

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 55 N° 4 2000

55 4

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

289-432
Diciembre 2000

ISSN
0004-4822



Buenos Aires
Argentina

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 55, Number 4, December 2000

CONTENTS

ARTICLES

- Metamorphic and alteration processes in a Jurassic sequence from the Central Patagonian Cordillera, Chubut
G. I. Massaferro 291-299
- Biotertrital mud mounds of Chachao Formation (Valanginian): Features and environmental evolution, Malargüe, Mendoza
R. M. Palma, M. N. Meléndez, J. P. Calvo and S. G. Lanés 300-308
- Structure and seismotectonics of the Barrancas anticline, Province of Mendoza
L. Chiaramonte, V. A. Ramos and M. Araujo 309-336
- The Holocene in the marine and coastal regions of northeastern Buenos Aires
R. A. Violante and G. Parker 337-351
- Evaluation of the mobility of major and trace elements during the mylonitization of basement rocks from Sierras Australes of Buenos Aires
L. E. Grecco, S. H. Delpino, D. A. Gregori and L. V. Dimieri 352-362
- Cerro Bayo of Sierra Negra, Neuquén: an example of a 'Christmas-tree' laccolith
P. D. González and E. Aragón 363-377
- Stratigraphical revision and palaeogeographical considerations of the western tectonofacies of the Argentine Precordillera
R. A. Astini, E. D. Brussa and C. E. Mitchell 378-386
- Chemistry of some alluvial monazites from Argentina
R. Lira, M. S. O'Leary and I. M. Steele 387-393

COMMUNICATION

- Evidence of palaeoliquefaction in Río Acequión gorge, Sarmiento, San Juan
J. D. Paredes and L. P. Perucca 394-397

SHORT NOTES

- Palaeozoic ductile deformation and Tertiary thrusts in the Neopalaeozoic of Chubut
M. J. Márquez and R. E. Giacosa 398-402
- ¹⁴C ages and cyclic accretion of coastal elevated deposits, Bahía Engaño, Chubut
A. J. A. Monti 403-406
- El Peñón Granite, Sierra de Umango: description, Rb/Sr age and tectonic implications
R. Varela, D. Roverano and A. M. Sato 407-413
- Discovery and interpretation of internal unconformities within the Vinchina Formation (Neogene), La Troya creek, La Rioja, Argentina
S. A. Marensi, L. I. Net, A. T. Caselli, A. Tripaldi and C. O. Limarino 414-418
- Rocks avalanches triggered by neotectonics on the Río Mendoza valley, south of Uspallata
L. Fauqué, J. M. Cortés, A. Folguera and M. Etcheverría 419-423

MEMORIAL

- Félix González Bonorino (1918-1998)
M. E. Teruggi and E. J. Llambías 424-427

NEWS

- 31st International Geological Congress (IGC) (Rio de Janeiro – Brazil, August 6 – 17, 2000)
A. C. Riccardi 427

[ACKNOWLEDGEMENT TO REVIEWERS](#) 428

[ERRATA](#) 428

[INDEX OF VOLUME 55 \(2000\)](#) 429-430

ON THE COVER

Microphotography of greigite. Mina Pirquitas. Province of Jujuy.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

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

REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 55, NÚMERO 4, DICIEMBRE 2000

CONTENIDO

ARTÍCULOS

- Procesos de alteración y metamorfismo en una secuencia jurásica de la Cordillera Patagónica Central, Chubut
G. I. Massafiero 291-299
- Abultamiento biodetrítico en la Formación Chachao (Valanginiano): características y evolución ambiental, Malargüe, Mendoza
R. M. Palma, M. N. Meléndez, J. P. Calvo y S. G. Lanés 300-308
- Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas, cuenca Cuyana, provincia de Mendoza
L. Chiaramonte, V. A. Ramos y M. Araujo 309-336
- El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de Buenos Aires
R. A. Violante y G. Parker 337-351
- Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires
L. E. Grecco, S. H. Delpino, D. A. Gregori y L. V. Dimieri 352-362
- El cerro Bayo de la sierra Negra, Neuquén: ejemplo de un lacolito tipo Árbol de Navidad
P. D. González y E. Aragón 363-377
- Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera argentina
R. A. Astini, E. D. Brussa y C. E. Mitchell 378-386
- Quimismo de algunas monacitas aluvionales argentinas
R. Lira, M. S. O'Leary y I. M. Steele 387-393

COMUNICACIÓN

- Evidencias de paleolicuefacción en la quebrada del río Acequián, Sarmiento, San Juan
J. D. Paredes y L. P. Perucca 394-397

NOTAS BREVES

- Deformaciones dúctiles paleozoicas y corrimientos terciarios en el Neopaleozoico de Chubut
M. J. Márquez y R. E. Giacosa 398-402
- Edades ¹⁴C y ciclicidad de la acreción en depósitos costeros elevados. Bahía Engaño, Chubut
A. J. A. Monti 403-406
- Granito El Peñón, sierra de Umango: descripción, edad Rb/Sr e implicancias geotectónicas
R. Varela, D. Roverano y A. M. Sato 407-413
- Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina
S. A. Marensi, L. I. Net, A. T. Caselli, A. Tripaldi y C. O. Limarino 414-418
- Avalanchas de roca asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata
L. Fauqué, J. M. Cortés, A. Folguera y M. Etcheverría 419-423

NECROLÓGICA

- Félix González Bonorino (1918-1998)
M. E. Teruggi y E. J. Llambías 424-427

COMENTARIO DE ACTUALIDAD

- 31^a International Geological Congress (IGC) (Rio de Janeiro – Brasil, Agosto 6 – 17 de 2000)
A. C. Riccardi 427

AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS

- ERRATA 428

ÍNDICE DEL VOLUMEN 55 (2000)

TAPA

Fotomicrografía de greigita. Mina Pirquitas. Provincia de Jujuy.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.

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

This One



URXX-CTS-J4PG

429-430



REVISTA

Directora

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

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

Editores Asociados

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

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

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la American Association of Petroleum Geologists

COMISIÓN DIRECTIVA

(1999-2001)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Presidenta: Lic. Norma E. Pezzutti.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.

Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

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

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

ÓRGANO DE FISCALIZACIÓN

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

Suplente: Dr. Augusto P. Calmels.

Delegados en el interior

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

Delegados en Buenos Aires

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

Delegados en el exterior

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

Copyright © 2000. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy license by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 \$00.00+\$00.50.

Metamorphic and alteration processes in a Jurassic sequence from the Central Patagonian Cordillera, Chubut

Gabriela Isabel MASSAFERRO

Centro Nacional Patagónico-CONICET, Bvd. Brown s/n, 9120 Puerto Madryn, Chubut
E-mail: gim@cenpat.edu.ar

RESUMEN. *Procesos de alteración y metamorfismo en una secuencia jurásica de la Cordillera Patagónica Central, Chubut.* La secuencia volcánico-clástica jurásica aflorante en el Cerro Cucho (Grupo Lago La Plata) a 43°30'S y 71°12'O, sector este de la Cordillera Patagónica Central, se encuentra afectada por procesos de alteración hidrotermal y/o metamorfismo relacionados a la intrusión de los granitoides del Cretácico tardío-Terciario. Se diferenciaron varias asociaciones metamórficas y de alteración determinándose sus temperaturas de formación en función de inclusiones fluidas y datos pre-existentes en la bibliografía. Las asociaciones son: (1) epidoto + clorita + calcita + cuarzo + albita ± sericita ± prehnita, desarrollada en rocas volcánicas a temperaturas entre 200-270°C, dato que concuerda con temperaturas medidas en inclusiones fluidas en calcita (206-272°C); (2) actinolita + clorita + titanita + cuarzo + calcita en rocas volcánicas a temperaturas alrededor de los 300°C; (3) venas de skarns en rocas sedimentarias caracterizadas por hornblenda + diópsido + titanita, probablemente formados a temperaturas entre 450 y 650°C; (4) rocas volcánicas transformadas en hornfels con clinopiroxeno, hornblenda, plagioclasa y titanita formados a una temperatura estimada de 600°C; (5) alteración potásica dada por la presencia de biotita (±cuarzo y turmalina) en rocas volcánicas, en un rango de temperaturas desde 450° hasta 650°C; (6) alteración argílica, silicificación, desarrollo de pirita y presencia de venas epitermales de cuarzo asociadas con mineralización de Au; temperaturas medidas en inclusiones fluidas en el cuarzo abarcan un rango entre 273° y 345°C. Las temperaturas de las asociaciones de minerales secundarios y su relación espacial con los intrusivos, sugieren una superposición de eventos de alteración/metamorfismo relacionados a los granitoides cretácicos.

Palabras clave: *Metamorfismo, Alteración, Volcanitas jurásicas, Patagonia, Argentina*

Key words: *Metamorphism, Alteration, Jurassic volcanic rocks, Patagonia, Argentina*

Introduction

The Jurassic and Cretaceous volcanic rocks of the Patagonian Cordillera crop out as wide linear belts in the southern Andes of Argentina and adjacent parts of Chile. These rocks are believed to represent an arc related to a subduction regime (Haller and Lapido 1980; Ramos 1981) that has persisted from the Jurassic until the present along the western margin of South America.

Geological descriptions of the Jurassic and Cretaceous of the Patagonian Cordillera are usually focused on the granitoids and the geochemistry of volcanic rocks; only exceptionally are the regional or local alterations treated (e.g., Aguirre *et al.* 1997 for the 43 and 46° S Chilean sector). The present paper describes the regional and local alteration patterns in a Jurassic volcanic and sedimentary sequence that crops out in the cerro Cucho area (Fig. 1) between 43°- 47°S, on the eastern edge of the Central Patagonian Cordillera (CPC) (Haller and Lapido 1980). To the east, the CPC is bounded by

the Chubut Precordillera, and to the north and south by the Northern Patagonian Cordillera and the Southern Patagonian Cordillera, respectively. The different types of alteration are described and related to the primary volcanic features and to granitoid intrusions. In addition, a comparison is made with other sectors of the Chilean Cordillera.

The geology of the CPC comprises: (a) Jurassic volcanic and sedimentary rocks; the former are of intermediate composition to the north and acid composition to the south, correlated with the Lago La Plata Group, (b) marine sedimentary rocks deposited in a small Early Cretaceous sea, (c) continental volcanic rocks of Late Cretaceous age, (d) granitoid plutons of Early to Late Cretaceous and Tertiary age (e) Eocene continental basic to acid volcanic rocks with intercalated lacustrine and/or fluvial sedimentary rocks, (f) Oligocene intramontane deposits, (g) Miocene continental sedimentary rocks of lacustrine character, and (h) glacial, colluvial and alluvial Quaternary deposits. The stratigraphy of the Chubut Precordillera is similar to that of the CPC,

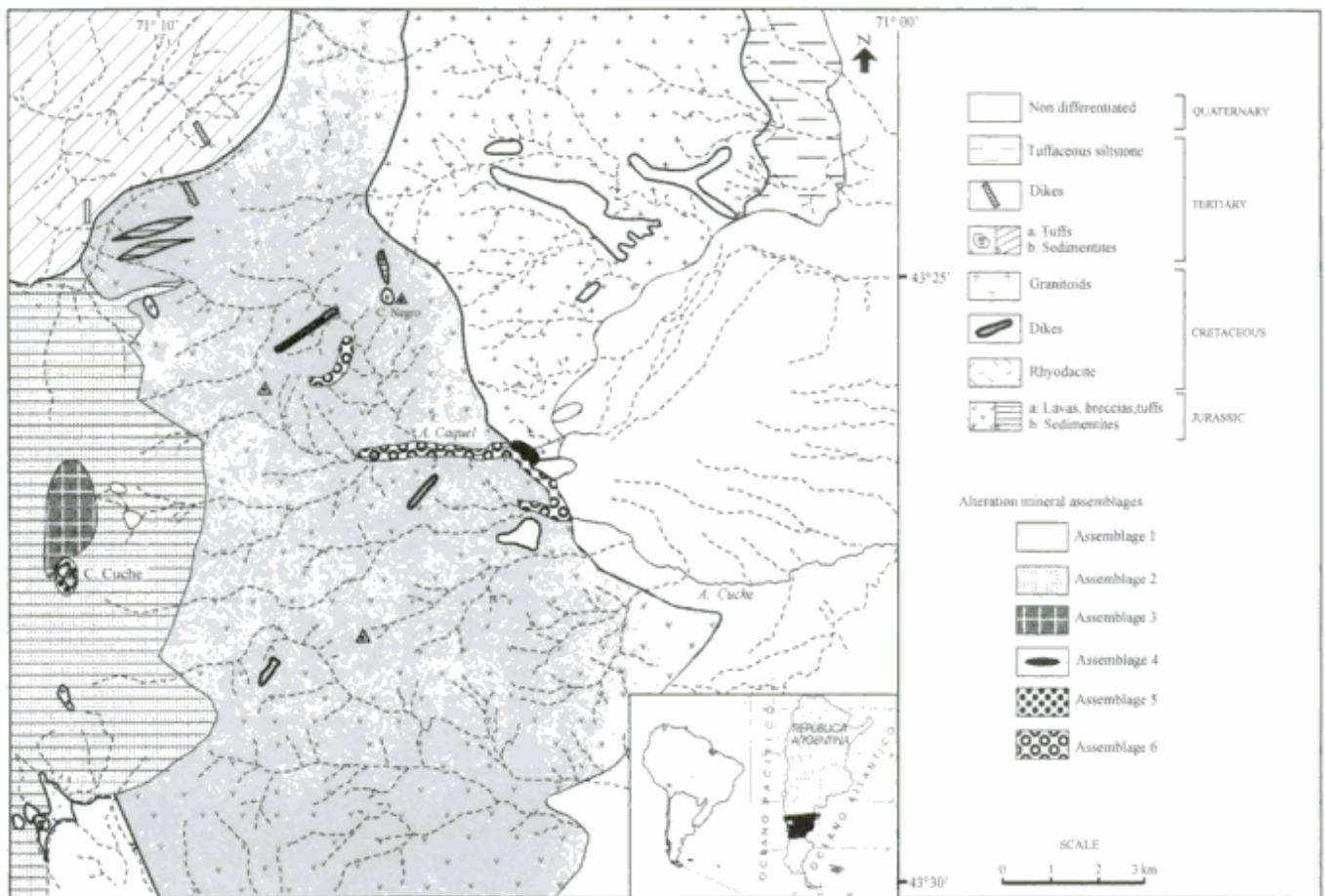


Figure 1: Geologic map and distribution of alteration assemblages in the area of Cerro Cuche.

the main differences being the presence of Palaeozoic marine sedimentary rocks and Lower Cretaceous basic intrusions in the first one.

The Jurassic sequence in the CPC treated here belongs to a 500 or more km wide volcanic arc (Page and Page 1993).

Methodology

The alteration study of the Lower Jurassic sequence at Cerro Cuche is based on ca. 100 representative samples of slightly altered to heavily altered rocks. The primary mineralogy and chemical composition of the Jurassic, Cretaceous and Tertiary volcanic rocks and Cretaceous granitoids were described in previous works (Massaferro 1998, 1999).

