge, Dragones 3574, 11400 Montevideo.
 BRAVO DE LAGUNA, Mónica Ada, Alberti 1068, 8300 Neuquén.
 BREA, Mariana, Feliciano s/n°, 3101 Strobel, Entre Ríos.
 BRUNET, Rodolfo Félix Juan, C.C. 148, 9120 P. Madryn.
 BROGIONI, Norma Beatriz, 16 N° 418 A, 1900 La Plata.
 BUFFONE, Daniel Eduardo, C.C. 403, 8000 Bahía Blanca.
 BUJALESKY, Gustavo Gabriel, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 BUTRON ASEONA, Francisco C., B. Güemes, E. Feruglio Casa 2, 9003 Comodoro Rivadavia.
 CABALERI, Nora Graciela, Roque Saenz Peña 484, 6° A, 1636 Olivos.
 CABALLE, Marcelo Fernando, Calle 63, N° 320, 9° A, 1900 La Plata.
 CAGNONI, Mariana Celina, Melián 2849, Dto. 9, Buenos Aires.
 CAMILLETTI, Carlos Mario, Emilio Civit 360, 6300 Santa Rosa.
 CAMACHO, María, Ramirez de Velazco 421, 4°, 4600 Jujuy.
 CAMPILLO, Roberto Delfor, Medrano 1680, 8° A, 1364 Buenos Aires.
 CANO, María Claudia, U. de la Patagonia, Alte. Brown 3700, 9120 Puerto Madryn.
 CANTU, Mario Pablo, Luis Reinaudi 1229, 5800 Río Cuarto.
 CARDO, Raúl, Sargento Cabral 685, Oeste, 5400 San Juan.
 CARRICA, Jorge, Dorrego 589, 7° C, 8000 Bahía Blanca.
 CASADIO, Silvio, Fac. Ciencias Exactas y Nat., Universidad Nacional de la Pampa, Uruguay 151, 6300 Santa Rosa.
 CASALI, Noemí Nélica, Av. del Trabajador 4146, manzana 19, casa 7, B. AMSUR, 8300 Neuquén.
 CASE, Ana María, López y Planes 229, 8340 Zapala.
 CASELLI, Alberto Tomás, Sarratea 9556, 1655 José León Suárez.
 CASTRO, Liliana Norma, M.T. de Alvear 2430, 8° C, 1122 Buenos Aires.
 CASTRO, Miguel Angel, Rojas 216, 4700 Catamarca.
 CASTRO DE MACHUCA, Brigida Marta Ester, La Pampa 2485 Oeste, Bo. Nueva Palermo, 5400 San Juan.
 CAVALLOTTO, José Luis, 35 No 1727, 1900 La Plata.
 CAVAROZZI, Claudia E., 42 No 395, 1o D, E/2, 1900 La Plata.
 CAZAU, Luis Bernabé, 9 N° 2634, 1900 La Plata.
 CEGARRA, Marcelo Ignacio, Borges 2252, 4° A, 1425 Buenos Aires.
 CESARETTI, Nora Noemí, Rincón 1868, 8000 Bahía Blanca.
 CESARI, Omar, Los Ceibos 164, B. Saavedra, 9005 General Mosconi.
 CHAYLE, Waldo, Lisandro de la Torre 569, 4600 Jujuy.
 CHEBLI, Gualter Ademar, Terrada 3024, 1417 Buenos Aires.
 CHELOTTI, Luis Alberto, Corbeta Uruguay 285, 9001 V. Rada Tilly, Chubut.
 CHERNICOFF, Carlos Jorge, Sinclair 3151, 2° C, 1425 Buenos Aires.
 CICCIOLO, Susana Elsa, Ambrosetti 1606, 3300 Posadas.
 CID DE LA PAZ, María Susana, Av. Roca 171, 9005 C. Rivadavia.
 CINGOLANI, Carlos A., 24, N° 4774, 484 y 485, 1900 La Plata.
 CISTERNA, Clara Eugenia, Lavalle 841, 4000 Tucumán.
 CODIGNOTTO, Jorge O., Marcelo Gamboa 6395, 1408 Buenos Aires.
 COIRA DE PÉREZ, Beatriz, Azorín 130, 4600 Jujuy.
 COLOMBO PIÑOL, Fernando, C/Camelias 66, ATC 1A, 8024 Barcelona.
 COMBINA, Ana María, Marcelo T. de Alvear 1461, 5800 Río Cuarto.
 CONCHEIRO, Graciela Andrea, J.J. Ambrosetti 662, 6° 28, 1405 Buenos Aires.
 CORBELLA, Jorge H., Arroyo 897, 1007 Buenos Aires.
 CORDOBA DE GALACHO, Mirta Beatriz, Remedios de Escalada 2474, 1640 Martínez.
 CORONATO, Andrea María, Kuanip 2396 9410 Ushuaia.
 CORTES, José María, Curupayti 1274, 1609 Boulogne.
 CORTIÑAS, Jorge Sebastián, Alem 3063, 1712 Castelar.
 COSTA, Carlos Horacio, C.C. 320, 5700 San Luis.
 CRAVERO, María Fernanda, Lavalle 82, 4° C, 8000 Bahía Blanca.
 CRISTALLINI, Ernesto Osvaldo, Acoyte 320, 6° 11, 1405 Buenos Aires.
 CRUZ CORONADO, Migdonio Demetrio, General Paz 523, 5700 San Luis.
 CÚNEO, Néstor Rubén, 9 de Julio 655 (Museo Paleontológico) 9100 Trelew.
 CUSMINSKY, Gabriela Catalina, 47 N° 388, 1900 La Plata.
 DALLA SALDA, Luis, CIG, 1900 La Plata.
 DAMBORENEA, Susana E., 11 No 1430, 1896 City Bell.
 DANDERFER, Juan Carlos, Rivadavia 487, 9200 Esquel.
 DANGAVS, Nauris, 56 No 1465, 1900 La Plata.
 DANIELI, Juan Carlos, López y Planes 229, 8340 Zapala.
 DAPENA CONDE, Cristina, Palmar 7098, 1408 Buenos Aires.
 DARGAM, Rubén Marcelo, Av. Gauss 4705, Casa 16, 5147, J.de V. Belgrano, Córdoba.
 DE BARRIO, Ernesto, Calle 61, 532, 1900 La Plata.
 DE PETRIS, Pedro, J., Ing. G.Fuchs 185, 5000 Granja de Funes, Córdoba.
 DE ESPIRITO, Roberto Eduardo, De María 4645, 1° A, 1425 Buenos Aires.
 DELPINO, Daniel Horacio, Belgrano 370, 8300 Neuquén.
 DELPINO, Sergio Hugo, D'Orbigny 1544, 8000 Bahía Blanca.
 DEMICHELIS, Trabajo y Previsión 1237, 5800 Río Cuarto.
 DEZA, Mario Alberto, B. Nordestrom Acc. E2, 1P Dep.B, 8340 Zapala.
 DIAZ, Fernando Máximo, Soler 4766, 1425 Buenos Aires.
 DIMIERI, Luis Vicente, Maldonado 550, 8000 Bahía Blanca.
 DI PASQUO, Mercedes, Nicaragua 5593, 1414 Buenos Aires.
 DO CAMPO, Margarita Diana, Alvarez Thomas 2796, 3o A, 1431 Buenos Aires.
 DOMINGUEZ, Eduardo Alejandro, Tucumán 1197, 8000 Bahía Blanca.
 DRAGO, Edmundo Carlos E., J. Macia 1933, 3016 Santo Tomé.
 DRISTAS, Jorge A.L., Waica 673, 8000 Bahía Blanca.
 DUCOS, Estela Irene, Tronador 1478, 4o A, 1427 Buenos Aires.
 DURANGO CHERB DE CABRERA, Josefina, La Madrid 390, 4000 Tucumán.
 ECHEVESTE, Horacio, calle 3, n° 1666, 1900 La Plata.
 ESCAYOLA, Mónica Patricia, Los Jazmines 580, Tres Cerritos, 4400 Salta.
 ESPIZUA, Lydia Elena, Pje. Comunero s/n, B. Parque, 5500 Coria, Mendoza.
 ETCHEVERRIA, Mariela Patricia, Av. San Juan 1452, P.B. C, 1148 Buenos Aires.
 ETCHEVERRY, Ricardo, calle 39, n° 423, 1900 La Plata.
 EVANS, Robert Bevan, Selfordyke-/NG255HH/-Westborough, Nottinghamshire, England.
 FADRIQUE, Adolfo E., Paraguay 4618, 11° A, 1425 Buenos Aires.
 FARINATTI, Ester Amanda, Caronti 284, 8000 Bahía Blanca.
 FAUQUE, Luis Enrique, Urquiza 2337, 1602 Florida.
 FERNANDEZ, Anibal E., Santa Fe 645, 8° D, 8300 Neuquén.
 FERNANDEZ, Diego Sebastián, Av. Aconquija 1277, 4107 Yerba Buena, Tucumán.
 FERNANDEZ, Raúl, 39 N° 1325 1/2, 1900 La Plata.
 FERNANDEZ GARRASINO, César, Necochea 1234, 1878 Quilmes Oeste