Secondary mineralogy was determined by means of thin sections, polished sections and X-Ray diffraction techniques. Metallic elements were determined by means of INAA (Instrumental Neutron Activation Analysis) at ACTLABS commercial laboratories of Canada. Amphiboles from four

samples were analyzed with electron microprobe (EPMA) at CITEFA (Centro de Investigaciones de las Fuerzas Armadas). Thermometric studies of fluid inclusions in quartz from epithermal veins and calcite of one of the mineral assemblages were carried out using a Chaixmecha heating and cooling stage, with a temperature range between -180° and $+600^{\circ}$, at the Departamento de Geología de la Universidad de Buenos Aires. Mean density values and homogenization pressures were calculated with the FLINCOR program of Brown (1989).

Geology of the study area

The geology of the Cerro Cuche area consists of stratified sequences of Early Jurassic and Tertiary age, Cretaceous granitoid intrusions and Quaternary deposits (Fig. 1).

The Lower Jurassic sequence, which crops out in the central-western part of the area (Fig. 1), comprises subaerial volcanic and marine sedimentary rocks. Continental clastic deposits bearing an Early Eocene fossil flora are intruded by volcanic dykes

and crop out in the north-western corner, whereas Miocene continental clastic rocks and limestones, are exposed in the north-east. The Quaternary sediments include glacial, alluvial and colluvial deposits.

The Cretaceous granitoids are epizonal plutons which intrude the Jurassic-Cretaceous sequences. They are medium-grained granodiorites and tonalites of light grey colour. Locally, up to 1.5 cm long plagioclase and hornblende crystals occur; mafic microgranular enclaves, 20 cm in diameter, are common. The petrographical and chemical characteristics of the granitoids correspond to a hybrid calc-alkaline type (Barbarin 1990), and they belong to the I-type of Chappell and White (1974). Their high MnO and Y contents place these rocks in the non-productive type of Baldwin and Pearce (1982). A predominant upper mantle source, with contributions from the crust and the subducted slab, coupled with mingling processes during their ascent, have been proposed for their origin (Massaferro 1998, 1999). Some authors (e.g. Haller and Lapido 1980; Baker *et al.* 1981; Ramos *et al.* 1982) have suggested that these granitoids represent the roots of the Jurassic magmatic arc, exposed by erosion after the uplift following the Andean orogeny, i.e. during the Tertiary. A statistical plot of all the chronological data known of the Patagonian Batholith (Massaferro 1998) indicate a period of maximum activity between 97 and 102 Ma (Albian). These periods of maximum magmatic activity are coincident with periods of maximum rate of ocean floor spreading and Andean orogeny (Bruce *et al.* 1991).

The Lower Jurassic sequence

The Lower Jurassic sequence in the cerro Cucho area has a total thickness close to 1000 metres. It is subdivided in three members which interfinger and grade into each other.

The lower member is a monotonous sequence of lava flows, predominantly of intermediate composition. Pyroclastic rocks, mainly andesitic breccias and tuffs, compose the middle member. General features of the outcrops and the petrographical characteristics indicate a subaerial depositional environment for the rocks of the lower and middle member. The upper member consists of pelitic rocks, sandstones, conglomerates and limestones with algal structures (stromatolites and oncolites) (Massaferro 1998; Massaferro *et al.* 1998). A level of coquina bearing abundant pelecypods, ammonites, gastropods and corals, assigns a Pliensbachian age to this member, and represents the oldest fossil record for this segment of the Patagonian Cordillera. The depositional environment of the upper member was

marine, littoral, with sporadic storm and subaerial exposures (Massaferro *et al.* 1998).

Primary characteristics of the volcanic rocks

The volcanic rocks of the lower member are mainly andesites and basaltic andesites, with subordinate dacites and rhyodacites. Megascopically, the andesites are aphanitic, but small phenocrysts of plagioclase (andesine-labradorite), pyroxene and hornblende can be observed under the microscope. The groundmass consists of plagioclase microlites and secondary minerals such as chlorite, calcite, sericite and quartz. The dacites have porphyritic textures with plagioclase phenocrysts in an aphanitic matrix of plagioclase microlites and interstitial quartz. In some samples devitrified glass has been observed.

The pyroclastic rocks of the middle member comprise coarse breccias and air-fall tuffs, with scarce intercalations of pyroclastic flows (ignimbrites), of andesitic composition. The air-fall tuffs varies from coarse to fine-grain size with typical red oxidization colours and are composed of different proportions of crystal fragments of quartz and plagioclase, devitrified shards and lithic fragments.

Chemically, the volcanic rocks range from tholeiitic to calc-alkaline of normal K-type. Their chemical signature resembles that of a continental volcanic arc developed on relatively thin crust (Massaferro 1998, 1999). These characteristics seem to be maintained along the N-S and E-W extension of the Jurassic arc, as suggested by a comparison made by Massaferro (1998) of Jurassic rocks from the CPC in Argentina (Haller and Lapido 1980; Haller 1985; Massaferro 1998), and from the Southern Patagonian Cordillera in Argentina and Chile (Baker *et al.* 1981).

Alteration and metamorphism

The above described sequence has been overprinted by mineralogical, textural and/or chemical changes due to local or regional alteration and/or metamorphic processes. In some cases, a distinction between the results of low grade metamorphism or hydrothermal alteration is very difficult to establish, because of the similar mineralogical assemblage they produce. The only differences are the higher fluid/rock ratios and thermal gradients in the hydrothermal alteration processes.

The local alteration is developed close to the contacts with granitoid intrusions forming either hornfels when the host rock is volcanic, or calc-

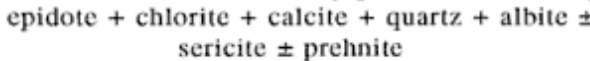
silicate veins, when the host rock is a limestone (Fig. 1). Hydrothermal alteration, mainly silicification and pyritisation also occurs in some restricted areas (Fig. 1).

The regional alteration, affecting a more extended area, is characterized by the preservation of the volcanic textures, but a partial to total replacement of the primary minerals by green-colored secondary associations, of inferred low to medium temperature, is observed (selectively pervasive alteration). The chemical analyses of the rocks show a high value for the loss by ignition (1.4-5.2%).

Secondary mineral assemblages

The secondary minerals formed by the local or regional processes, replace partially or totally the primary phases, such as pyroxene and plagioclase, or occur in fractures (veins and veinlets). Microscopic observations, together with XRD determinations, show that the secondary minerals can be divided into six different assemblages.

Assemblage 1: The andesite and dacite lavas of the lower member and the pyroclastic rocks of the middle member are selectively pervasive altered by:



Epidote and chlorite predominate in the andesitic rocks, whereas calcite and sericite are common in the dacites. Epidote is usually euhedral but massive when associated with intense silicification. Chlorite is present in veins or as pseudomorphs after amphibole or pyroxene. Anhedral calcite partially replaces plagioclase. Albite is found as fracture fillings or surrounding primary plagioclase, and sericite is present as flakes in plagioclase phenocrysts or microlites. Prehnite forms radial aggregates filling veins, or replaces mafic minerals as individual crystals. Quartz is present in veins, filling vesicles, or as devitrification product of the volcanic glass.

Fluid inclusion studies on calcite show that it contains aqueous inclusions with a gas bubble occupying 20%-40% of the total volume. Inclusions have negative crystal shapes and are about 10 μm in size.

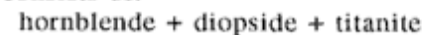
The homogenization temperatures obtained range between 206° and 272°C, with a mean value of 226°C. The ice melting point was difficult to observe because of the small size of the inclusions.

Assemblage 2: This assemblage is found both in the sedimentary and volcanic rocks of the Jurassic sequence:



In the sedimentary rocks of the upper member these minerals are present as dark green veins, up to 1 cm thick, parallel to the stratification. In the volcanic rocks of the lower and middle members they commonly replace phenocrysts or occur in veinlets. Actinolite appears as light green non-pleochroic crystals of fibrous habit. Chlorite is found replacing primary phases and filling vesicles and veinlets, where it has a botryoidal habit.

Assemblage 3: This assemblage, which is found only in veins in sedimentary rocks of the upper member, consists of:



The amphibole is prismatic with weak pleochroism (green to yellowish green). According to electron-probe (EPMA) determinations and the classification scheme of Leake *et al.* (1997) its composition varies between ferro-hornblende and a magnesio-hornblende (Table 1, Fig. 2).

Assemblage 4: Granoblastic hornfels is developed at the contact zone between Cretaceous granodiorite and the volcanic rocks of the lower member. It consists of quartz grains with triple junctions, clinopyroxene, hornblende, plagioclase and titanite.

Assemblage 5: Fine brown flakes of biotite occur as devitrification products of glass or as partial

Figure 2: Classification of amphiboles (Leake *et al.* 1997).

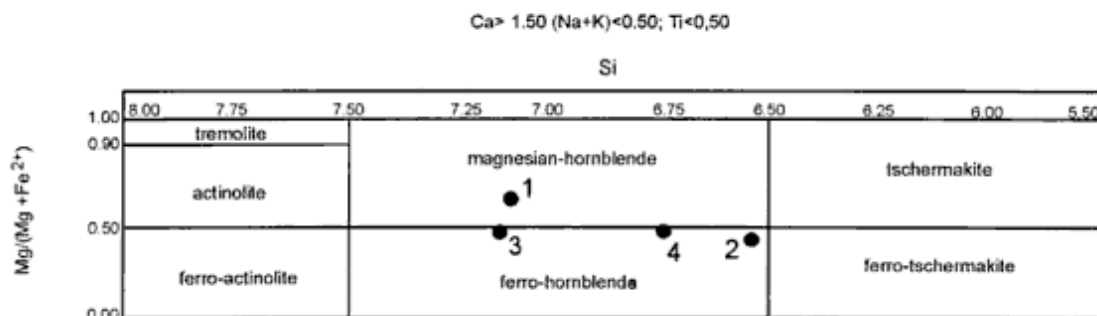


Table 1: Microprobe analysis of amphiboles of assemblage 3 (anhydrous recalculation) and formula unit on the basis of 23 O.

oxides	1	2	3	4
SiO ₂	50.90	43.35	49.51	48.86
Al ₂ O ₃	11.74	10.91	8.39	19.43
TiO ₂	0.0	0.0	0.49	0.40
FeO	11.41	24.07	17.88	12.11
MgO	12.43	9.60	9.77	7.22
CaO	12.59	11.05	12.90	10.93
K ₂ O	0.96	1.01	1.05	1.04
Na ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
total	100.03	99.99	99.99	99.99
Si	7.10	6.52	7.19	6.78
Al ^{IV}	0.90	1.48	0.81	1.22
Al ^{VI}	1.03	0.45	0.62	1.96
Ti	0	0	0.02	0.02
Fe ²⁺	1.33	3.02	2.17	1.40
Mg	2.59	2.15	2.11	1.49
Ca	1.88	1.78	2.00	1.62
K	0.16	0.19	0.19	0.18
Mg/Mg+Fe ²⁺	0.66	0.41	0.49	0.51

replacement of phenocrysts of the volcanic rocks exposed at the top of Cerro Cuche. In some places the biotite is associated with quartz and tourmaline formed after primary feldspar phenocrysts.

Assemblage 6: This assemblage is expressed as a local, intense silicification and pyritisation of the volcanic rocks of the lower and middle members. A conspicuous red colour of many occurrences is the result of weathering oxidation of pyrite. In other places, however, pyrite is unoxidized and associated with montmorillonite and/or chlorite and minor sericite, corresponding to an argillic alteration. Drilling for mining exploration has been performed in some of these areas.

The red-coloured areas contain a large number of epithermal quartz veins with druse and massive textures. They are commonly subvertical, up to 10 m long and 3 m thick, and lack a preferred orientation. They contain wall rock fragments at their contacts. The fluid inclusions were studied in quartz from one vein with an average Au content of 1.3 ppm. The inclusions are aqueous and contain a gas bubble occupying 20%-50% of the total volume. They show negative crystal morphology and are less than 10 µm in size. Ice melting took place at 0°C so the solutions appear to be salt-free. The measured homogenization temperatures vary between 273° and 345°C with a mean value of 322°C. The mean density is 0.65 g/cm³ and the homogenization pressure is 110 atm.

Mineralization

Some small patches of sulfide mineralization occur in the area, associated with the epithermal quartz veins (assemblage 6). They consist mostly of pyrite (visible in hand specimen), minor pyrrhotite, chalcocopyrite, and Fe-Ti oxides (magnetite, ilmenite and titanium oxides). Pyrite occurs in veinlets and disseminations, partly with inclusions of pyrrhotite, chalcocopyrite or transparent minerals. It is commonly euhedral to subhedral and has a maximum size of 0.5 mm. Pyrrhotite is disseminated or forms inclusions in pyrite. In some samples pyrrhotite is replaced by a mixture of pyrite and marcasite giving rise to a birdseye texture (Ramdohr 1980). The maximum size of pyrrhotite is 120 µm. Chalcocopyrite is scarce and occurs disseminated or as rounded inclusions in the pyrite. Its size varies between 50 µm and 1 µm. Magnetite may be fresh, but is generally slightly altered to hematite along the octahedral planes. Hematite is found as inclusions in pyrrhotite or as vermiform inclusions, up to 300 µm size, within ilmenite.

Discussion

P-T conditions, facies and processes

The problem with the estimation of temperature conditions during either low-grade metamorphism or hydrothermal alteration is the common occurrence of relics of primary minerals, demonstrating that the equilibrium in the system was attained only at a very local scale. However, minerals occurring together in amygdules, veins, or as replacement after a primary phase, may be considered at near equilibrium (Liou *et al.* 1987). In the present study, some P-T data have been obtained by means of fluid inclusions, but most of the P-T conditions have been estimated from data in the literature based on experimental work and/or direct measurements from modern geothermal systems. The alteration pattern described here (see also Aguirre *et al.* 1997) is consistent with a shallow level during alteration. The existence of epizonal granitoids, circulating fluids and no deformation fabrics are evidences of this shallow level, typical of volcanic arc settings (Robinson and Merriman 1999), so that data from those systems are likely to apply here. Thus, pressures of less than 2 kb can be considered as likely during the processes of low grade metamorphism, hydrothermal alteration and contact metamorphism described here (cf. Bucher and Frey 1994; Einaudi *et al.* 1981).

Assemblage 1: The presence of chlorite without chlorite/smectite mixed layers would indicate

temperatures above 260°C (Schiffman and Fridleifsson 1991). However, XRD determinations were not enough to exclude the possible presence of the mixed-layer phase in some samples. If that were the case, then the temperature would be lower, in the range of 200°-260°C. The presence of albite would indicate temperatures of 200°-300°C (Kristmannsdóttir 1979) whereas that of epidote would indicate temperatures of 200°-260°C (Fridleifsson 1991; Kristmannsdóttir 1979). The occurrence of epidote and chlorite without actinolite suggests a temperature range of 240°-280°C (see references in Vergara *et al.* 1993). Therefore, according to its mineralogy, assemblage 1 might have formed at a temperature range of 200°-270°C which is in good agreement with the fluid inclusion homogenization temperatures of 206-272°C obtained from calcite.

Several processes could have formed this assemblage: a) regional, nondeformative, low-grade burial metamorphism (Coombs 1961), b) contact metamorphism related to a pluton, in which it formed peripheral to the aureole, where the original volcanic textures would be preserved, or c) local alteration processes similar to those taking place at the outermost part of a porphyry copper system in which case it should be considered a propylitic zone. As it will be explained below there are no clear evidences to determine the origin of this assemblage.

In the first case (regional metamorphism) the assemblage would correspond to prehnite-pumpellyite facies, as indicated by the presence of prehnite and epidote and the absence of actinolite; the absence of pumpellyite could be due to a lower pressure than what is normal for this facies.

Assemblage 2: The appearance of actinolite in the absence of prehnite implies a higher temperature than for assemblage 1. Kristmannsdóttir (1979) mentioned that actinolite forms at temperatures of 280°-300°C. Assemblage 2 would correspond to greenschist facies conditions in rocks affected by burial metamorphism. However, it can also be indicative of contact metamorphism where the fluids probably circulated through the stratification planes and fracture; which constitute a zone of weakness.

Assemblage 3: The presence of diopside and hornblende filling fractures would indicate amphibolite facies conditions, i. e. a higher metamorphic grade than assemblage 2. As the fracture fillings constitute a calc-silicate assemblage developed in pelites and limestones, they could be considered as skarn veins. At a pressure of 2 kb, diopside forms from actinolite at 540°C (Bucher and Frey 1994). Mineral associations in skarns similar to those of assemblage 3, developed at temperatures of 450°-650°C and pressures of 0.3-3 kb (Einaudi *et al.* 1981). Since the distribution of this assemblage is restricted, the most

likely explanation for its origin is contact metamorphism. Although the host rocks are not in visible contact with a granitoid, the presence of a hidden intrusion could be suggested because of the spatial relationship between assemblage 3 and assemblage 5 (hydrothermal alteration).

Assemblage 4: These hornfels are typical of contact metamorphism, with recrystallization of primary minerals and obliteration of the original volcanic textures. The presence of clinopyroxene indicates temperatures higher than 540°C (Bucher and Frey 1994). Intruding granitic magmas typically have temperatures of 800°C; the temperatures in contact zones reaches a 60% of this value, 480°C, and if the country rock had a temperature of ca. 100°C (Winkler 1976), then a temperature of about 580°C could be inferred.

Assemblage 5: Assemblage 5 can be interpreted as representing a potassic alteration zone, similar to that described by Lowell and Gilbert (1970) in relation

Table 2: Concentration of metallic elements by INAA. "<" means below detection limit. Ag, Hg, Ir, Ni, Se, Sn, Sr, Tb, Br were below detection limits. Ca, Fe and Na determined as elements.

sample	296	996	8995	105q	105c	Q95
Au ppb	<5	42	<5	1340	125	227
As ppm	6	95	56	190	1100	78
Ba ppm	700	200	<100	<100	<100	<100
Ca (%)	5	<1	4	<1	<1	<1
Co ppm	10	<5	18	200	72	94
Cr ppm	46	18	60	53	39	39
Cs ppm	4	10	<2	4	4	<2
Fe (%)	3.32	3.65	5.80	0.93	4.98	5.98
Hf ppm	5	3	5	<1	3	<1
Mo ppm	<5	10	<5	<5	16	<5
Na (%)	3.11	0.06	1.92	<0.05	0.07	<0.05
Rb ppm	120	100	<30	<30	150	<30
Sb ppm	0.6	3.6	1.1	31	18	17
Sc ppm	10	16	28	7.5	15	3.1
Ta ppm	<1	<1	2	17	5	14
Th ppm	15	3.2	4.2	0.9	4.8	1.0
U ppm	<0.5	2.3	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
W ppm	<4	<4	71	1100	390	1100
Zn ppm	314	<50	180	110	130	140
La ppm	19	4	17	4	10	3
Ce ppm	45	13	34	9	25	<3
Nd ppm	18	<5	15	<5	10	<5
Sm ppm	3.3	0.9	4.3	1.4	3.2	0.4
Eu ppm	1.0	0.4	1.2	0.4	1.0	<0.2
Yb ppm	1.3	1.2	2.53	1.56	3.15	0.98
Lu ppm	0.33	0.29	0.38	0.23	0.43	0.15

References:

- 296: granodiorite
- 996: altered zone near quartz vein
- 8995: Assemblage 6
- 105q: quartz vein
- 105c: quartz vein wall rock
- Q95: quartz vein.

to porphyry intrusions. As such, a range of temperatures between 450°- 600°C might be estimated (Pirajno 1992). The presence of tourmaline indicates a high boron content of the circulating fluids. The predominance of biotite and/or the absence of K-feldspar could be related to a dioritic composition of the porphyry (Hollister 1978). Such a composition, would result in a low silica content and a high Na₂O/K₂O ratio in the circulating fluids, compatible with the formation of biotite (and albite) instead of the K-feldspar-rich assemblage, that precipitates from fluids related to a typical quartz monzodiorite porphyry. The lack of K-feldspar in this association could also be controlled by the relatively silica-poor, predominantly andesitic wall rock, with a relatively high Na₂O/K₂O ratio.

Assemblage 6 and related mineralization: Leaching of the country rocks by acid epithermal solutions, might have generated this assemblage. Such process would result in residual silica and argillic alteration. The pressure and temperature conditions of the circulating fluids could be inferred from fluid inclusions in the quartz veins. They yielded a mean pressure of 110 atm (80-170 atm) and temperatures of 273-345°C. Values above 300°C are usually considered to be too high for an epithermal environment (Lattanzi 1991; Hedenquist *et al.* 1996), but some authors extend the limit up to 350°C (e.g. Pirajno 1992). Therefore an epithermal origin for the solutions could be sustained. The inferred very low, and even the lack of salinity of the solutions would suggest dilution of magmatic fluids with meteoric water. There is no evidence of boiling, such as coexistence of vapour-rich and liquid-rich inclusions, which is common in epithermal systems. This might suggest that the portion of the vein analyzed, formed at a depth below the boiling zone. Therefore, the present level of exposure might represent a deeper part of the epithermal system. Thus, because of the lack of boiling, no metal precipitation occurred. The Au-bearing parts of the quartz veins would thus now have been eroded, which is consistent with the low concentration of metals in the quartz veins (Table 2). However, the Au content of the quartz veins, in spite of the low values, constitutes a positive anomaly, when compared to the country rocks (Jurassic andesites) and to the granitoids. The positive correlation of W, As, Co and Sb with Au, suggests that these elements may constitute a guide for the exploration of Au in the study area.

Drusiform texture indicates slow crystallization of prismatic quartz crystals, in fractures and open spaces, from hydrothermal solutions oversaturated in SiO₂. A drop in temperature and pressure, promotes silica precipitation. The sulfide mineralization is usually related to the epithermal quartz veins or to

zones of intense silicification. The mineral association pyrite (± pyrrhotite and minor chalcopyrite) has a very low Cu content, which could either be an original feature or be the result of deposition of Cu at greater distance or depth.

Superposition of regional and local metamorphic and/or alteration processes and comparison with other sectors of the Patagonian Cordillera

The processes of regional non-deformative metamorphism and hydrothermal alteration have many features in common. If similar physical and chemical conditions characterize both processes, similar rocks and mineral assemblages would be produced. However, major differences are a considerably higher fluid/rock ratio and a higher thermal gradient during the hydrothermal alteration. Therefore, calling a process alteration or metamorphism and choosing names for the different assemblages could be a matter of scale, of the presence/absence of gradients in the field and of the possible influence of intrusions. Considering the numerous intrusive bodies of Late Cretaceous and Tertiary age cropping out in the study area, it is likely that alteration patterns documented here were overprinted by these intrusions, which might have obscured earlier secondary processes. These intrusions could be cropping out or be hidden near the surface.

Hence, the magmatic Jurassic sequence at Cerro Cucho and its surroundings seems to be affected by a superposition of regional and local metamorphic and/or alteration events, similar to those described in coeval arc sequences in the CPC in Chile, west of the study area (Aguirre *et al.* 1997). A first episode of regional low-grade metamorphism or hydrothermal alteration affected the entire Jurassic column, producing the minerals of assemblage 1. As explained above, it is impossible on the basis of mineralogy and without field evidence to establish whether low-grade metamorphism or hydrothermal alteration was the main process. This episode was prior to the intrusion of Cretaceous granitoids and probably unrelated to it. The lack of a pattern suggesting burial metamorphism (i. e. different facies developed gradually in the volcanic pile) could be due either to insufficient thickness of the Jurassic sequence (ca 1000 m) or to a low thermal gradient. Another explanation could be that the contact effects from the subsequently emplaced Cretaceous granitoids partially obliterated the regional metamorphic pattern, as in the Chilean part of the CPC. Hence, the rare and sporadic presence of pumpellyite in Jurassic rocks described by Aguirre *et al.* (1997) was attributed to the thermal effects of granitoid intrusions. The rise in temperature caused by the intrusion

of Cretaceous granitoids would have been the cause of the formation of assemblage 2. Closer to the contacts, skarn and hornfels with mineral assemblages 3 and 4 would be generated. Hydrothermal processes would give rise to the potassic alteration of assemblage 5, and late magmatic fluids, mixed with meteoric water, would have produced at the end argillic alteration, epithermal quartz veins, silicification and sulfide mineralization (assemblage 6) present in some sectors.

Conclusions

The work carried out on secondary minerals and their spatial relationships with the intrusive rocks, suggest that the patterns of alteration present in the Jurassic sequence of Cerro Cuche and its surrounding area might be explained by a superposition of local and regional metamorphic and/or alteration processes. The resultant secondary minerals could be divided into six different assemblages.

The sequence was affected, in first place by hydrothermal alteration very similar to a regional low-grade metamorphism, characterized by the presence of epidote, chlorite, calcite, quartz, albite, sericite and prehnite (assemblage 1). Thermometric fluid inclusions studies in calcite of this assemblage show a mean temperature of 226°C for the solutions responsible for this alteration, in good agreement with the estimated conditions from literature data. The intrusion of Cretaceous granitoids would locally have raised the temperature, producing contact metamorphism and obliterating the pre-existent regional pattern. Next to the contact, either skarns (assemblage 3) or hornfels (assemblage 4) were formed, depending on the composition of the wall rock. Assemblage 3 probably developed at temperatures of 450°-650°C and hornfels at 600°C. Away from the contact, the metamorphic processes would have attained greenschist facies conditions giving rise to assemblage 2, at a temperature of about 300°C. Hydrothermal alteration processes are also present as potassic alteration (assemblage 5), with estimated temperatures between 450° and 600°C; and argillic alteration associated with epithermal quartz veins and sulfide mineralization (assemblage 6). Fluid inclusion studies on quartz veins point to a temperature range of 273°-345°C.

A similar pattern of alteration is described for the adjacent Chilean sector and probably this situation could be extrapolated to other sectors of the CPC where the Jurassic arc and its roots are exposed.

Chemical analyses have revealed a maximum Au concentration of 1.3 ppm in the quartz veins. As there is no evidence for boiling, it is thought that the level of emplacement of these veins was below

the boiling zone preventing metal deposition in economic values.

Acknowledgements

Thermometric studies have been done under the supervision of T. Montenegro. I am grateful to E. Fonseca from the Laboratory of the Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile for discussions on petrography, mineralogy and XRD determinations.

A critical review of the manuscript and important suggestions have been made by B. Levi and J. Nyström, whom I gratefully acknowledge.

Thanks are due to M. Haller for revising the manuscript, and to the referees, for the constructive review of the paper.

REFERENCES

- Aguirre, L., Cortés, J., Morata, D. and Hervé, F. 1997. Low grade metamorphism of Mesozoic and Cenozoic volcanic sequences of Patagonia (43°-46°), Chile. *Revista Geológica de Chile*, 24 (2): 187-201. Santiago.
- Baker, P.E., Skarmeta, W.J., Caminos, R. and Rex, D.C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitud 46°. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A303: 105-149. London.
- Baldwin, J.A. and Pearce, J.A., 1982. Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes. *Economic Geology*, 77: 664-674.
- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, 25: 227-238.
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390-1393.
- Bruce, R., Nelson, E., Weaver, S. and Lux, D., 1991. Temporal and spatial variations in the southern Patagonian batholith; Constraints on magmatic arc development. In: Harmon, R. and Rapela, C. (Eds.): *Andean Magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 1-12.
- Bucher, K. and Frey, M., 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag, 318p., Berlín.
- Chappell, B. and White, A., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Coombs, D., 1961. Some recent work on the lower grades of metamorphism. *Australian Journal of Science*, 24: 203-215.
- Einaudi, M., Meinert, L. and Newberry, R., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology*, 75 Anniversary Vol.: 317-391.
- Fridleifsson, G., 1991. Hydrothermal systems and Associated Alteration in Iceland. Geological Survey of Japan, Report 227: 83-90.
- Haller, M. J., 1985. El magmatismo mesozoico en Trevelin, Cordillera Patagónica, Argentina. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 3: 215-233.
- Haller, M. J. and Lapido, O.R., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 230-247. Buenos Aires.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A. and White, N.C., 1996. Epithermal gold deposits: Styles, characteristics, and exploration. *The Society of Resource Geology, Special Publication 1*. Tokyo.

- Hollister, V. F., 1978. Geology of the porphyry copper deposits of the western hemisphere. American Institute of Metallurgy Petrology Engineering, 210p.
- Kristmannsdottir, H., 1979. Alteration of basaltic rocks by hydrothermal activity at 100-300°. International Clay Conference. Developments in Sedimentology, 27: 359-367.
- Lattanzi, P., 1991. Applications of fluid inclusions in the study and exploration of mineral deposits. European Journal of Mineralogy, 3: 689-701.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, Ch., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kati, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandrino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. American Mineralogist, 82: 1019-1037.
- Liou, J., Maruyama, S. and Cho, M., 1987. Very low grade metamorphism of volcanic and volcanicalstic rocks-mineral assemblages and mineral facies. In: Frey, M. (Ed.): Low temperature metamorphism, p. 59-112. Blackie.
- Lowell, J. and Guilbert, J., 1970. Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. Economic Geology, 65: 373-408.
- Massaferro, G., 1998. Estratigrafía, petrología y alteración hidrotermal en el cerro Cucho, Departamento Futaleufú, Chubut. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 147p. (inédita).
- Massaferro, G., 1999. Petrología de la secuencia mesozoica del cerro Cucho, Chubut oriental. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 54(1): 60-73. Buenos Aires.
- Massaferro, G., Cabaleri, N. and Morsch, S., 1998. Aspectos paleoambientales, edad y corales (Scleractinia) de la secuencia carbonática jurásica del cerro Cucho (Chubut, Argentina). Resúmenes 7° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Bahía Blanca: 83.
- Page, R. and Page, S., 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 48 (1): 41-58.
- Pirajno, F., 1992. Hydrothermal Mineral Deposits. Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist. Springer-Verlag, 709p., Berlin.
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press, 1174 p., Oxford
- Ramos, V. A., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 47 a-b, Lago Fontana, Prov. del Chubut. Servicio Geológico Nacional. Boletín N° 183. Buenos Aires, 130p.
- Ramos, V., Niemeyer, H., Skarmeta, J. and Muñoz, J., 1982. Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes. Earth Science Review, 18: 411-443.
- Robinson, D. and Merriman, R.J., 1999. Low-grade metamorphism: an overview. In: Frey, M and Robinson, D. (Eds.): Low grade metamorphism, p 1-9. Blackwell Science Ltd. United Kingdom.
- Schiffman, P. and Fridleifsson, G., 1991. The smectite-chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigations. In: Merriman, R.J. (Ed.): Very low metamorphism. Journal of Metamorphic Geology, 9(6): 679-696.
- Vergara, M., Levi, B. and Villaroel, R., 1993. Geothermal-type alteration in a burial metamorphosed volcanic pile, central Chile. Journal of metamorphic Geology, 11: 449-454.
- Winkler, H., 1976. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. Blume, H., 346 p., Madrid.