- FERNANDEZ TASENDE, Jorge Raúl, C.C. 213, 5700 San Luis.
 FERREYRA, Raúl Eduardo, Zabala 2926. Buenos Aires.
 FIGARI, Eduardo Guillermo, Libertador 520, 9005 C. Rivadavia.
 FILI, Mario Felipe, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.
 FRANCHI, Mario Raúl, 8 No 37, 1896 City Bell.
 FRANCHINI, Marta Beatriz, C.C. 101, Vidal 472, 8340 Zapala.
 FRANCO, Alejandro Enrique, Av. Madero 942, 17°, 1106 Buenos Aires.
 FRISCALE, María Cristina, Maldonado 550, 8000 Bahía Blanca.
 FUENTE, Alberto, Avda. Centenario 963, casa 93, B.
 GABRIELE, Norberto Adrián, Av. Centenario 963, Casa 93 B, Buenos Aires.
 GAGLIARDO, Mariana Ligia, San Antonio 632, 1276 Buenos Aires.
 GAIERO, Diego Marcelo, Avellaneda 2764, 5000 Córdoba.
 GALLISKI, Miguel Angel, Del V. Ibarlucea 1801 (G.Cruz) 5500 Mendoza.
 GARCIA, Carlos A., 14620 E. Hampden Pl. 80014 Aurora.
 GARDINI, Carlos E., Colón 1189. dep. 5, 5700 San Luis.
 GARRIDO, Mirta Mabel, Agustín Alvarez 1948, 8000 Bahía Blanca.
 GEBHARD, Jorge Arnoldo, 137 N° 1282, 1900 La Plata.
 GENINI BERNARDI, Adolfo Domingo, B. Güemes Casa 3 km 3, 9003 Comodoro Rivadavia.
 GENOVESE, Sergio, Bo. Gral. Sevid ed. 133, 3° B, 1439 Buenos Aires.
 GETINO, Pablo Román, Eduardo González 629, 8000 Bahía Blanca.
 GEUNA, Silvana Evangelina, Yerbal 727, 13° N, 1405 Buenos Aires.
 GIACOSA, Raúl E., B. Güemes, Casa 5, 9000 Comodoro Rivadavia.
 GIAL, Santiago B., Pio XII 531, 6300 Santa Rosa.
 GIAMBIAGI, Laura Beatriz, Rodríguez 2575, 5500 Mendoza.
 GIANIBELLI, Julio César, 11 No 1464, 1900 La Plata.
 GIMENO SARAVIA, Teodoro Guillermo, Av. Virrey Toledo 114, 4400 Salta.
 GIMENEZ, Hugo Roberto, Barrio Martín de Güemes, Casa 9, 4700 Catamarca.
 GIMENEZ, Mario Ernesto, Entre Ríos y Mendoza s/n, Depto. 65, 5301 Anillaco, La Rioja.
 GIUDICI, Alfonso R., Arcos 3848, 1429 Buenos Aires.
 GODEAS, Marta Carmen, Mario Bravo 241, 3o A, 1175 Buenos Aires.
 GOMEZ, Gabriel Marcelo, Bv. San Juan 870, 6° E, 5000 Córdoba.
 GOMEZ, Juan Carlos, 6 No 449, 1896 City Bell.
 GOMEZ, María Cristina, Cerrito 401, 8000 Bahía Blanca.
 GONZALEZ, Carlos Roberto, Sarmiento 740, 4107 Yerba Buena, Tucumán.
 GONZALEZ, María Mercedes, Paraguay 467, 1, 8000 Bahía Blanca.
 GONZALEZ, Osvaldo Edgar, Pasaje Oncativo 766, 4000 Tucumán.
 GONZALEZ, Pablo Diego, 20 N° 421, 1900 La Plata.
 GONZALEZ BONORINO, Gustavo, Buenos Aires 177, 4400 Salta.
 GONZALEZ URIARTE, Magdalena, Alvarado 31, 4° E, 8000 Bahía Blanca.
 GORUSTOVICH, Sergio, José Seguí 558, Bo. Ciudad del Milagro, 4400 Salta.
 GRECCO, Laura Edith, San Juan 544, 8000 Bahía Blanca.
 GREGORI, Daniel Alfredo, Caronti 718, 8000 Bahía Blanca.
 GRIFFIN, Miguel, 500 N° 1755, 1897 Gonnet.
 GUERESCHI, Alina Beatriz, Lepri 525, 5186 Alta Gracia.
 GUERSTEIN, Pablo Gabriel, C.C. 212, 5700 San Luis.
 HALLER, Miguel Jorge Francisco, Tehuelches 240, 9120 Puerto Madryn.
 HECHEN, Jorge José, E. Talero 360, 8300 Neuquén.