Recibido: 15 de junio, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

Abultamiento biodetrítico en la Formación Chachao (Valanginiano): características y evolución ambiental, Malargüe, Mendoza

Ricardo M. PALMA¹, María N. MELÉNDEZ², José P. CALVO³ y Silvia G. LANÉS¹

¹Depto de Geología, Facultad de Cs. Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2 - C. Universitaria, (1428) Buenos Aires. E-mail: palma@gl.fcen.uba.ar

²Depto de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid-España. E-mail: nievesml@eucmos.sim.ucm.es

³Depto de Petrología y Geoquímica, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense- Madrid-España. E-mail: jpcalvo@eucmos.sim.ucm.es

ABSTRACT. *Biotritural mud mounds of Chachao Formation (Valanginian): Features and environmental evolution, Malargüe, Mendoza.* The China Echada mud mound is a small dome-shaped structure that reaches a diameter of 5,40 m and is up to 2,5 m high. The mound consists of a non-framework net mainly composed of a large amount of micrite and fragments of infaunal pelecypods, as well as sponges, echinoderms, gastropods, serpulids and microbial crusts. Scattered remains of oysters, forams, ostracods and bryozoans are also present. The core of the mud mound is massive and homogeneous, and it is flanked by microbial crusts and pelecypods, echinoderm-rich skeletal packstone to wackestone. The small mound is embedded in a monotonous succession of well-bedded bioclastic packstone to wackestone. The presence of homogeneous micrite and peloidal micrite suggests that the *in situ* accumulation and early stabilization of micrite sediments may have been favoured by microbial activity, followed by rapid marine cementation. *Thalassinoides* isp. on both the top and flanks of the mound provide evidence that the sedimentation was interrupted and also would indicate a low rate of sedimentation. The high amount of matrix and spicules in wackestone facies also suggests quiet and deep water conditions just below the fair weather wave base. The mound occupied the external section of a homoclinal ramp. The maximum development of its growth is related to sea level rise (transgression and early highstand), as evidenced by continuous vertical accretion and a lack of allochthonous sedimentation.

Key words: *Calcareous rocks, Microfacies, Mud mounds, Neuquén Basin, Cretaceous, Chachao Formation*

Palabras clave: *Rocas carbonáticas, Microfacies, Montículos biodetríticos, Cuenca Neuquina, Cretácico, Formación Chachao*

Introducción

La Formación Chachao, parte media del Grupo Mendoza (Tithoniano-Hauteriviano), está compuesta por *packstones* bioclásticos, gris amarillentos, ricos en una fauna de bivalvos y una numerosa microfauna reconocida por Carozzi *et al.* (1981) y Palma (1996), dispuestos en estratos principalmente tabulares de espesores medios (20-40 cm). Se dispone en contacto transicional con las pelitas y calizas gris oscuras de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano) e infrayace a través de un contacto neto a las pelitas oscuras con intercalaciones de calizas bioclásticas de la Formación Agrio (Hauteriviano).

La Formación Chachao ha sido objeto de numerosos estudios de carácter estratigráfico y sedimentológico, tales como los de Mombrú *et al.* (1978), Legarreta *et al.* (1981), Carozzi *et al.* (1981), Legarreta y Kozłowski (1981), Palma (1996), Palma y Angeleri (1992), Espona y Palma (1996), Palma *et al.* (1998), Palma y Lanés (1998), y paleontológicos: Damborenea *et al.* (1979), entre muchos otros.

El sector de estudio comprende los afloramientos localizados en las inmediaciones del arroyo La Calle, ubicado en el borde oriental del anticlinal de Malargüe (Fig. 1). En esta área los depósitos valanginianos comprenden *packstones* y *wackestones* con una abundante fauna de pelecípodos, donde se destaca la presencia de un montículo de fango. El análisis de las microfacies permite reconocer además de pelecípodos, la presencia de equinodermos, serpúlidos, gastrópodos, foraminíferos, ostrácodos, esponjas, briozoos, y una zona basal con típico aspecto microbiano.

El abultamiento China Echada fue reconocido y descrito previamente por Legarreta y Kozłowski (1981) quienes mencionan que el mismo se encuentra compuesto por "pelecípodos infaunales y marcada bioerosión" considerando que el mismo correspondería al tipo de esqueletos sueltos de Heckel (1974).

En este trabajo, el objetivo fue realizar un análisis sedimentológico del montículo de fango China Echada mediante un detallado análisis de microfacies, de-

terminando sus componentes y los factores que condicionaron su emplazamiento y evolución dentro de la rampa calcárea homoclinal de la Formación Chachao.

Características y contenido biológico del montículo

Se trata de un montículo de fango de naturaleza biotráctica, con forma de domo y base irregular, ligeramente cóncava en la parte superior. Su potencia alcanza a 2,5 m y su extensión aproximada es de 5,4 metros (Fig. 2). Presenta una fábrica maciza, con abundante micrita de naturaleza homogénea y peloidal, y con un notable crecimiento agradacional.

Litológicamente está constituido por *wackestone-packstone*, con amplio dominio de conchillas de pelecípodos infaunales (*Ptychomya* sp., *Eriphyla* sp.), semiinfaunales (*Myoconcha transatlantica*) y epifaunales libres (*Pecten* sp.), además de anélidos solitarios (*Parsimonia* sp.) y coloniales (*Sarcinella occidentalis*), equinodermos, gastrópodos, esponjas y briozoos. Las esponjas, si bien no fueron encontradas *in situ*, son abundantes en el núcleo del *mud mound*. Se presentan como esqueletos calcificados,

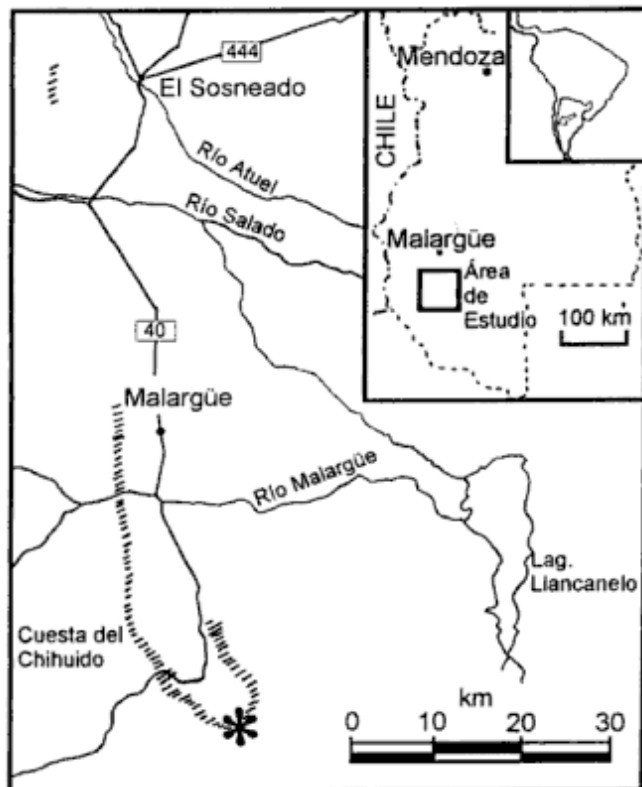


Figura 1: Mapa de ubicación, distribución de afloramientos de la Formación Chachao en el suroeste de la provincia de Mendoza y ubicación del área de estudio (*). Modificado de Legarreta y Kozlowsky (1981).

distinguiéndose parte del cuerpo de las mismas, o bien sólo sus espículas en secciones longitudinales y transversales. Es común la presencia de costras calcáreas.

Otros bioclastos observados, aunque en forma subordinada, son los ostreidos epifaunales reclinados (*Aetostreon latissimum*), foraminíferos (*Lenticulina* sp.) y ostrácodos. Es de destacar una total ausencia de organismos constructores de una estructura rígida, tales como corales. Son comunes los peloides micríticos y otras partículas de igual composición bien redondeadas de probable origen microbiano (Leinfelder *et al.* 1993).

En general, los pelecípodos aparecen frecuentemente desarticulados con sus conchillas fragmentadas, desgastadas y dispuestas con su convexidad hacia arriba. Algunos bivalvos están articulados, aunque con claras evidencias de abrasión y fragmentación, generalmente formando pequeñas agrupaciones (Fig. 3). En ocasiones aparecen foraminíferos incrustantes sobre ciertas conchillas de pelecípodos infaunales, algunas de las cuales se observan articuladas y con claras evidencias de recristalización. Por su parte, las valvas izquierdas de los ostreidos *Aetostreon latissimum* suelen presentar cavidades bien redondeadas y rellenas de material micrítico y biotráctico, las que se atribuyen a la actividad perforante de organismos bioerodadores.

La ausencia de organismos constructores de armazón no permite catalogar a este montículo de fango como un arrecife ecológico en el sentido de Dunham (1970) y James (1983) aunque su topografía y falta de estratificación permiten considerarlo como una estructura arrecifal de tipo estratigráfico. Numerosos artículos mencionan la existencia de antiguos *mud mounds*, comúnmente colonizados por organismos tales como esponjas (Bourque y Gignac 1983) briozoos (Thomsen 1976), rudistas y corales (Masse y Philip 1981) asociados a la presencia de matas microbianas (Flügel *et al.* 1993).

Análisis de facies

Con el propósito de establecer las condiciones que controlaron la génesis y evolución de la estructura del montículo se procedió a realizar un muestreo detallado cada 10 cm en sentido vertical y lateral y su correspondiente análisis microfacial, para caracterizar composicionalmente el sector basal, el núcleo y los flancos del *mound*.

Facies basal

Su base posee una geometría ligeramente cóncava hacia arriba (Fig. 2) y se asienta sobre *wackestones*



Figura 2: Montículo biotritítico desarrollado sobre *wackestone* bioclásticos. Observar la base cóncava y disposición de los flancos.

bioclásticos grisáceos, ricos en fragmentos de grifeidos, disponiéndose inmediatamente sobre los mismos costras de probable origen microbiano y pelecípodos infaunales similares a los que se encuentran en el sector central del *mound*.

Otros bioclastos presentes en forma subordinada son placas fragmentadas de equinodermos, gastrópodos enteros o fragmentados, disueltos y preservados en secciones longitudinales y transversales, además de espículas de esponjas, calciesferas y anélidos coloniales que presentan una doble pared. Sobre ciertos fragmentos de valvas de pelecípodos a veces aparecen foraminíferos incrustantes. El conjunto de partículas se encuentra inmerso en una matriz micrítica peloidal-grumosa donde se observan cavidades circulares, rellenas por material de naturaleza similar y probablemente originadas por bioturbación. La fábrica es abierta y posee una selección que varía de regular a mala.

Facies de núcleo

Inmediatamente sobre los *wackestone* con grifeidos del sector basal se concentra el sector biotritítico macizo, rico en partículas esqueléticas que constituye el núcleo. Se distinguen principalmente abundantes fragmentos de pelecípodos infaunales (*Eriphyla*

sp., *Ptychomia* sp.) dispersos en una matriz micrítica de tipo peloidal, aunque en algunos casos forman pequeñas concentraciones de valvas. El estudio de microfacies revela la presencia de abundantes espículas y cuerpos de esponjas, fragmentos de equinodermos, escasos gastrópodos y organismos incrustantes tales como briozoos.

Las esponjas están predominantemente representadas por moldes rellenos por cristales de calcita granular, observándose inserciones de espículas (Fig. 4a). Asimismo aparecen en la matriz diferentes clases de anélidos. Hacia al tope del núcleo se observa la presencia local de *Pholadomya* sp. Son frecuentes las perforaciones biogénicas en la matriz y muy abundantes los peloides y tuberoides (Fritz 1958). Éstos son cuerpos esféricos a elípticos de composición micrítica de hasta 41 mm de diámetro, de límites bien definidos que se encuentran inmersos en una matriz homogénea y oscura (Fig. 4b). Los tuberoides (Fritz 1958) fueron interpretados como partículas carbonáticas producidas por la acción de microbios (*microbes*) durante la descomposición del tejido blando de las esponjas (Fritz 1958; Flügel y Steiger 1981).

Litológicamente las facies de núcleo corresponden a *wackestone* y localmente *packstone*. Se reconocen además ciertas cavidades en el núcleo biohermal, con disposición vertical a subvertical, rellenas de calcita granular y sedimento interno de naturaleza micrítica-bioclástica.

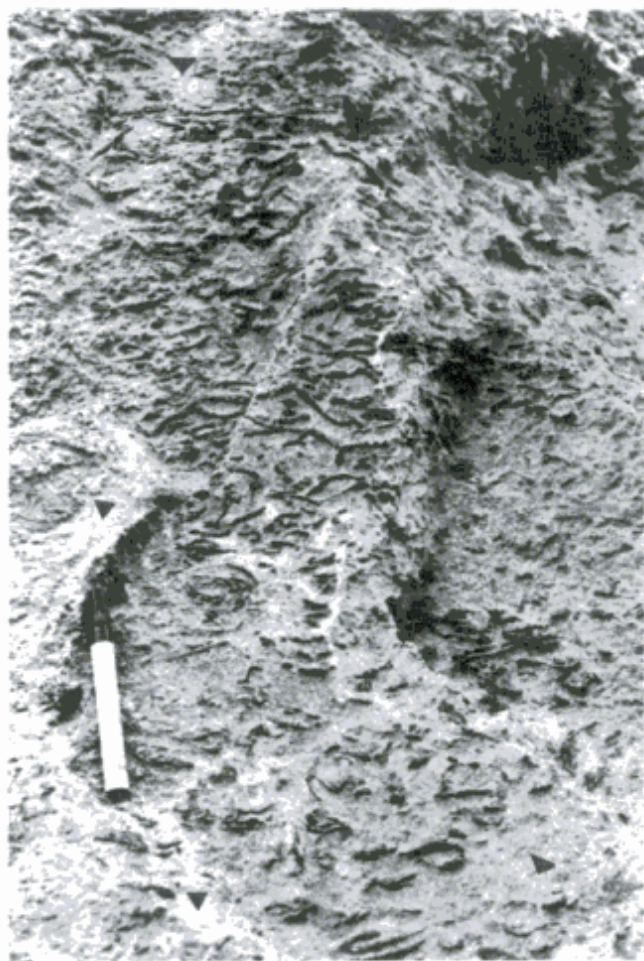


Figura 3: Vista en detalle de la sección media del montículo. Observar la disposición y concentración de las valvas como los sectores abiertos con abundante matriz (▲).

Facies de flancos

Los flancos del *mud mound* China Echada están formados por bancos estratificados de *wackstone*/*packstone* bioclásticos (Fig. 2) macizos de 40 cm de espesor y que inclinan con un ángulo que varía entre 25°-40°. Las capas de los flancos recubren al núcleo biohermal y se asientan en forma concordante sobre las capas basales (facies de *wackstones* grisáceos con grifeidos).

En los flancos la textura pelotoidal es menos importante que en el sector central. Sin embargo se destaca la presencia de costras micríticas laminares, de espesor milimétrico, que crecen sobre una matriz grumosa con abundantes fragmentos de pelecípodos, espículas de esponjas, calciesferas, frecuentes fragmentos de equinodermos y escasos de ostreidos, con evidencias de bioerosión. En general, los fragmentos de conchillas se disponen en forma cóncava hacia arriba, y en menor proporción, convexas hacia arriba.

En las costras micríticas (Fig. 5a) se observan lámi-

nas de hasta 3 mm de espesor, en las que se reconocen diferentes fases de crecimiento y estabilización (Monty 1990), además de fragmentos de pelecípodos y equinodermos incorporados a la estructura microbiana, que actuaba como elemento fijador.

Respecto a la asociación y presencia de organismos se destaca que los restos de esponjas aumentan su concentración desde la base del núcleo y disminuyen su contenido hacia los flancos, donde raramente alcanzan un 20%. Los equinodermos se encuentran principalmente localizados en el núcleo y disminuyen hacia los flancos, donde aumenta la concentración de gastrópodos. Los pelecípodos, por su parte, muestran una distribución similar a los equinodermos, aunque con concentraciones mayores. Por otra parte, los peloides aparecen con mayor frecuencia en los sectores centrales del núcleo.

La matriz es micrítica, presentándose en casos incrustada por cuerpos de esponjas y espículas. Esto último sugeriría que la litificación de la micrita comenzó en una etapa temprana, inmediatamente después de la sedimentación. En relación a la litificación del *mound*, una rápida cohesividad habría favorecido la preservación e inclinación de los flancos, situación que por otra parte no favoreció la generación y transporte de partículas esqueléticas y micríticas desde el núcleo de la estructura hacia los flancos del mismo.

Origen y tipo de micrita

Las observaciones de microscopía normal y electrónica de barrido llevadas a cabo durante el análisis de microfacies revelan que la micrita es el componente principal dentro de la estructura del *mound*. Esta micrita puede ser de tipo homogénea, que aparece como un mosaico de cristales euhedrales a subhedrales de micrita y microesparita (Fig. 5b), o bien de tipo peloidal, de aspecto grumoso. Este último es un término introducido por Blatt *et al.* (1972) y tiene el mismo significado que "micrita grumosa" de otros autores. La textura peloidal ha sido reconocida en numerosas construcciones arrecifales fósiles y actuales (Pickard 1992).

Los peloides varían de tamaño entre 20 a 50 mm, son generalmente de formas esféricas a elípticas y se encuentran generalmente bien esparcidos en la matriz, aunque en muchos casos aparecen agregados formando grumos que generan un empaquetamiento que puede alcanzar entre un 30-40%.

En las conchillas de ostreidos y en las esponjas es común encontrar microcavidades (Fig. 6a) rellenas por peloides que carecen de una disposición particular. Este tipo de cavidades, sobre todo en las esponjas, podrían interpretarse como producto de disolución sinsedimentaria generada por descomposición

del tejido orgánico y la completa disolución del esqueleto (Land 1976; Miller 1986) y su posterior reemplazo por calcita (Davies y Nassichuk 1990). La concentración de peloides en microcavidades originadas por bioerosión fue asociada con la acción microbiana por Di Salvo (1969).

En algunos casos aparecen cavidades circulares recubiertas por micrita más densa y con espículas y calciesferas dispuestas concéntricamente alrededor de los poros. Éstas pueden ser interpretadas como secciones transversales u ósculos de esponjas ahora completamente calcitizadas. Durante la calcitización y/o recristalización muchas espículas desaparecen, preservándose solamente cavidades rellenas con calcita esparfítica.

En observaciones llevadas a cabo con microscopio electrónico de barrido los peloides aparecen como cuerpos esféricos a elípticos de hasta 50 micrometros de diámetro. Están compuestos generalmente por un núcleo micrítico sobre el que se dispone un anillo de cristales de calcita, que les confiere un aspecto acorazado (Fig. 6b). Aparentemente los cristales eu-hedrales del anillo actúan como cemento inorgánicamente precipitado sobre la superficie de la partícula (Chafetz 1986). De forma similar a lo mencionado por este último autor, los peloides analizados mediante microscopio electrónico de barrido no revelan la presencia de bacterias, probablemente como consecuencia del escaso potencial de preservación de las mismas.

Respecto al origen de los peloides se hallan varias hipótesis. Numerosas investigaciones (Land y Goreau 1970; MacIntyre 1985; Lighty 1985; Chafetz 1986) sugieren una relación a la acción fotosintética de cianobacterias que inducen la precipitación de aragonita y/o calcita magnesia durante procesos de cementación marina, donde la materia orgánica aportada por la descomposición del tejido orgánico de las esponjas jugaría un papel importante. Otros investigadores (James *et al.* 1976) consideran a los peloides como granos detríticos; sin embargo, Schroeder (1972) los considera como filamentos algales calcificados, en tanto que MacIntyre (1985) y Ginsburg *et al.* (1971) consideran a la textura peloidal como cemento, lo cual implica un origen inorgánico.

Tanto los peloides como aquella micrita de aspecto denso u homogéneo presentan una luminiscencia similar. La textura peloidal probablemente esté relacionada a un origen microbiano; en tanto que la textura microesparfítica es interpretada como producto de una recristalización de la micrita preexistente.

Papel de las cianobacterias

Tanto la estructura laminada observada en el sector basal y en sectores de los flancos del *mound* co-

mo la micrita con textura peloidal-grumosa pueden ser consideradas de acuerdo con Monty (1990) como producto de actividad microbiana. De igual forma, la micritización que afecta a moluscos, equinodermos y otros bioclastos, se atribuye a la actividad de organismos endolíticos, especialmente cianobacterias (Monty *et al.* 1982). Los carbonatos microbianos involucran la acción, no sólo de cianobacterias y bacterias foto y no fotosintéticas (Gemerden 1993) sino también algas y organismos bentónicos incrustantes.

Es indudable que el núcleo del montículo corresponde al sitio de mayor producción primaria y entrapamiento de material calcáreo o fango micrítico. Las comunidades bentónicas microbianas con su producción de abundante mucus gelatinoso contribuyen

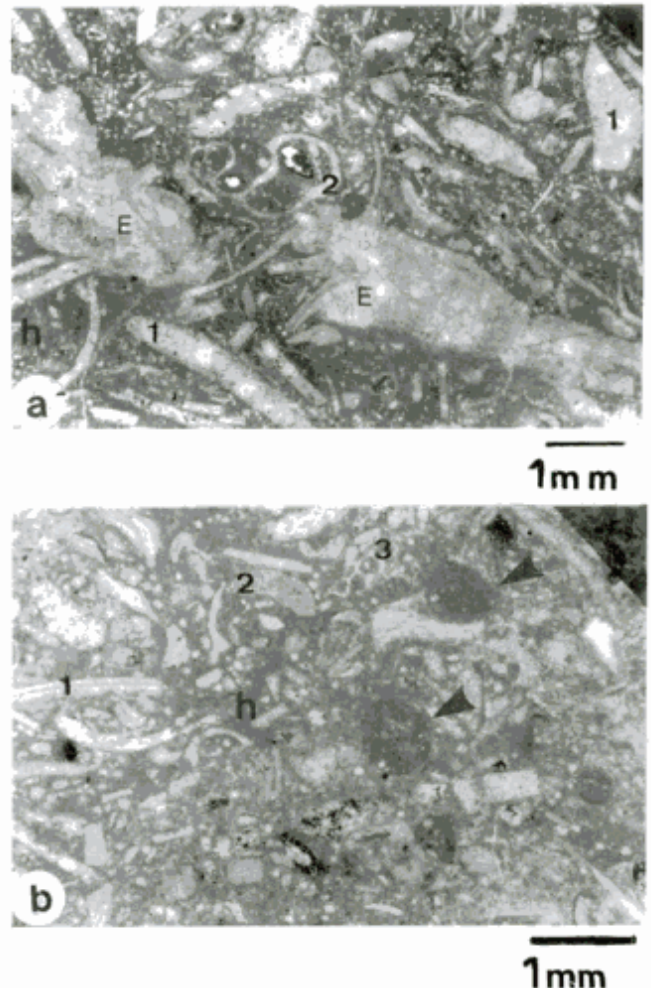


Figura 4: a, cuerpos de esponjas disueltos y rellenos con calcita granular (E). Observar espículas, la presencia de micrita de textura homogénea (h) y la abundancia de restos esqueletales: (1) pelecípodos, (2) gastrópodos, y secciones transversales y longitudinales de espículas de esponjas (sector superior izquierdo). b, Tuberoides esféricos (▲). Observar la micrita de textura homogénea (h) y la abundancia de restos esqueletales que incluyen pelecípodos (1), equinodermos (2) y briozoos (3).

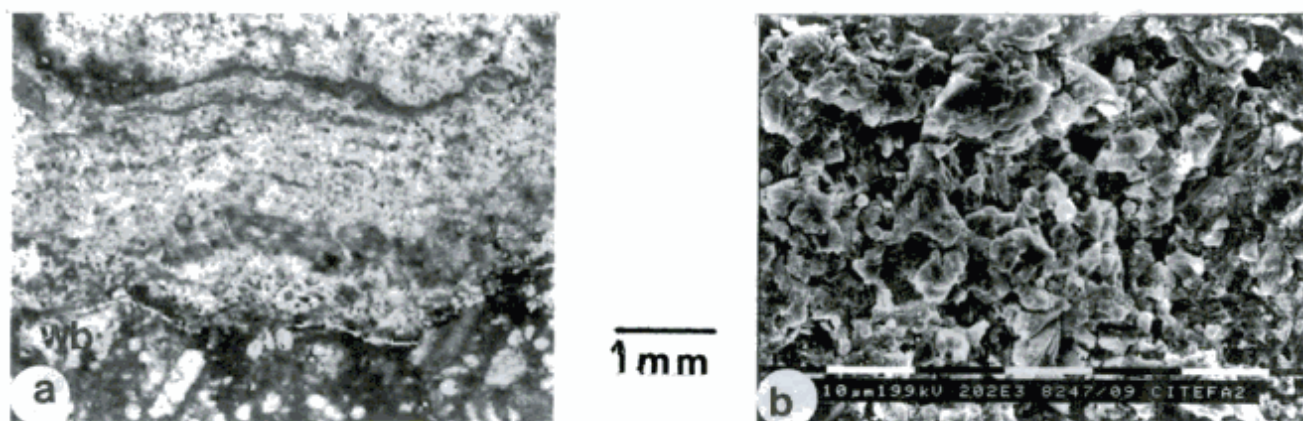


Figura 5: a, Costra de probable origen microbiano. En el sector inferior, bioclastos del *wackestone* basal (**wb**); b, Cristales de micrita y microesparita presentes en la micrita de aspecto homogéneo-grumoso.

a la estabilización del *mound* en sus etapas iniciales (Leinfelder 1993). Diferentes apreciaciones se realizaron sobre la batimetría de las cianobacterias, ya que éstas pueden encontrarse dentro de la zona fótica o vivir en ambientes carentes de luz, alimentándose a través de bacterias (Leinfelder *et al.* 1993). La presencia de serpúlidos asociados a las cianobacterias permiten considerar a este tipo de asociación como cortezas microbianas, en el sentido de Leinfelder *et al.* (1993).

Si bien estas matas microbianas no aparecen como horizontes continuos en algunos *mounds*, y son raras en otros, tienen una enorme influencia en el crecimiento y estabilización de sedimentos aún blandos dentro del mismo (Reitner *et al.* 1995). Al respecto, Leinfelder *et al.* (1994) sugieren que las matas microbianas no calcificadas cuyo desarrollo está probablemente condicionado por una tasa de sedimentación alóctona reducida, pueden también influir en la estabilización de los montículos, como sería el caso del bioherma China Echada.

Crecimiento del montículo biodetrítico

Sobre la base de las características descriptas es posible aceptar que el bioherma rico en fango micrítico homogéneo y peloidal, como los abundantes bioclastos de pelecípodos, permitirían considerarlo como una acumulación biodetrítica, en el sentido de Bosence y Bridges (1995).

Este montículo de fango se formó en un ambiente de aguas tranquilas, relativamente profundas, dada la abundancia de micrita y la ausencia de depósitos de talud procedentes del núcleo de la estructura. Asimismo, la ausencia de estructuras sedimentarias indicadoras de oleaje y la presencia de cianobacterias, que si bien no caracterizan una batimetría definida, permitirían localizar a este montículo por debajo de

la base del olas de buen tiempo. Estos factores influyeron en la formación del *mud mound*, en un ambiente caracterizado por una baja tasa de sedimentación, indicada por la acción de organismos excavadores y perforantes, que contribuyeran a la formación de un sustrato estable asociado a un ascenso relativo del nivel del mar a juzgar por la ausencia de sedimentación alóctona y su notable crecimiento vertical "catch up phase" durante su fase inicial.

La abundancia de conchillas de pelecípodos infaunales (*Eriphyla* sp.; *Ptychomia* sp.), asociadas a aquellas de formas epifaunales reclinadas (ostreídos) evidencian procesos de erosión, exhumación y retrabajo por acción de oleaje y corrientes de retorno (Palma y Lanés 1998).

La acumulación de conchillas originaba pequeñas elevaciones que posteriormente eran colonizadas por las cianobacterias (sector basal) facilitando de esta forma la estabilización y endurecimiento del sustrato, es decir que podría considerarse como un proceso de retroalimentación (*taphonomic feedback*, Kidwell y Jablonski 1983). Por otra parte, la presencia de colonias de serpúlidos en ciertos niveles estarían evidenciando la naturaleza consolidada del sustrato (Palma y Lanés 1998) en un determinado momento de la evolución de la estructura.

Los fragmentos de esponjas (probablemente hexactinélidas) sobre todo en el núcleo del *mud mound*, sugeriría la colonización por parte de éstas, que actuaban atrapando el sedimento en suspensión (*baffling effect*), ayudadas en el proceso de construcción por las cianobacterias que desempeñaban un papel ligante y estabilizador del sedimento acumulado (*binding effect*).