 HERBST, Rafael, Las Piedras 201, 7° B, 4000 Tucumán.
 HEREDIA, Tomás Manuel, Austria 525, 8400 Bariloche.
 HERRERO, Silvia Andrea, V. Sársfield 299, 5000 Córdoba.
 HERRERO DUCLOUX, Juan José, calle 9, n° 1136, 1900 La Plata.
 HOGG, Stanley, Esmeralda 1066, 5° I, 1007 Buenos Aires.
 HONGN, Fernando Daniel, Juan Garande 344, 4400 Salta.
 HUGHES, Daniel Héctor, Av. Roca 2729, 9120 Puerto Madryn.
 IBÁÑEZ, Guillermo H., Pinar 634, 8300 Neuquén.
 IDOYAGA, Marcelo Gastón, Azcuénaga 1541, 8° B, 1115 Buenos Aires.
 IGLESIA LLANOS, María Paula, Serrano 2481, 14° E, 1425 Buenos Aires.
 IMPICCINI, Agnes, Av. Argentina y Salvatori, monoblock B 1, 3° D, 8300 Neuquén.
 INTROCASO, Antonio, Ayacucho 1435, 2000 Rosario.
 JAPAS, María Silvia, Hipólito Yrigoyen 8774, 5° Y, 1832 Lomas de Zamora.
 JONES, Jorge Patricio, Sarmiento 517, 4° A, 1041 Buenos Aires.
 JONES, Marta Edna, Juana Sosa 433, B km 8, 9003 Comodoro Rivadavia.
 KIRSCHAUM, Alicia Matilde, Dr. Miguel Gorman 2560, B. Alber, 5000 Córdoba.
 KLEIMAN, Laura Elena, Montañeses 1961, 5o 25, 1428 Buenos Aires.
 KOKOGIAN, Daniel Alberto, Emilio Mitre 60, 5o B, 1424 Buenos Aires.
 KOSTADINOFF, José, Yrigoyen 630, 8000 Bahía Blanca.
 KOUKHARSKY, Magdalena, Avellaneda 38, 1o A, 1642 San Isidro.
 KRAEMER, Pablo E., Las Heras 325, 8300 Neuquén.
 KRESS, Pedro Rolando, Almte. Brown 3500, 1653 Villa Ballester.
 KRUSE, Eduardo Emilio, 20 No 2373, 1897 Gonnet.
 LABUDIA, Carlos Horacio, Martín Rodríguez 3, 8000 Bahía Blanca.
 LACREU, Héctor Luis, Gral. Paz 562, 5700 San Luis.
 LAGORIO, Silvia Leonor, F. Lacroze 3350, 5o A, 1426 Buenos Aires.
 LANES, Silvia Graciela, Estado de Israel 4740, 3o, 1185 Buenos Aires.
 LAPIDO, Omar Raúl, Dante 242, 1407 Buenos Aires.
 LAZARTE, José Enrique, Av. Avellaneda 550, 2o, 4000 Tucumán.
 LEANZA, Héctor A., R. Falcón 2559, 6o B, 1406 Buenos Aires.
 LEGARRETA, Leonardo, Beiro 1832, 1602 Florida.
 LEMA, Hebe Adriana, Pio XII 122, 1613 Buenos Aires.
 LENGE, Diego Andrés, Alberdi 232, 9400 Río Gallegos.
 LEVERATTO, Miguel A., Franklin 760, 7o 29, 1405 Buenos Aires.
 LIMARINO, Carlos Oscar, Neuquén 676, 1661 Bella Vista.
 LIÑAN, Eladio G., Jorge Coci 13 50002 Zaragoza, España.
 LIRIO, Juan Manuel, Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires.
 LOPEZ GROOTHUIS, Edgardo H., Rodríguez Peña 2025, 1900 Buenos Aires.
 LOPEZ SONICH, Mónica Graciela, Juncal 841, 6° y 7° B, 1062 Buenos Aires.
 LYONS, Wilfredo A., Arenales 3022, 6° 24, 1425 Buenos Aires.
 MADEL, Federico G., Vidt 2040, 3° A, 1425 Buenos Aires.
 MAGGI, Jorge Humberto, 1 N° 644, 1900 La Plata.
 MAIZA, Pedro José, Colombia 72, 8000 Bahía Blanca.
 MALAGNINO, Eduardo C., O'Higgins 3440, 14o D, 1429 Buenos Aires.
 MALOBERTI CORRADI, Alejandro Luis, Blanco Encalada 1715, 12.
 MALUMIAN, Norberto, Ramón Freire 3563, 1429 Buenos Aires.
 MANASSERO, Marcelo Jorge, 54 N° 436, 1900 La Plata.
 MANCEDA, Rene Enrique, calle 61, n° 431 (E/3 y 4), 1900 La Plata.