Numerosos artículos mencionan el papel de las esponjas calcáreas en la construcción de abultamientos (Wendt *et al.* 1989), en tanto que las sílfceas aparecen como elementos accesorios en la construcción desde el Ordovícico. A partir del Jurásico las esponjas sílfceas pasan a ser un elemento más cons-

picuo en la formación de arrecifes, tal como registran diferentes ejemplos europeos (Toomey 1981), observándose que la mayoría de los grupos de esponjas del Jurásico están relacionados con fondos duros (Müller 1991).

Diferentes factores tales como nutrición y batimetría influyen considerablemente en el desarrollo de las esponjas (Leinfelder *et al.* 1996). Las demospongeas son activos consumidores de productos metabólicos de la actividad bacteriana y su distribución batimétrica corresponde en gran medida a la distribución de estas últimas, que suelen restringirse a aguas someras (Rheinheimer 1980). La mayor parte de las esponjas hexactinélidas no actúan como organismos filtradores, aunque sus características peculiares les permiten absorber materia orgánica disuelta. Sin embargo su distribución es menor en aguas someras, debido a su consumo por parte de organismos unicelulares, muy frecuentes dentro de la zona fótica (Levinton 1982).

Por lo tanto, sectores de aguas más profundas enriquecidas con materia orgánica, con una baja ener-

gía hidrodinámica y una tasa de sedimentación reducida, son propicios para el desarrollo de esponjas hexactinélidas (Leinfelder *et al.* 1996). Estos autores consideran que las esponjas hexactinélidas del Jurásico europeo se ubican en un sector inferior de la rampa interna y sobre todo en la externa, con una distribución batimétrica que dependía de la disponibilidad de nutrientes. Asimismo estas esponjas se encuentran fuertemente afectadas por la temperatura del agua, no pudiendo tolerar temperaturas inferiores a 15°C.

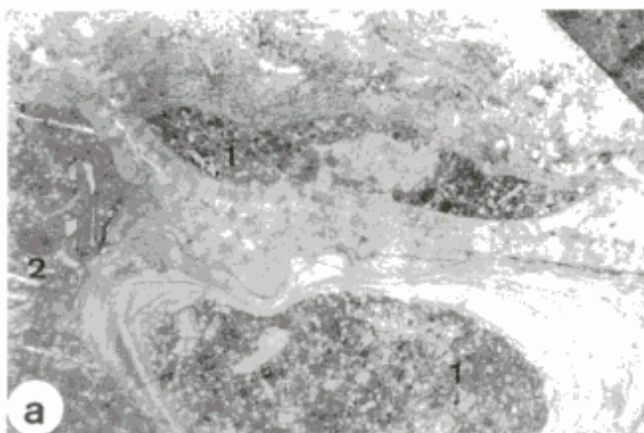
Estas condiciones producían el crecimiento continuo de la estructura biodetrítica, aunque la presencia de *Thalassinoides* sp. en el tope y flancos del montículo estaría indicando breves interrupciones en la sedimentación y en los procesos de litificación temprana. La presencia dispersa de *Pholadomya* sp., un organismo infaunal profundo, articulado y en posición de vida indicaría la existencia de un sustrato blando dentro de la estructura durante las etapas posteriores del crecimiento del abultamiento.

Por su parte, el carácter fragmentario de los equinodermos, evidencia, sin dudas, su procedencia alóctona y su papel no participativo en la construcción del *mud mound*.

Respecto al origen del fango calcáreo y a su mecanismo de acreción, Bosence *et al.* (1985) proponen tres mecanismos de crecimiento. El primero de ellos, denominado mecanismo importador, se caracteriza por atrapar el sedimento producido externamente; en el segundo, llamado mecanismo de auto-generación, se considera que el *mud mound* es el principal sitio de producción calcárea, mientras que el tercer mecanismo o exportador, involucra la producción del fango calcáreo desde el núcleo del *mound* hacia los flancos y áreas de intermontículo.

De acuerdo con Wilson (1975) los organismos desempeñan diferentes funciones, en la formación de un abultamiento y sostiene que briozoos y crinoideos actúan principalmente atrapando el sedimento en el modelo importador. Por su parte, Less (1963) sugiere que las algas también contribuyen a la producción del sedimento, sobre todo en el proceso o modelo de auto-generación. En efecto, Pratt (1982) considera que el papel de las algas en atrapar el carbonato localmente producido es de suma importancia, aunque también y sobre todo en los *mud mounds* paleozoicos, no descarta la existencia de organismos microbianos, localizados en las capas más superficiales del bioherma, y que actúen o induzcan la precipitación de carbonatos (Tsien 1985).

De acuerdo con los procesos observados es posible aceptar que el modelo de auto-generación de Bosence *et al.* (1985) parece el más indicado para el caso en estudio, donde las esponjas, cianobacterias, serpulidos y organismos bioerosivos fueron los principales productores de sedimento.



1cm

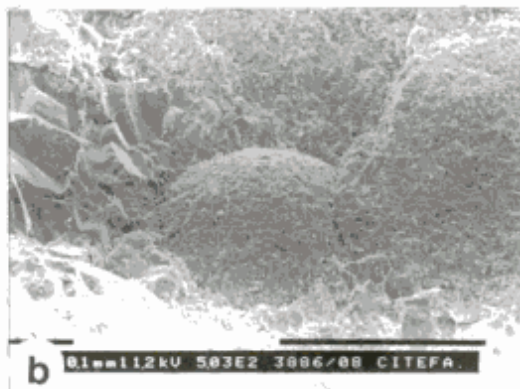


Figura 6: a, cavidad de bioerosión rellena con peloides (1) y pequeños fragmentos esqueléticos (2). Observar la estructura foliada de la conchilla (ostreido). b, vista de un peloide a microscopio electrónico de barrido. Observar la disposición de los cristales de calcita en el borde externo.

Conclusiones

Sobre la base de las características de las acumulaciones biotrácticas típicamente estenohalinas descriptas y dada la ausencia de organismos tales como dasicladáceas y corales escleractínidos, que hubiesen podido contribuir a la construcción del *mound* en aguas someras (Flügel 1982) se puede catalogar al *mud mound* China Echada de la Formación Chachao como de carácter biotráctico en el sentido de Bosence y Bridges (1995). En el mismo, las cianobacterias, al igual que las esponjas, actuaban como responsables en la formación de un sustrato cohesivo, atrapando y aglutinando el sedimento en suspensión. Las evidencias tafonómicas de los bioclastos presentes permiten postular el transporte de los mismos desde sectores más cercanos a la costa.

La abundancia de micrita y la ausencia de taludes compuestos por detritos biotrácticos procedentes del núcleo de la estructura sugieren un ambiente de aguas tranquilas, relativamente profundas. Al respecto, la falta de estructuras sedimentarias indicadoras de oleaje y la presencia de cianofitas, que si bien no caracterizan una batimetría definida, permiten ubicar a este *mound* por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo, y de la zona fótica (Flügel 1982), asociado a un ascenso relativo del nivel del mar. Su constante acreción vertical (*catch-up phase*) puede ser atribuida a una constante profundización que no pudo ser mantenida mediante el mecanismo de autogeneración.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a CONICET (Proyecto P/A N° 6576), a E. Kozlowsky (Panamerican Energy, Bs.As.) por sus sugerencias y a la Gerencia de Exploración de YPF S.A. (Delegación Malargüe). Un especial agradecimiento al Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, con cuyo apoyo se llevaron a cabo las tareas de investigación durante la pasantía realizada por R. Palma. Un especial agradecimiento a D. Padva por su colaboración en las tareas de campo y a S. Damborenea por sus valiosas sugerencias. A los árbitros por sus constructivos comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R., 1972. Origin of Sedimentary Rocks. Englewood Cliffs, 653 p.
- Bosence, D.W.J y Bridges, P.H., 1995. Carbonate Mud-Mounds. Their origin and evolution. En: Monty, C.L.V., Bosence, D.W.J., Bridges, P.H., y Pratt, B.R. (Eds.): International Association of Sedimentologists, Special Publication, 23: 3-9.
- Bosence, D.W.J., Rowlands, R.J. y Quine, M.L., 1985. Sedimentology and budget of a Recent carbonate mound, Florida Keys. *Sedimentology*, 32: 317-343.
- Bourque, P.A. y Gignac, H., 1983. Sponge-constructed Stromatactis mud mounds, Silurian of Gaspé, Québec. *Journal of Sedimentary Petrology*, 53 (2): 521-532.
- Carozzi, A.V., Berkowski, F., Rodriguez, M., Sanchez, M. y Vonesch, T., 1981. Estudio de microfácies de la Formación Chachao (Valanginiano), Provincia de Mendoza. *Actas 8 Congreso Geológico Argentino*, 2: 545-565.
- Chafetz, H.S., 1986. Marine peloids: a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56 (69): 812-817.
- Damborenea, S., Manceñido, M. y Riccardi, A., 1979. Estudio paleontológico de la Formación Chachao. YPF S.A. Informe (Inédito).
- Davies, G.R., y Nassichuk, W.W., 1990. Submarine cements and fabrics in Carboniferous to Lower Permian, reefal, shelf margin and slope carbonates, northwestern Ellesmere Island, Canadian Arctic Archipelago. *Geological Survey Canada Bulletin*, 399: 1-77.
- Di Salvo, L.H., 1969. Isolation of bacteria from the corallum of porites lobata (Vaughn) and its possible significance. *American Zoologist*, 9: 735-740.
- Dunham, R.J., 1970. Stratigraphic reefs versus ecologic reefs. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 54: 1931-1932.
- Espona, M.J. y Palma, R.M., 1996. Análisis e interpretación de las concentraciones fósiles de la Formación Chachao (Valanginiano), Malargüe, Mendoza. *Actas 13 Congreso Geológico Argentino - 3 Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 61.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies analysis of limestones*. Springer-Verlag, 663 p., Berlin.
- Flügel, E., y Steiger, T., 1981. An Upper Jurassic sponge-algal buildup from the northern Frankenalb, West Germany. En: Toomey, D.F. (Ed.): *European Fossil Reef Models*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 30: 371-399.
- Flügel, E., Hillmer, G., y Scholz, J., 1993. Microbial carbonates and reefs: An Introduction. *Facies*, 29 (1-2): 1-2.
- Fritz, G., 1958. Schwammstotzen, Tuberolithe und Schuttbreccien im Weissen Jura der Schwäbischen Alb. *Arbeiten Geologische Paläontologische Institut TH Stuttgart*, 13: 119.
- Gemerden, H. van., 1993. Microbial mats: a joint venture. *Marine Geology*, 113: 3-25.
- Ginsburg, R.N., Marszałek, D.S. y Schneidermann, N., 1971. Ultrastructure of carbonate cements in a Holocene algal reef of Bermuda. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41: 472-482.
- Heckel, P.H., 1974. Carbonate buildups in the geological record: a review. En: Laporte, L.F. (Ed.): *Reefs in time and space*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 18: 90-155.
- James, N.P., 1983. Reef environment. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.): *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 33: 346-440.
- James, N. P., Ginsburg, R.N., Marszałek, D.S. y Choquette, P.W., 1976. Facies and fabric specificity of early subsea cements in shallow Belize (British Honduras) reefs. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 523-544.
- Kidwell, S.M. y Jablonski, D., 1983. Taphonomic feedback: Ecological consequences of shell accumulation. En: Tevesz, M.J.S. y McCall, P.L. (Eds.): *Biotic interactions in Recent and Fossil Benthic Communities*, p. 195-248. Plenum. New York.
- Land, L.S., 1976. Early dissolution of sponge spicules from reef sediments, North Jamaica. *Journal of Sedimentary Petrology*, 46: 967-969.

- Land, L.S. y Goreau, T.F., 1970. Lithification, micritization and syndepositional diagenesis of biolithites on the Jamaican island slope. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 375-370.
- Legarreta, L. y Kozłowski, E., 1981. Estratigrafía, sedimentología y esquema prospectivo para la Formación Chachao. *Actas 8 Congreso Geológico Argentino*, 2: 521-543.
- Legarreta, L., Kozłowski, E., y Bol, A., 1981. Esquema estratigráfico y distribución de facies del Grupo Mendoza en el ámbito submendocino de la Cuenca Neuquina. *Actas 8 Congreso Geológico Argentino*, 2: 389-409.
- Leinfelder, R.R., 1993. Upper Jurassic reef types and controlling factors (A preliminary report). *Profil*, 5: 1-45.
- Leinfelder, R.R., Krautter, M., Nose, M., Ramalho, M. y Werner, W., 1993. Siliceous sponge facies from the Upper Jurassic of Portugal. *Gedenkband Prof. Gewinner, Neues Jahrbuch Geologische Paläontologische Abhandlung*, 189: 199-254.
- Leinfelder, R.R., Krautter, M., Latenser, R., Nose, M., Schmid, D., Schweigert, G., Werner, W., Keupp, H., Brugger, H., Herrmann, R., Rehfeld-Kiefer, U., Schroeder, J., Reinhold, C., Koch, R., Zeiss, A., Schweizer, V., Christmann, H., Menges, G. y Luterbacher, A., 1994. The origin of Jurassic reefs: Current research development and results. *Facies*, 31: 1-56.
- Leinfelder, R.R., Werner, W., Nose, M., Schmid, D., Krautter, M., Latenser, R., Takacs, M. y Hartmann, D., 1996. Paleocology, growth parameters and dynamics of coral, sponge and microbiolite reefs from the Late Jurassic. En: Reitner, J. y Gunke, F. (Eds.): *Global and regional controls on biogenic sedimentation. Reef evolution research reports. Göttinger Arbeiten Geologische Paläontologische*, Sb2: 227-248.
- Less, A., 1963. The structure and origin of the Waulsortian (Lower Carboniferous) reefs of west-central Eire. *Philosophical Transaction of Real Society of London*, 247: 483-531.
- Levinton, J.S., 1982. *Marine ecology* (1ed.) VII-XV. Prentice Hall, 526 p., London.
- Lighty, R.G., 1985. Preservation of internal reef porosity and diagenetic sealing of submerged early Holocene barrier reef, Southeast Florida shelf. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 36: 123-151.
- Machtyre, I.G., 1985. Submarine cements. The peloidal question. En: Schneidermann, N., y Harris, P.M. (Eds.): *Carbonate cements. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 36: 109-116.
- Masse, J.P. y Philip, J., 1981. Cretaceous coral-rudist buildups of France. En: Toomey, D.F. (Ed.): *European fossil reef models. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 30: 371-399.
- Miller, J., 1986. Facies relationships and diagenesis in Waulsortian mud mounds from the Lower Carboniferous of Ireland and N. England. En: Schroeder, J.H. y Purser, B.H. (Eds.): *Reef diagenesis*, p. 311-355. Springer-Verlag, Berlín.
- Mombrú, C., Uliana, M.A. y Bercowski, F., 1978. Estratigrafía y sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico inferior surmendocino. *Actas 7 Congreso Geológico Argentino*, 1: 685-700.
- Monty, C.L.V., 1990. The role of microbes in the genesis and diagenesis of mud-mounds. *Abstracts 13th International Sedimentological Congress*, 365-366.
- Monty, C.L.V., Bernet-Rollande, M.C. y Maurin, A.F., 1982. Re-interpretation of the Frasnian classical reefs of the southern Ardennes, Belgium. *Annual of Society Geology Belgian*, 105: 339-341.
- Müller, W., 1991. Observations on the Jurassic hexactinellid sponge *Tremaicyon radicum* (Quenstedt). En: Reitner, J. y Keupp, H. (Eds.): *Fossil and Recent Sponges*, p. 36-42. Springer-Verlag, Berlin.
- Palma, R.M., 1996. Analysis of carbonate microfacies in the Chachao Formation (Valanginian), Malargüe, Mendoza province: A cluster analytic approach. *Carbonates and Evaporites*, 11(2): 179-194.
- Palma, R.M., y Angeleri, M.P., 1992. Early Cretaceous serpulid limestones: Chachao Formation. *Facies*, 27: 175-178.
- Palma, R.M. y Lanés, S., 1998. Análisis tafonómico-comparativo de las concentraciones esqueléticas de la Formación Chachao, Mendoza. *Actas 7 Reunión Argentina de Sedimentología*: 160-162.
- Palma, R.M., Espona, M.J. y Lanés, S., 1998. Stacking patterns of shell beds of the Chachao Formation (Late Valanginian) in Malargüe area -Neuquen basin-Argentina. *15 th International Sedimentological Congress*, 1: 596-597. Alicante, España.
- Pickard, N.A.H., 1992. Depositional controls of Lower Carboniferous microbial buildups, eastern Midland Valley of Scotland. *Sedimentology*, 39: 1081-1100.
- Pratt, B.R., 1982. Stromatolitic framework of carbonate mud mounds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 1203-1227.
- Reitner, J., Neuweiler, F., Flajs, G., Vigener, M., Keupp, H., Warnke, P., Dingle, P., Hensen, C., Schäfer, P., Leinfelder, R., Hüssner, H. y Kaufmann, B., 1995. Mud mounds: A polygenetic spectrum of fine grained carbonate buildups. *Facies*, 32: 1-70.
- Rheinheimer, G., 1980. *Aquatic microbiology* (2nd edition). John Wiley & Sons, 235 p., New York.
- Schroeder, J.H., 1972. Calcified filaments of an endolithic alga in Recent Bermuda reefs. *Neues Jahrbuch der Geologie und Paläontologie Mh.*, 61(2): 16-33.
- Thomsen, E., 1976. Depositional environment and development of Danian bryozoan biomicrite mounds (Karlby Klint, Denmark). *Sedimentology*, 23: 485-509.
- Toomey, D.F., 1981. *European Fossil Models*. D.F. Toomey (Ed.). *Society of Economic Paleontologist and Mineralogist, Special publication*, 30: 1-545.
- Tsien, H.H., 1985. Algal bacterial origin of micrites in mudmounds. En: Toomey, D.F., y Nitecki, M.H. (Eds.): *Paleoalgology*, p. 290-296. Springer-Verlag, Berlin.
- Wendt, J., Wu, X. y Reinhardt, J.W., 1989. Deep-water hexactinellid sponge mounds from the Upper Triassic of northern Sichuan (China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 76: 17-29. Amsterdam.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate facies in geologic history*, Springer-Verlag, 471 p., Berlin.

Recibido: 29 de junio, 1999

Aceptado: 4 de julio, 2000

Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas, cuenca Cuyana, provincia de Mendoza

Laura CHIARAMONTE¹, Victor A. RAMOS¹ y Mario ARAUJO²

¹Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires. E-mail: andes@gl.fcen.uba.ar

²Instituto Nacional de Prevención Sísmica, San Juan. E-mail: maraujo@inpres.gov.ar

ABSTRACT. *Structure and seismotectonics of the Barrancas anticline, province of Mendoza.* The Triassic Cuyo rift basin, which developed along the foothills of the Cordillera Frontal of Mendoza, was inverted during the Andean deformation. Several mechanisms of inversion have been proposed to explain the present structure which is located in an area of high seismic activity. The 1985 Mendoza earthquake had an epicentre within the area of the Barrancas anticline, along the present orogenic front of the Andes at this latitude. The objective of the present study was to evaluate the surface and subsurface structure and the seismotectonic characteristics in order to elucidate whether the inversion was produced by the reactivation of normal faults, by thin-skinned deformation of the cover, or by new basement faults. Constraints provided by focal mechanisms of the 1985 Mendoza earthquake, the basement subsurface structure, and the surface geometry of the Barrancas anticline, show that there is no relation between the previous normal fault in the basement, the fault that controls the anticline, and the basement fault reactivated during the earthquake. Clast provenance analysis of the synorogenic Neogene deposits and the Quaternary growth strata indicate that the Barrancas anticline was formed in latest Cenozoic times through cannibalization of proximal facies of the foreland basin. The present structure is the result of a basement fault detached at about 7 km depth. Seismic activity indicates that new basement faults with similar vergence are being formed beneath the previous fault and are responsible for neotectonic activity farther east of the Barrancas anticline. Therefore, the tectonic inversion has not reactivated previous normal faults.

Key words: Earthquake, Tectonic inversion, Seismotectonics, Thrust-front, Andes

Palabras clave: Terremotos, Inversión tectónica, Sismotectónica, Frente de corrimientos, Andes

Introducción

El presente trabajo comprende el estudio geológico y estructural del anticlinal Barrancas localizado en la cuenca Cuyana, en la zona centro-norte de la provincia de Mendoza, entre los ríos Mendoza y Tunuyán. Abarca un área aproximada de 230 km², entre los meridianos 68°56' y 68°43' de longitud oeste y los paralelos 33°01' y 33°13' de latitud sur (Fig. 1). En dicha zona se hallan ubicados los yacimientos Cruz de Piedra-Lunlunta y Barrancas, bajo jurisdicción de YPF S.A., los cuales integran una de las alineaciones orientales en las que se encuentran dispuestos los campos petroleros de la cuenca triásica-jurásica cuyana de la provincia de Mendoza.

Hasta hace algunos años se consideraba el origen del anticlinal Barrancas como resultado exclusivamente de los esfuerzos compresivos cenozoicos. Esta interpretación podía ser tanto involucrando un estilo estructural de piel gruesa (*thick skinned*) con fallas inversas de alto ángulo de vergencia oriental (Fig. 2a) (Criado Roque *et al.* 1959; Padula 1972) o con fallas inversas de mediano a bajo ángulo, también con vergencia oriental, asociadas a cabalgamientos antitéticos y fallas transversales conjugadas y con posible desplazamiento de rumbo (Fig. 2b) (Turic *et al.* 1981; Pombo 1986). También se propuso al anticlinal Barrancas como resultado de un estilo es-

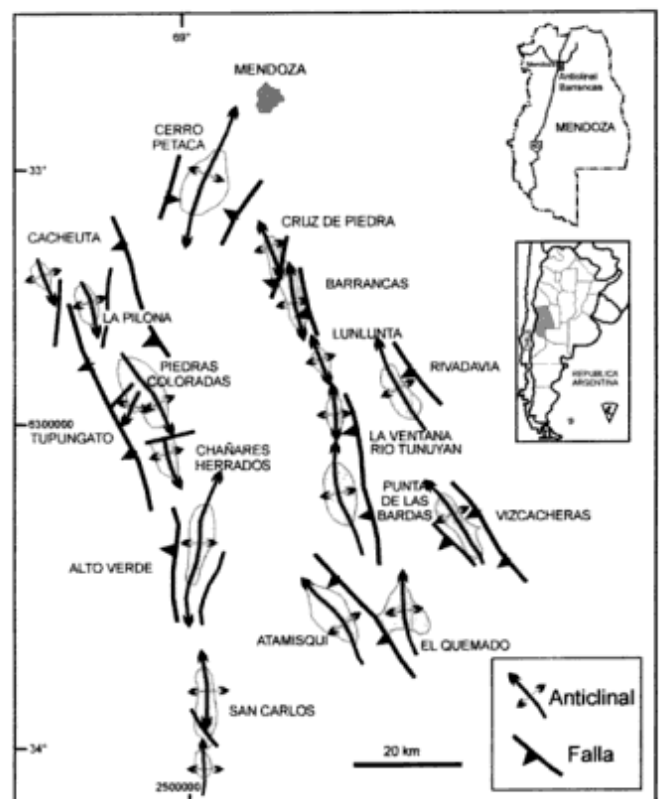


Figura 1: Ubicación del anticlinal Barrancas y otras estructuras de la cuenca Cuyana (basado en Dellapé y Hegedus 1993).

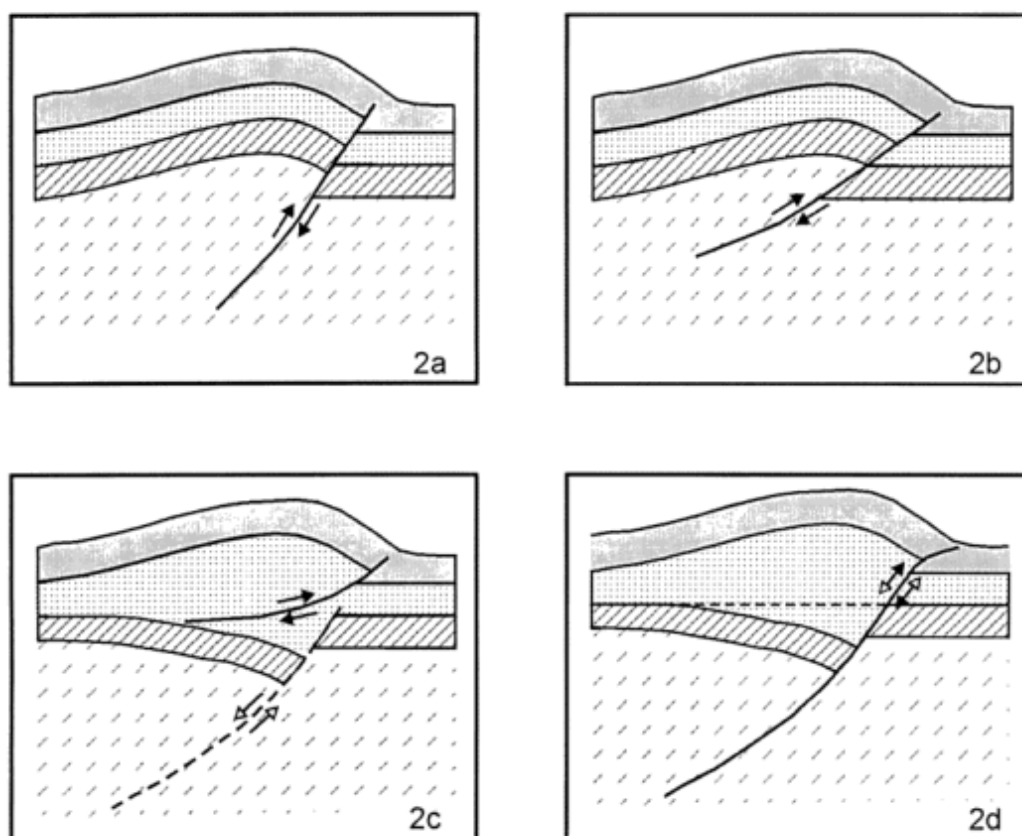


Figura 2: Interpretaciones previas de la estructura del anticlinal Barrancas. **a**, Falla inversa de alto ángulo (Criado Roque *et al.* 1959; Padula 1972); **b**, Falla inversa en el basamento de bajo ángulo (Turic *et al.* 1981; Pombo 1986); **c**, Falla epidérmica en la cobertura (Bettini 1980; Sarewicz 1988; Figueroa y Ferrariis 1989); **d**, Inversión tectónica de falla normal (Uliana y Biddle 1988; Dellapé y Hegedus 1993; Legarreta *et al.* 1992).

estructural de cobertura (*thin skinned*) (Fig. 2c) (Bettini 1980; Sarewicz 1988; Figueroa y Ferrariis 1989).

En los últimos tiempos se postuló la estructuración terciaria de la cuenca Cuyana de Mendoza como producto de una inversión tectónica cenozoica positiva de fallas ífstricas extensionales triásicas (Fig. 2d) en el sentido de Cooper y Williams (1989) de acuerdo con Uliana y Biddle (1988), Dellapé y Hegedus (1993) y Legarreta *et al.* (1992).

El objetivo central de este trabajo es el estudio de la estructura del anticlinal Barrancas, teniendo en cuenta que la inversión tectónica no siempre se manifiesta como una inversión del movimiento de una falla preexistente, como ha sido interpretado en otros lugares de la cuenca Cuyana. Se correlaciona, además, dicha estructura con la actividad sísmica de intraplaca, en particular con el terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985.

Antecedentes

Varios han sido los trabajos sobre los orígenes y características de los depósitos triásicos del oeste argentino debidos al potencial petrolífero de la región

y en especial en la subcuenca Cacheuta de la cuenca Cuyana (Rolleri y Fernández Garrasino 1979; Strelkov y Alvarez 1984; Kokogian y Mancilla 1989).

Los trabajos de Ramos y Kay (1991) y Ramos (1992) propusieron modelos tectónicos sobre la polaridad del rift triásico, mientras que Dellapé y Hegedus (1993) y Legarreta *et al.* (1992), resumieron la evolución de la cuenca triásica junto con una propuesta de inversión terciaria. Kay *et al.* (1989) y Llambías y Sato (1990) atribuyen la formación de cuencas extensionales triásicas al colapso extensional de un orógeno paleozoico tardío, formado como consecuencia de la deformación compresiva y engrosamiento cortical ocurridos durante el Pérmico (Mpodzis y Kay 1990; Dellapé y Hegedus 1993).

Diversos trabajos se refieren a la estructura terciaria de la comarca, tales como los de Criado Roque *et al.* (1959), Turic *et al.* (1981), Pombo (1986), Dellapé y Hegedus (1993) y Boggetti *et al.* (1999). Existen varias interpretaciones para los anticlinales y hemianticlinales doblemente buzantes, que se disponen escalonadamente en tres alineaciones principales, cuyos modelos estructurales se resumen en la figura 2.

En el campo de la estratigrafía, la bibliografía es aún más numerosa, dadas las diferentes propuestas

de ordenamiento estratigráfico analizadas por Yrigoyen (1993a y b) al realizar una revisión de la región.

Uno de los primeros estudios que trata estrictamente sobre las estructuras Lunlunta-Carrizal es el de Braccacini (1938), donde presentó un relevamiento estructural junto con una descripción de la estratigrafía aflorante. A este trabajo le sigue el de Vicente (1959), quien efectúa un relevamiento geológico de un pequeño sector, entre los yacimientos de Lunlunta y Barrancas. En época más reciente se publicaron las contribuciones de Santistevan (1993a y b) y Boggetti *et al.* (1999) sobre los Yacimientos Cruz de Piedra-Lunlunta y Barrancas.

Con respecto al Cuaternario, quizás el trabajo más importante es el referido al Pleistoceno pedemontano entre los ríos Mendoza y Diamante de Polanski (1963). Rodríguez y Barton (1993) describieron el Cuaternario de la región teniendo en cuenta la estrecha relación entre la neotectónica, el clima y los procesos de acumulación fluvial, en parte basados en los trabajos de Ortiz y Zambrano (1976) y Zambrano (1979).