- MANCENIDO, Miguel Oscar, 11 No 1430, 1896 City Bell.
 MANSILLA, Nélida Yolanda, Bo. Pte. Peron, Manzana 4, Casa 3, 4000 Tucumán.
 MARCOLINI, Susana Ida, 8 No 131, 1900 La Plata.
 MARENSSI, Sergio Alfredo, Manzanares 2088, 14° A, 1429 Buenos Aires.
 MARFIL, Silvina, Almafuerde 1330, 8000 Bahía Blanca.
 MARIÑO, Eduardo Eleuterio, Cavero 508, 6300 Santa Rosa.
 MARQUEZ, Rosendo Marcelo José, B. Güemes, Casa 8, 9000 Comodoro Rivadavia.
 MÁRQUEZ ZABALÍA, María Florencia, Del Valle Ibarlucea 1801, 5500 Godoy Cruz, Mendoza.
 MARTINEZ, Gustavo Adolfo, Roca 2661, 3° G, 7000 Mar del Plata.
 MARTINEZ, Oscar Alfredo, Bo. 133, Viv. Casa 88, Miguens 138, 9200 Esquel.
 MARTINEZ, Ramón Horacio, Yermal 2350, PB 3, 1437 Buenos Aires.
 MARTINEZ CARRANZA, Pablo, Pasaje Santo Tomás 346, 5000 Córdoba.
 MARTINIONI, Daniel Roberto, CADIC, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 MARTINO, Roberto, Laureano Deheza 1014, Cost. Nor., B. Providencia, 5000 Córdoba.
 MAS, Graciela Raquel, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
 MASSABIE, Armando, Humberto Primo 547, 1878 Quilmes.
 MASSAFERRO, Gabriela Isabel, Baunes 1391, 1431 Buenos Aires.
 MATHEOS, Sergio Daniel, 60 No 340, 1900 La Plata.
 MAZZONI, Mario Martín, Braun 1322, 1878 Quilmes.
 MEDINA, Francisco Alberto, Azcuénaga 2222, 1636 Olivos.
 MEISTER, Carlos Miguel, Chiquichuan 66, 9120 Puerto Madryn.
 MELCHOR, Ricardo Néstor, 2 No 845, 6360 General Pico.
 MENA, Mabel, Agustín Alvarez 5091, 1419 Buenos Aires.
 MENA, Rodolfo Julio, General Paz 256, 1° A, 4000 Tucumán.
 MENDEZ, Vicente, Soler 5983, 1425 Buenos Aires.
 MERINO, Marcelo Horacio, Cramer 1850, 9° A, 1428 Buenos Aires.
 MERMOZ, Jorge Francisco, San Lorenzo 2617, 1640 Martínez.
 MILANA, Juan Pablo, Sta. María de Oro 1686 Sur, San Juan.
 MILANO, Luis Augusto, Juan Manuel de Rosas s/n, 4400 Estación Alvarado, Salta.
 MIRANDA, Fernando Jorge, Ramón L. Falcón 2191, 7° C, 1406 Buenos Aires.
 MON, Ricardo, Lola Mora 147, Yerba Buenas, 4107 Tucumán.
 MONTANGERO, Guillermo, Araoz 2642, 1° B, 1425 Buenos Aires.
 MONTENEGRO, Teresita, Alvear 1859, 1828 Bandfield.
 MONTI, Alejandro J.A., Av. Cabildo 618, 7° C, Buenos Aires.
 MOREL, Eduardo, 48 y 6, 1900 La Plata.
 MORELLO, Orquídea, Charcas 3684, 4° A, 1425 Buenos Aires.
 MOROSI, Martín Eduardo, 51, n° 434, 3° C, 1900 La Plata.
 MORRAS, Héctor José María, Francisco Bilbao 2376, 1406 Buenos Aires.
 MOUZO, Félix H., Rca. Arabe Siria 3018, 7° A, 1425 Buenos Aires.
 MOYA, María Cristina, Urquiza 2504, 4400 Salta.
 MOZETIC, Marcos Estanislao, Bermejo 2116, 1609 Boulogne.
 MUJICA, Héctor José, Ing. Sagasta 857, 1708 Morón.
 MUTTI, Diana Irene, Levensohn 1526, 1661 Bella Vista.
 NABEL de ERLICH, Paulina, Cazadores 2150, 1428 Buenos Aires.
 NET, Laura Inés, Malaver 2310, 1602 Florida.
 NICOLLI, Hugo B., Cramer 1850, 9° A, 1428 Buenos Aires.
 NINCI MARTINEZ, Carlos Alberto, H. Pueyrredón 1125, 4° 16, 1414 Buenos Aires.
 NOVAS, Fernando, Eduardo Acevedo 1081, 10° A, 1045 Buenos Aires.
 NUÑEZ OCAMPO, Jorge Héctor, Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires.
 OJEDA, Guillermo Enrique, Bo. El Lince, N39, C21, 5700 San Luis.
 OLIVERO, Eduardo, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 ORFEO, Oscar, Pje. Azcuénaga 3251, 3400 Corrientes.
 ORGEIRA, María Julia, R. de la India 2785, 13° A, 1425 Buenos Aires.
 ORTIZ SUAREZ, Ariel, Marechal 422, Amep, 5700 San Luis.
 OSTERA, Héctor Adolfo, Melian 2849, 2° 9, 1430 Buenos Aires.
 OTAMENDI, Juan E., San Lorenzo 780, 5800 Río Cuarto.
 OTTONE, Eduardo Guillermo, Paraguay 3842, 7° B, 1425 Buenos Aires.
 PACHECO, Mariana, 25, n° 1150, 1900 La Plata.
 PALMA, Ricardo Manuel, Avda. Las Heras 3847, 8o H, 1425 Buenos Aires.
 PANCEYRA, Raúl Aníbal, Pje. A. Durrieu 2586, Bo. Alberdi, 5000 Córdoba.
 PANGARO, Francisco, YPF S.A., Talero 360, 8300 Neuquén.
 PANZA, José Luis, J. F. Seguí 3942, 1425 Buenos Aires.
 PAREDES, Juan de Dios, Entre Ríos norte 59, V. El Salvador, Chimbas, 5413 San Juan.
 PARISI BOTTARI, Cayetano, B. Güemes, casa 10, 9400 Comodoro Rivadavia.
 PARKER, Gerardo, Nueva York y Balcarce, 1896 City Bell.
 PENAS, Marcelo Ricardo, Federico Lacroze 2367, 6o A, 1426 Buenos Aires.
 PERAL, Hebe Raquel, Cruz del Sur 231, 8000 Bahía Blanca.
 PEREYRA GARCÍA, Fernando Xavier, Moldes 2295, 3° B, 1428 Buenos Aires.
 PEREZ, Daniel José, Cóndor 2588, 1437 Buenos Aires.
 PERINO, Ernesto, San Martín 1251, 5701 San Luis.
 PERUCCA DE VARGAS, Patricia, Maradona 516 norte, 5400 San Juan.
 PESCE, Abel A., Zubiria 2007, 1o D, 1406 Buenos Aires.
 PETTINARI, Gisela Roxana, San Martín 720, 6o C, 8324 Cipolletti.
 PEZZUTTI, Norma, Juan Francisco Seguí 3522, 9° B, 1425 Buenos Aires.
 PINOTTI, Lucio Pedro, 25 de Mayo 273, 5809 Gral. Cabrera, Córdoba.
 PLANAS, Federico Horacio, C.R.U.B-CC 1336, 8400 Bariloche.
 POCIVI, Antonio Sebastián, Malabia 932, 4° 12, 1414 Buenos Aires.
 POIRE, Daniel Gustavo, Av. Iriarte 1736, 6°, 1291 Buenos Aires.
 POMA, Stella Maris Norma, Roque Saenz Peña 1557, 1636 Olivos.
 POTTER, Paul Edwin, Geocs/Ufrgs Campus do Vale, Porto Alegre, Brasil.
 POWELL BONINO, Jaime E., Lavalle 1334, Dto.4, 4000 Tucumán.
 PREZZI, Claudia Beatriz, Hipólito Yrigoyen 3518, 3o A, 1208 Buenos Aires.
 PRIESTAP, Horacio Alfredo, Aramburu 516, 1640 Martínez.
 PUJOL, Eduardo, Los Andes 2186, 4400 Salta.
 QUATTROCCHIO de LEGUIZAMON, Mirta Elena, Martín Rodríguez 64, 8000 Bahía Blanca.
 QUENARDELLE, Sonia Mónica, Luis Py 2696, Bo. La Lonja, 1629 Pilar.
 RABASSA, Jorge Oscar, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
 RAMON, Mirta Isabel, Italia 23, 5870 Villa Dolores.
 RAMOS, Adriana, Saenz Valiente 3148, 1640 Martínez.
 RAMOS, Víctor, Díaz Velez 820, 1636 La Lucila.
 RAPALINI, Augusto Ernesto, Maturín 2309, 1426 Buenos Aires.
 RAPELA, Carlos W., 46 No 1543, 1900 La Plata.
 RE, Guillermo Héctor, V. Fernández 1219, 2800 Zárate.
 REBORI FOGALE, Luis Osvaldo, Córdoba 7, 3°, 8300 Neuquén.
 REINOSO, Margarita, Fraga 530, 1427 Buenos Aires.

- REMESAL, Marcela Beatriz, Pueyrredon 2631, 1650 Villa Maipú.
- REYES, Julio César, Rca. Arabe Siria 2535, 6°, 1425 Buenos Aires.
- RISSO, Corina, Bouchar 1222, 1636 La Lucila.
- RICCARDI, Alberto C., 11 N° 579, 1900 La Plata.
- RIVAROLA, David, Los Paraísos s/n, B. Las Lomas, 5700 San Luis.
- ROBBIANO, Juan Alberto, Aristóbulo del Valle 1350, 1640 Martínez.
- ROIG, Claudio E., CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia
- ROMAN ROSS, Gabriela, Centro Atómico Bariloche, Monoblock 1, 3° D, 8400 Bariloche.
- ROMERO, Edgardo, Araoz 2373, 2° A, 1425 Buenos Aires.
- RONCHI de DANIELE, Diana Inés, 67 No 1719, 1900 La Plata.
- ROSSELLO, Eduardo Antonio, Av. R. Scalabrini Ortiz 2464, 6o A, 1425 Buenos Aires.
- ROVERE, Elizabeth Ivonne, J.B. Alberdi 1427, 3° B, 1636 Olivos.
- RUBINSTEIN, Nora Alicia, R. L. Falcón 5062, 1407 Buenos Aires.
- RUBIOLLO, Daniel Gerardo, Curapaligüe 441, 13o G, 1406 Buenos Aires.
- RUIZ, Raúl Edgardo, 25 de Mayo 960, 9310 Puerto San Julián, Santa Cruz.
- RUZYCKI de BERENSTEIN, Lucía Isabel, Libertad 135 Sur, Rivadavia, 5400 San Juan.
- SABATTINI, Nora María, 11 No 579, 1900 La Plata.
- SALANI, Flavia María, Alsina 1264, 1638 Vicente López.
- SALES, Daniel, Mitre 318, 5700 San Luis.
- SALFITY, José A., Pasaje M. Roldán 57, 4400 Salta.
- SALOMONE, Guillermo Danilo, Di Sarli 694 y Tierra del Fuego, 9001 Comodoro Rivadavia.
- SANCHEZ BETTUCCI, Leda, Rambla Gandhi 373, 1638 Punta Carretas, Montevideo.
- SANGUINETTI, Eduardo Marco, Av. Belgrano 863, 6°, 1092 Buenos Aires.
- SANTILLAN, Héctor Manuel, 121 No 320, 1900 La Plata.
- SANTISTEBAN, Martín Eduardo, Dorrego 854, 7° B, 9000, Comodoro Rivadavia
- SASTRE, José Eduardo Deán Funes 454, 4400, Salta
- SATO, Ana María, 21 No 172, 1900 La Plata.
- SAYAGO GARCIA, José Manuel, Mendoza 4054, 4000 Tucumán.
- SCASSO, Roberto Adrián, Quintana 8, 1712 Castelar.
- SCHALAMUK, Isidoro B., 15 No 114, 1900 La Plata.
- SCHILLIZZI, Roberto Antonio, Av. Colón 777, 8000 Bahía Blanca.
- SCHROEDER, Carlos Enrique, CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- SCIUTTO, Juan Carlos, Marchioro 1746, 9000 Comodoro Rivadavia.
- SEGOVIA, Roman, 27 No 523, 1900 La Plata.
- SELLES MARTINEZ, José, Santa Fe 1317, 1° 2, 1059, Capital Federal.
- SEPULVEDA, Eliseo Guido, Av. Ruiz Leal s/n, CRYCIT-IANIGL, 5500, Mendoza
- SERRALLONGA, Ana María Esparza de, Universidad Nacional de Rio Cuarto-Ciudad Universitaria, 5800 Rio Cuarto.
- SERRAT CONGOST, David, Marina 251-A, 2-1, 08013 Barcelona, España.
- SESSAREGO, Horacio Luis, 296 Haddon Rd SW, Calgary, Alberta T2V 2Z3, Canada.
- SFRAGULLA, Jorge Alberto, Caseros 2565, 5000 B.Alto Alberdi, Córdoba.
- SIMON, Wilko Otto, C.C. 363, 5400 San Juan.
- SIMPSON, Carol, Dep. Earth Sci., Boston Univ., 675 Commonwealth Av., Boston Ma 02215, EE.UU.
- SKINNER, William, 63 Canterbury Drive, S.W. 357 Calgary T2W357 Alberta. Canadá.
- SOLA, Rosendo José, Rivadavia 1084, 4700 Catamarca.
- SOLIS, Gertrudis Natalia, Av. Alte. Brown 982, 4600 Jujuy.
- SOLIS, Rolando José Osvaldo, Alvarez Prado 2878, 1688 Villa Tesey.
- SOSA, Graciela del Rosario, Belgrano 597, 5700 San Luis.
- SOSA, Graciela Miriam, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis.
- SOSA GOMEZ, José Angel, Clotilde Donate 830, 4107 Yerba Buena, Tucumán.
- SPALLETTI, Luis A., 26 No 701, 1900 La Plata.
- SPIKERMANN, Juan P., Cirgeo/J.R. de Velasco 847, 1414 Buenos Aires.
- STINCO, Luis Pedro, San Juan 4362, 6° A, 1233 Buenos Aires.
- STRASSER, Edgardo Néstor, Sold. Puntano Desconocido 206, 5700 San Luis.
- STRECKER, Manfred, Univ. Postdam, Postfach 601553, Postdam D 14415,
- STRELIN Jorge Adrian, CADIC, Avda. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia.
- STRELKOV, Esteban Eduardo, Gral. Winter 3114, Bo. San Martín, 9005 General Mosconi.
- SUNESIN, Arne Adolfo, 11 e/ 20 y 21, 1900 La Plata.
- SUREDA, Ricardo José, Gral. J. C. Sánchez 737, Cdad. del Milagro, 4400 Salta.
- TAHA, Mohamed A., Guido 1637, 5° C, 1016 Buenos Aires.
- TICKYJ, Hugo, Ameghino 936, 6300 Santa Rosa.
- TOFALO, Ofelia Rita, Migueletes 1266, PB F/G, 1426 Buenos Aires.
- TOMEZZOLI, Renata Nela, Liniers 615, 1602 Florida.
- TORIELLI, César Alejandro, Dep. Geología/Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.
- TOSELLI Alejandro, Pje Payró 3342, 4000 Tucumán.
- TOSELLI, Gustavo Adolfo, Facultad Tecnol/Univ. Nac. de Catamarca, 4700 Catamarca.
- TOURN, Selvia Mabel, Cabello 3435, 6o A, 1425 Buenos Aires.
- TUBIA, José M., Dep. Geodinámica, Univ. País Vasco, Apto. 644, 48080 Bilbao, España.
- TUJCHNEIDER, Ofelia Clara, C.C. 495, 3000 Santa Fe.
- TULLIO, Jorge Oscar, Roque Saenz Peña 1544, 6300 Santa Rosa.
- TUNIK, Maisa Andrea, Montes de Oca 574, 6° D, 1270 Buenos Aires.
- TURAZZINI, Guillermo E., Sarmiento 2405, 1636 Olivos.
- TURIC, Mateo Alberto, J.F. Seguí 4684, 1425 Buenos Aires.
- UBALDON, María Cecilia, C.C. 149, 9200 Esquel.
- ULACCO, José Humberto, Avda. Lafinur 348, 5700 San Luis.
- URBINA, Nilda Esther, Sucre Sur, B. El Hornero 2°/6, 5700 San Luis.
- URIEN, Carlos María, Paraguay 609, 6° L, 1057 Buenos Aires.
- VACCARI, Norberto Emilio, Casanova s/n Bajo La Viña, 4600 Jujuy.
- VALENCIO, Susana Alicia, Fitz Roy 2260, 2o A, 1425 Buenos Aires.
- VALLES, Jorge Manuel, Los Aromos 1075, B. El Manzanar, 8324 Cipolletti.
- VARELA, María Eugenia, San Juan 371, 8000 Bahía Blanca.
- VARELA, Ricardo, 56 n° 1313, 1900 La Plata.
- VARGAS, Tomas Edmundo, Arenales 824, 1638 Vicente López.
- VASQUEZ, Jorge Raúl, Navarro 4969, 1419 Buenos Aires.
- VATTUONE de PONTI, María Elena, Jonas Salk 3156, 1636 Olivos.
- VEIGA, Gonzalo D., 42 N° 384 1/2 B, 1900 La Plata.
- VERGEL, María del Milagro, Matienzo 229, 4000 Tucumán.
- VEROSLAVSKY BARBE, Gerardo, José E. Rodo 2157, Apto. 603, Montevideo, 11.200 Uruguay.
- VIERA, Roberto Luis, Farellito y Angeleli, C° 4 B. Güemes, 9000 Comodoro Rivadavia.
- VILAS, Juan Francisco Antonio, Esmeralda 2359, 1602 Florida.
- VILLANUEVA GARCIA, Arturo, Saenz Peña 734, B. Mercantil, 4105 El Manantial, Tucumán.

VILLAR, Luisa María, Echeverría 912, 3o K, 1428 Buenos Aires.
 VILLAROSA, Gustavo, Unid. Post. n° 4, Pinar de Festa, 8400 Bariloche.
 VILLEGAS, Mónica, Pasaje Lincoln 1120, 5800 Rio Cuarto.
 VIOLANTE, Roberto Antonio, Cramer 63, 1876 Bernal.
 VISTALLI de TURAZZINI, María Cristina, D.F. Sarmiento 2405, 1636 Olivos.
 VITTONI, Héctor Félix, Paunero 2756, 7°, 1425 Buenos Aires.
 VIZAN, Haroldo, San Juan 1896, 3o 12, 1232 Buenos Aires.
 VRBA, Ana Virginia, Charlone 697, 2o E, 1427 Buenos Aires.
 VUJOVICH, Graciela Irene, Olavarría 579, 5o C, 1162 Buenos Aires.
 VULLIEN, Alicia Renee, Puan 260, So A, 1406 Buenos Aires.
 WALTHER, Ana María, Marcelo 1427, 1611 Don Torcuato.

WAVREK, David A., 283 North H. Street, Salt Lake City, 84103 Utah, EE.UU.
 WAYNE, William J., 1980 'C' Street, Lincoln, Nebraska, 68502-1649, EE.UU.
 WEINER, Adolfo Gabriel, Maestros Neuquinos 1027, 8300 Neuquén.
 WEXLER, Jorge S., Hidalgo 528, 7° B, 1405 Buenos Aires.
 ZALBA, Patricia Eugenia, Pza. Matheu 115, 1900 La Plata.
 ZAPATA, Tomás Ramón, Río Pilcomayo 809, 8300 Neuquén.
 ZAPETTINI, Eduardo O., Deheza 2574, 1429 Buenos Aires.
 ZAVALA, Carlos Alberto, Florida 1195, Dto.E, 8000 Bahía Blanca.
 ZUBIA, Mario Alberto, B. Gral. Güemes, casa 6, 9000 Comodoro Rivadavia.
 ZUÑIGA, Adolfo Eduardo, 55 No 605, 12o 2, 1900 La Plata.

MIEMBROS ADHERENTES

ALVAREZ LOBBE, María, B. Mutual, C.38 km 3, 9005 C. Rivadavia.
 AMBROSIO, Alfredo Luis, Alvear 3501, 1752 Lomas del Mirador.
 BAUMAN, Daniel Adrián, 7 n° 1837 F esq. 514, 1901 Ringuet.
 BERTOTTO, Gustavo Walter, Plumerillo 443, 6300 Santa Rosa.
 CANESSA, Nestor Diego, 40 n° 359, 1900 La Plata.
 CAPPIELLO, Daniel Ernesto, Suipacha 502, 11° C, 5730 Villa Mercedes, San Luis.
 CASAL, Gabriel Andrés, L. calle L. Viedma 151, C.83, 9009 Comodoro Rivadavia.
 CERVERA, Martín, calle 5 n° 1477, dto. 6, 1900 La Plata.
 CRINCOLI, Alina, O. Lagos 3001, 2000 Rosario.
 DE LA MATA, Iara Mercedes, 9 de Julio n° 1, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
 DRITTANTI, Daniel Isaías, Tucumán 366, 8000 Bahía Blanca.
 FIGLIUOLO, Silvio Pedro, Puerto Gaboto 4631, 8300 Neuquén.
 GIACCHINO, Adrián, Griveo 4071, 1419 Buenos Aires.
 GONZALEZ CHIOZZA, Sebastián, Rosetti 1345, 1602 Florida.
 GONZALEZ GUILLOT, Mauricio Alberto, 12 n° 280, depto. 2, 1900 La Plata.
 HILSON FOOT, Roberto, Serrano 924, 2O 15, 1414 Buenos Aires.
 KORZENIEWSKI, Lidia Inés, Torre 16, 3o D, Bo. Autopista, 1770 Tapias.
 MUÑOZ, Claudio Ernesto, José F. Aldao 350, Bo. San Salvador, 5003 Córdoba.
 NIEVA, Pedro Alejandro, Antártida Argentina 2524/1, km. 3, 9000 Comodoro Rivadavia.
 NORIEGA, Pablo, Gatello de Abad 140, B. Ferroviario, 9005 Comodoro Rivadavia.
 OGGIER, Fabián Pedro, Caseros 1338, 5700 San Luis.
 OLGATI, Silvia Gabriela, Manzanares 1675, depto. 9, 1429 Buenos Aires.
 PAREDES, José Matildo, Lago Fagnano 470, D. Argentina, 9000 Comodoro Rivadavia.

PELLEGRINI, Cesar Javier, 29 n° 2069, entre 407 y 408, 1894 Villa Elisa.
 PIRES, Mónica Adriana, Entre Ríos 253, 6300 Santa Rosa.
 PLAZIBAT, Silvana G., CC. 98, 6740 Chacabuco.
 RATNER, Marcelo Javier, Moreno 877, 9°, 1091 Buenos Aires.
 SALVARREDY ARANGUREN, Matías Miguel, Mitre 1082, 3260 Concepción del Uruguay, Entre Ríos.
 SOLER, Ramiro Daniel, Bolívar 5, depto. B, piso 2, 4400 Salta.
 SOSA, Mónica Susana, 25 de mayo 525, 1846 José Mármol.
 SUAREZ, Roberto Enrique, Dean Funes 1671, 9000 Comodoro Rivadavia.
 TEDESCO, Ana María, Oliden 617, 1408 Buenos Aires.
 TESTI, Ariel Martín, H. Yrigoyen 19.896, 1856 Glew.
 TRIPALDI, Alfonsina, Pje. B. Villafañe 2179, 1416 Buenos Aires.
 VAAMONDE, Claudia Beatriz, Montiel 198, 2° D, 1408 Buenos Aires.
 VERA, Darío Alberto, 59 n° 384, depto. 11 entre 2 y 3, 1900 La Plata.
 VIEIRO, Julio A, Gurruchaga 2306, 7° A, 1425 Buenos Aires.
 VILLALBA, Gabriela, Santa Fe 301, 5800 Rio Cuarto.
 VILLAMAYOR, Virginia Josefina, 43 n° 127 entre 121 y 122, 1900 La Plata.
 VILLARROEL, Humberto Sebastián, Cnel Beltrán 1758, Torre C 4-2, 5500 Godoy Cruz, Mendoza.
 VINANTE, Daniel, Facundo de Zuviría 1261, 4400 Salta.
 VISCONTI, Graciela, Av. España 137, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
 VITARELLA, Laura Gabriela, B. 20 de Junio, edif. 26 ent. 2 PVC, 1765 La Matanza.
 WAINZ, Oscar Emilio, Pasteur 447, 1° G, 1028 Buenos Aires.
 WOROSZYLO, María Elena, Circunscr. 2o, Sección 2o, Manzana 7, Casa 4, 1778 Ciudad Evita.

INDICE DEL VOLUMEN 53

ARTÍCULOS

J.E. Otamendi, M.R. Fagiano, F.E. Nullo y A.E. Patiño Douce. Petrología, geoquímica y metamorfismo del Complejo Achiras, sur de la sierra de Comechingones	27-40
M.G. Carrera y R.A. Astini. Valoración de las restricciones ambientales durante la transición Arenigiano-Llanvirniano, Ordovícico de la Precordillera argentina	41-56
C.E. Cisterna. La granodiorita de Las Angosturas, Sistema de Famatina, Argentina: caracterización petrográfica y química	57-68
S. Geuna. Paleomagnetismo del Grupo Sierra de los Cóndores (Cretácico Inferior de Córdoba): correlación magnetoestratigráfica local, y sus consecuencias en la interpretación geológica	69-82
C.A. Vásquez, A. M. Walther, M.J. Orgeira, I.M. Di Tomasso, H. Lippai, S. Alonso y J.F.A. Vilas. Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia loess-paleosuelo de la región chacopampeana	83-90
M.J. Orgeira, A.M. Walther, C.A. Vásquez, I.M. Di Tomasso, S. Alonso, G. Sherwood, H. Yuang y J.F.A. Vilas. Magnetismo ambiental: loess y paleosuelos de la Formación Buenos Aires (Provincia de Buenos Aires)	91-100
A. B. Guerreschi y R. D. Martino. Las migmatitas estromatíticas de Huerta Vieja, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina	101-116
R. N. Tomezzoli y E. O. Cristallini. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires	117-129
J.M. Cortés. Tectónica de desplazamiento de rumbo en el borde sur de la depresión de Yalguaraz, Mendoza	147-157
A. Villanueva García y R. Ovejero. Procedencia de las arenitas de las formaciones San José y Las Arcas (Neógeno) en la localidad de Entre Ríos, Catamarca	158-166
D. M. Gaiero. Hidrogeoquímica de un sistema de la región semiárida: el río Suquia, Córdoba: 1. Fuentes de iones mayoritarios	167-186
F.X. Pereyra y J.A. Ferrer. Relación morfogénesis-pedogénesis en la vertiente nororiental de las Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires	187-196
M. Franchini, R. Lira y J. Sfragulla. Zonación mineralógica y evolución de los fluidos en el skarn Copina, provincia de Córdoba (64° 39'O-31° 30'S)	197-211
G.A. Cisterna y N. Sabbatini. Algunos Gastropoda de la Formación Río del Peñón (Carbonífero-Pérmico), Provincia de La Rioja, Argentina	212-218
M.C. Moya. El Paleozoico inferior en la sierra de Mojotoro, Salta, Jujuy	219-238
E. B. Olivero, L.N. Castro, R.A. Scasso, A.M. Fazio y P. Miretzky. Fosfatos Marinos del Paleogeno de la Isla Grande de Tierra del Fuego	239-246
M. Franchini, R. Lira y J. Sfragulla. El skarn Cañada del Puerto (31° 25'LS-64° 54'LO), provincia de Córdoba: otro ejemplo de metasomatismo caracterizado por fluidos ricos en agua, hidrógeno y flúor	247-260
A.C. Massabie. Reactivación transpresiva del fallamiento triásico durante la inversión tectónica en la Cuenca Cuyana	261-272
H.H. Camacho, J.O. Chiesa y S.G. Parma. Relaciones estratigráficas entre formaciones terciarias en el occidente de la Provincia de Santa Cruz	273-281
G.M. Gómez y R. Lira. Geología y aspectos geoquímicos del plutón granítico de La Playa, sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba	291-305
M.E. Varela y D.A. Gregori. A model for fluid circulation in a polymetallic deposit: Angela mine, Somuncura Massif	306-316
M.S. Japas y J. Sellés-Martínez. Análisis de la microfábrica deformacional de los "Pórfidos Riolíticos" en el área de basamento de Pigüé, Sierras Australes de Buenos Aires	317-324
E.F. González Díaz, L. Fauqué, C.H. Costa y A.D. Giaccardi. La avalancha de rocas de Las Cañas: otra manifestación de estos fenómenos en el flanco oeste de la Sierra Grande de San Luis	325-336
D.M. Gaiero. Hidrogeoquímica de un sistema de la región semiárida: el río Suquia, Córdoba 2. Transporte de sólidos disueltos, meteorización y consumo de CO ₂	337-347
O. Orfeo. Reconstrucción morfológica y paleohidrológica de un tramo abandonado del río Paraguay inferior	348-353
M.B. Aguirre-Urreta y P.E. Rawson. The Early Cretaceous (Valanginian) ammonite <i>Chacantuceras</i> gen. nov. - a link between the Neuquén and Austral Basins	354-364
J.P. Milana. Anatomía de parasecuencias en un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos, cuenca triásica de Iachigualasto, San Juan	365-387
L.A. Spalletti y C.A. Barrio. Arquitectura y secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco) en la Cuenca Cuyana	388-400
M. Franchini y L. Malvicini. Las alteraciones y mineralizaciones de Campana Mahuida y Caicayén, Neuquén: nuevos datos para la exploración de la asociación Skarns de Cu-Pórfiros Cupríferos en la Cordillera Principal	401-415
M.E. Giménez, M.P. Martínez y A. Introcaso. Análisis del inusual gradiente gravimétrico horizontal entre la cuenca del Bermejo y la sierra de Valle Fértil (Provincia de San Juan)	416-421
A. D. Chincarini, R. D. Martino y A. B. Guerreschi. Origen alóctono del gabro del cerro San Lorenzo, sierra de Comechingones, Córdoba	435-444
R. A. Astini. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos	445-460
J. Kostadinoff y C. Prozzi. Cuenca de Claromecó	461-468
H. G. Carrizo, C. A. Torielli, J. A. Strelin y C. E. J. Muñoz. Ambiente eruptivo del Grupo Volcánico Isla James Ross en Riscos Rink, Isla James Ross, Antártida	469-479
G. Román Rossi, A. M. Kirschbaum, S. Ribeiro Guevara y M. A. Arribére. Procesos de meteorización en el granito de Achala, Sierra Grande de Córdoba: cambios químicos y mineralógicos	480-488
R. A. Astini. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Tardío	489-503
E. B. Olivero, V. Barreda, S. A. Marensi, S. N. Santillana y D. R. Martinioni. Estratigrafía, sedimentología y palinología de la Formación Sloggett (Paleogeno continental), Tierra del Fuego	504-516
R.M. Dargam, S.A. Herrero y A.I. Pasquini. Procesos de meteorización química en una cuenca semiárida de montaña, río Salsipuedes, Córdoba	517-525
A.E. Artabe, E.M. Morel, L.A. Spalletti y M. Brea. Paleocambios sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza	526-548

NOTAS BREVES

C.H. Costa, C.E. Gardini, C.J. Schmidt y P. Guerstein. Dataciones ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar y rasgos estructurales de la Formación Cerro Varela (Triásico), Provincia de San Luis	282-285
J. Kostadinoff, E.A. Bjerg, S. Delpino, L. Dimieri, A. Mogesio, G. Hoinkes, Ch. Hauzenberger y A. Felfernig. Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis	549-522
E.B. Olivero. Large mud-filled channels in the Maastrichtian of the López de Bertodano Formation (Seymour Island, Antarctica): Stratigraphical implications	553-556
P.E. Nabel y D. Vargas. Magnetoestratigrafía de la Formación Pascua, pleistoceno de la Provincia de Buenos Aires	557-561
COMENTARIOS	
G. Parker. Delimitación del borde exterior de la plataforma continental	130-131
DISCUSIONES	
Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental Comentario, J. Sellés-Martínez	422-424
Réplica, O.R. López-Gamundi y E.A. Rossello	
COMENTARIO DE ACTUALIDAD	
Quinto Simposio Internacional sobre el Sistema Jurásico. A.C. Riccardi	429
COMENTARIOS BIBLIOGRÁFICOS	
Ramos, V.A. (Ed.). Geología de la región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, E.O. Roller	132-135
Calmeis, A.P. y Carballo, O.C. Geomorfología de las Regiones Secas. 3, El Modelado de las Geofomas. A.C. Riccardi	286
HOMENAJES	
Homenaje al Dr. Arturo J. Amos	3-26
NECROLÓGICAS	
Carlos Ruiz Fuller (1916-1997)	136
Miguel Angel Uliana (1944-1997)	137-140
Bruno Alberto Juan Baldis (1937-1997)	141-142
Aníbal Alejandro Palma (1921-1992)	430
AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS	562
CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN	563-565
LISTA DE MIEMBROS DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA	566-572
INDICE DEL VOLUMEN 53 (1998)	573-574

INDICE DE AUTORES

Aguirre-Urreta, M.B., 354	Giaccardi, A.D., 325	Ovejero, R., 158
Alonso, S., 83, 91	Gimenez, M.E., 416	Parker, G., 130
Arribé, M.A., 480	Gómez, G.M., 291	Parma, S.G., 273
Artabe, A.E., 527	González Díaz, M.F., 325	Pasquini, A.I., 518
Astini, R.A., 41, 445, 489	Gregori, D.A., 306	Patiño Douce, A.E., 27
Barreda, V., 505	Guereschi, A. B., 101, 435	Pereyra, F.X., 187
Barrio, C.A., 388	Hauzenberger, Ch., 549	Prozzi, C., 461
Bjerg, E.A., 549	Herrero, S.A., 518	Rawson, P.F., 354
Brea, M., 527	Hoinkes, G., 549	Ribeiro Guevara, S., 480
Camacho, H.H., 273	Introcaso, A., 416	Rolleri, E. O., 132
Carrera, M.G., 41	Japas, M.S., 317	Roman Ross, G., 480
Carrizo, H.G., 469	Kirschaum, A.M., 480	Sabattini, N., 212
Castro, L.N., 239	Kostadinoff, J., 461, 549	Santillana, S.N., 505
Chiesa, J.O., 273	Lippai, H., 83, 91	Scasso, R.A., 239
Chincarini, A.D., 435	Lira, R., 197, 247, 291	Schmidt, Ch.J., 282
Cisterna, C.E., 57	Malvicini, L., 401	Sellés-Martínez, J., 317
Cisterna, G.A., 212	Marenssi, S.A., 505	Sfragulla, J., 197, 247
Cortés, J.M., 147	Martínez, M.P., 416	Sherwood, G., 91
Costa, C.H., 282, 325	Martinioni, D.R., 505	Spalletti, L.A., 388, 527
Cristallini, E. O., 117	Martino, R. D., 101, 435	Strelin, J.A., 469
Dargam, R.M., 518	Massabie, A.C., 261	Tomezzoli, R. N., 117
Delpino, S., 549	Milana, J.P., 365	Torielli, C.A., 469
Di Tomasso, I.M., 83, 91	Miretzky, P., 239	Varela, M.E., 306
Dimieri, L., 549	Mogessio, A., 549	Vargas, D., 557
Fagiano, M.R., 27	Morel, E.M., 527	Vásquez, C.A., 83, 91
Fauqué, L., 325	Moya, M.C., 219	Vilas, J.F.A., 83, 91
Fazio, A.M., 239	Muñoz, C.E.J., 469	Villanueva García, A., 158
Felfernig, A., 549	Nabel, P.E., 557	Walther, A.M., 83, 91
Ferrer, J.A., 187	Nulló, F.E., 27	Yuang, H., 91
Franchini, M., 197, 247, 401	Olivero, E.B., 239, 505, 553	
Gaiero, D.M., 167, 337	Orfeo, O., 348	
Gardini, C.E., 282	Orgeira, M.J., 83, 91	
Geuna, C.E., 69	Otamendi, J.E., 27	

En este índice no se especifica si se trata de trabajos de uno o más autores. Cada autor es citado separadamente.

INTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para sus publicaciones Artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecuen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación. Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1° piso, 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión completa de cada artículo, no deberá ser mayor de 15 páginas impresas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas

en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirá como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, 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 el nombre de la editorial y lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metagenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 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 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 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. y Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto P. Calmels

YPF S.A.

Panamerican Energy LLC

BHP-Utah International Exploration Inc.

Borax Argentina S.A.

Petrolera Argentina San Jorge

y los aportes de:

S. Archangelsky

H. Bassi

J.C. Benvenuti

J.L. Bianchi

C.A. Gentili

A.R. Gramajo

R.L. Moreno

H.J. Pendola

E.O. Rolleri

E.R.D. Saccone

F. Vervoorst

W. Volkheimer

Edición realizada por Vergara Oroño-Frascarelli,
Estudio de producción gráfica.
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de marzo de 1999
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires

GUIDELINES FOR AUTHORS

The **Revista de la Asociación Geológica Argentina** publishes original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America.

Copyright to all papers published in the **Revista** belongs to the Asociación Geológica Argentina.

More detailed instructions to authors were published in vol. 47 (1): 124-128 of the *Revista*.

Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. All papers submitted to the *Revista* are read critically by at least two referees before they are accepted for publication.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscript, including captions of figures and tables. All original illustrations must be submitted, plus two additional copies at publication size.

Manuscripts must be submitted to:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1° piso, 1006 Buenos Aires,
Argentina

Manuscripts in English or Spanish are acceptable. They must be submitted on either 21.5 x 28.0 cm (8 1/2 x 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed or letter-quality typed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide ample margins. A limit of 15 published pages is placed on all papers within the *Revista*.

The first page must include the title, names and complete addresses of authors.

The second page must include an abstract that is not expected to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the third page. Organization of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgments, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every three printed pages of text. Explanations of

figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript.

References

References must begin on a separate page at the end of the manuscript. All references mentioned in the text, figures, captions, tables and appendixes must be listed. Only references cited in the paper must be listed. Particular care should be given to reference format, order and punctuation, according to the examples given below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by second author. For references with more than two authors, list alphabetically by first author and then chronologically, earliest year first. Do not abbreviate journal titles of book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of the editor and the city of publication.

- Angelelli, V. and Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. In: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. and Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=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. (unpublished).
- 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.

Reprints

Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs.

Costs to be paid by authors

Costs for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Authors

To publish a paper in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

ISSN 0004-4822

Volumen 53 - Número 4 - Págs. 433-576
Buenos Aires - Marzo 1999

Registro de la Propiedad
Intelectual 908558

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104