Nafá-Zambri de Ingenieros Consultores S.R.L. realizaron desde el mes de marzo de 1987 hasta mediados de 1989 y a pedido del INPRES, la microzonificación sísmica del gran Mendoza, que incluye una porción importante de la región bajo estudio.

La neotectónica de la provincia de Mendoza ha sido descrita junto con la actividad sísmica de la región desde mediados del siglo pasado, por el naturalista Augusto Bravard y las investigaciones del geólogo inglés David Forbes (1906) y los diversos trabajos de Pablo A. Loos (1907 y subsiguientes), acerca de movimientos sísmicos en Mendoza (Fossa Mancini 1937, 1939). Este último ha sido el iniciador de las investigaciones neotectónicas modernas en territorio mendocino. Hizo una reseña histórica de los estudios sismológicos existentes, recopilando documentos elaborados por Keidel (1907) y Stappenbeck (1910), junto con un estudio fotogeológico al oeste de la ciudad de Mendoza.

En la última década y debido al reciente terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985, cuyo mecanismo focal se ubicó bajo la estructura del anticlinal Barrancas, se realizaron análisis geofísicos y sismológicos tales como INPRES (1985), Castano (1986) y Triep (1987). Con posterioridad Bastías *et al.* (1993) sintetizaron el panorama neotectónico de la provincia de Mendoza.

Estratigrafía

Reseña estratigráfica

La secuencia estratigráfica de la comarca está constituida por un basamento paleozoico y permo-triásico;

co; el relleno de la cuenca extensional triásica; una cobertura terciaria y por encima depósitos cuaternarios.

El substrato paleozoico está conformado por sedimentitas, de mediano a bajo grado de metamorfismo asignadas a la Formación Villavicencio (Harrington 1941) y el Permo-Triásico, que consiste en dacitas y riolitas con intercalaciones piroclásticas del Grupo Choiyoi (Rolleri y Criado Roque 1969), que en el Yacimiento Barrancas constituyen un núcleo positivo (Braccacini 1945, en Rolleri y Criado Roque 1969). Santistevan (1993a y b) reconoció a la Formación Villavicencio como sustrato en el yacimiento Barrancas y al Grupo Choiyoi en el yacimiento Cruz de Piedra-Lunlunta.

Por encima y en discordancia se ubica la supersecuencia inferior de Kokogian y Mancilla (1989), llamada Grupo Rincón Blanco por Borrello (1962), o supersecuencia Las Peñas por Santistevan (1993a), o conjunto de secuencias Las Peñas Inferior por Kokogian *et al.* (1993).

Este conjunto de secuencias está integrado, en posiciones proximales por conglomerados de abanicos aluviales de la Formación Río Mendoza (Borrello 1962) y hacia zonas más distales y cuspidales, existe un reemplazo por sedimentos de sistemas fluviales y lagunares de la Formación Las Cabras (Borrello 1942).

Por encima, discordantemente, se encuentra la supersecuencia superior (Kokogian y Mancilla 1989) o supersecuencia Cerro Cocodrilo (Santistevan 1993a), también llamada conjunto de secuencias Las Peñas Superior por Kokogian *et al.* (1993), que incluye a las Formaciones Potrerillos (Biondi 1931 en Yrigoyen 1993a), Cacheuta (Biondi 1936) y Río Blanco, anteriormente llamada Formación del Pozo Víctor (Yrigoyen 1993a).

Suprayacente se halla la Formación Barrancas (Rolleri y Criado Roque 1970), que con Las Peñas Superior conforman el llamado Grupo Cerro Cocodrilo (Rolleri y Criado Roque 1969) y estaría constituido por sedimentitas fluviales, deltaicas, lagunares y lacustres (Kokogian y Mancilla 1989). Rolleri y Fernández Garrasino (1979) propusieron incluir al Grupo Rincón Blanco dentro del Grupo Cerro Cocodrilo.

La Formación Punta de las Bardas (Rolleri y Criado Roque 1970) se ubica intercalada entre dos discordancias, casi en la culminación de la sección mesozoica. Está formada por coladas de basaltos olivínicos emplazados localmente durante el transcurso del Jurásico y el Cretácico.

Por último, durante el Terciario, se depositaron sedimentos continentales desde evaporíticos y arcillosos hasta conglomerádicos, con intercalaciones tobáceas. En el anticlinal Barrancas están representados por la sección superior de la Formación Papagayos y las Formaciones Divisadero Largo, Mariño, La Higuera (?), La Pilona, Tobas Angostura, Río de los Pozos y Mogotes. En esta comarca únicamente afloran las Formaciones La Pilona, Río de los Po-

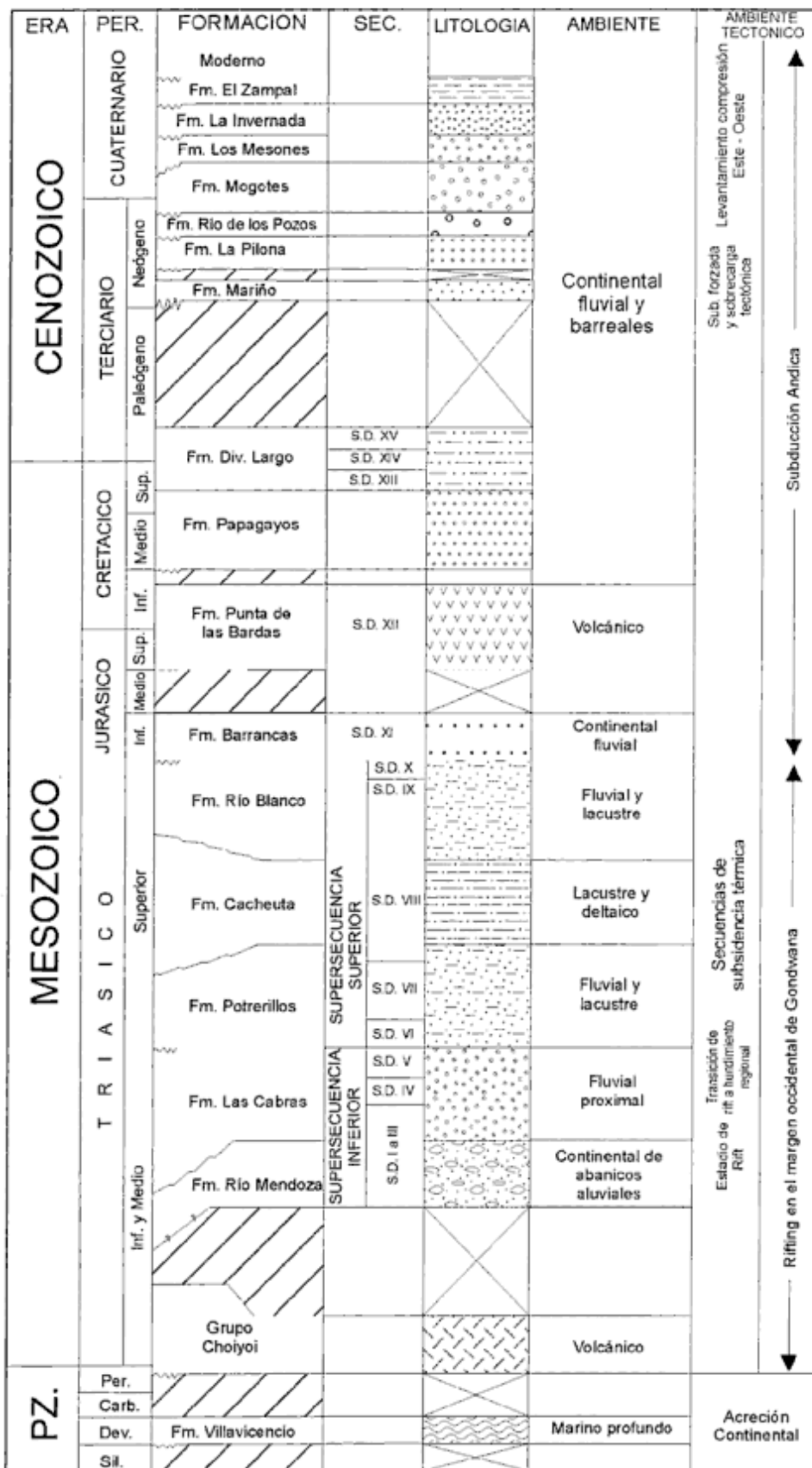


Figura 3: Columna estratigráfica generalizada de la cuenca Cuyana. Basado en Bettini (1980); Pombo (1985); Kokogian y Mancilla (1989); Dellapé y Hegedus (1993).

zos y Mogotes.

Dentro del Cuaternario, se encuentran aflorando en la comarca en estudio las Formaciones Los Mesones, La Invernada y El Zampal, los depósitos del abanico aluvial del río Mendoza, los depósitos del pedemonte moderno de la Cerrillada Pedemontana y los depósitos de la llanura de inundación del río Mendoza (Fig. 3).

Formaciones terciarias en subsuelo

En el Neógeno se depositaron en el orden de 1.500 a 2.200 m de sedimentos de carácter continental, separados de las volcanitas jurásico-cretácicas por una superficie erosiva. Se estima que el fondo de la cuenca tenía escaso relieve, dado que la sección inferior tiene intercalaciones de evaporitas de cuencas endorreicas en un clima aparentemente árido (Rolleri y Fernández Garrasino 1979). Strelkov y Alvarez (1984) reconocieron sucesivas fases de la orogenia andina que generaron discordancias durante la acumulación del relleno sedimentario de gradación inversa y de carácter orogénico.

La base está representada por conglomerados con brechas calcáreas e intercalaciones de arenas gruesas a finas de la Formación Papagayos (Simpson *et al.* 1962) y pertenece a la llamada secuencia depositacional (S.D.) XIII de Kokogian y Mancilla (1989).

La Formación Divisadero Largo (Chiotti 1946), que

se apoya sobre la anterior con una suave discordancia, está constituida por dos miembros, uno inferior conocido como *zona de anhidrita* (S.D. XIV), areniscas de grano medio con intercalaciones de yeso y anhidrita, y otro superior llamado informalmente *arcillas abigarradas* (S.D. XV) que es una intercalación de arcillitas y areniscas con algunos niveles conglomerádicos, que corresponderían a un ambiente de *sabkha* continental (Yrigoyen 1993b). En esta formación se encontraron fósiles de edad eocena tardía a oligocena temprana (Legarreta *et al.* 1990).

La Formación Mariño (Biondi 1936, *nom. subst.* Rolleri y Criado Roque 1970) se asienta sobre la S.D. XV en suave discordancia y puede dividirse en tres miembros: *conglomerados violáceos*, de granulometría gruesa intercalados con areniscas; *areniscas entrecruzadas* con escasas intercalaciones de pelitas y niveles conglomerádicos subordinados y los *estratos Mariño*, una espesa sucesión de arcillas, areniscas y arcillas arenosas tobáceas con escasos conglomerados (Yrigoyen 1993b). Los *conglomerados violáceos* están compuestos en un 90% por andesita augítica lo que sugiere un área de aporte de andesitas del complejo volcánico mesozoico que aflora en la Cordillera Principal (Irigoyen *et al.* 1995). Por datos paleomagnéticos de los 1.000 m inferiores de la secuencia neógena se pudo determinar que el tiempo de depositación abarca de 14,7 Ma hasta por lo menos 11,4 Ma (Irigoyen *et al.* 1995).

La Formación Mariño es cubierta en la región por

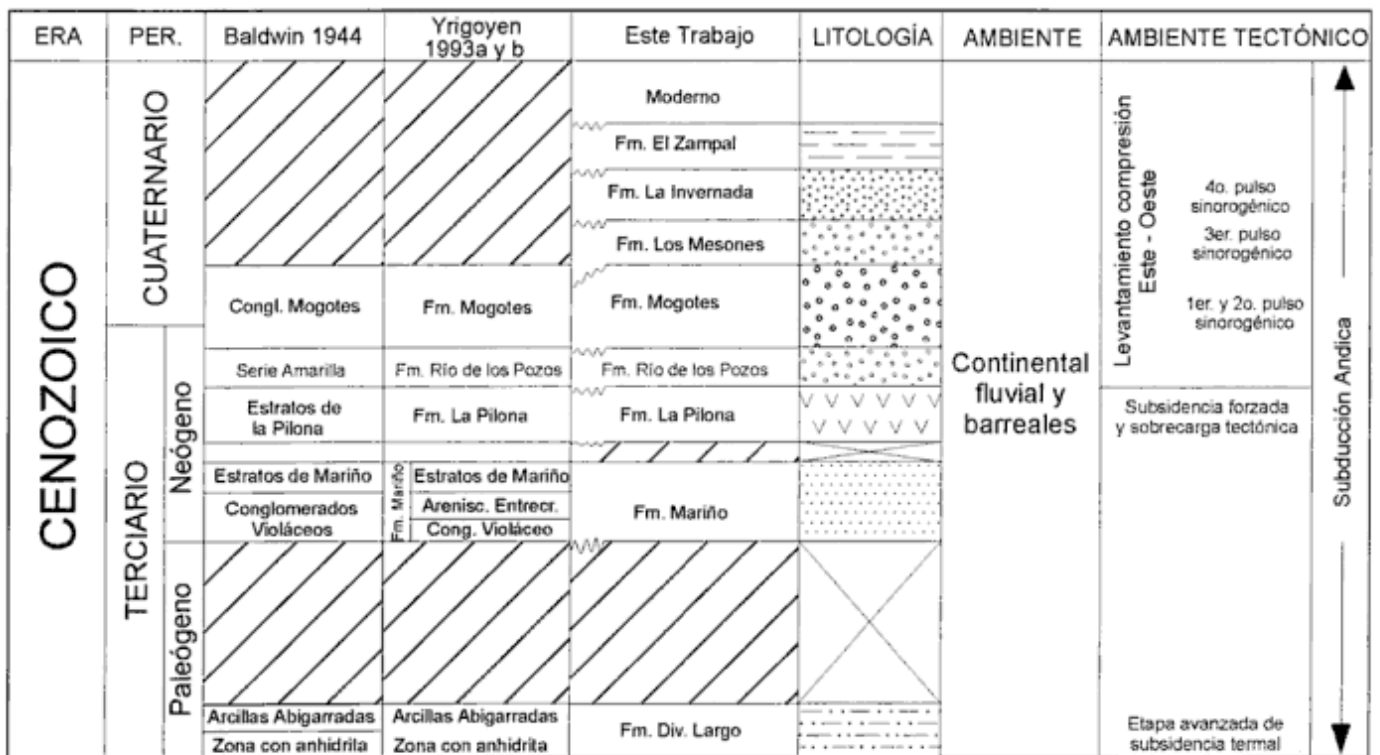


Figura 4: Estratigrafía del Cenozoico en el anticlinal Barrancas.

las Tobas La Higuera, denominación propuesta por Yrigoyen (1993b) para las *tobas grises inferiores* de Trümpy y Lehz (1937). Es una sucesión de 75 a 200 m de potencia que se asienta sobre la anterior con una discordancia regional, aunque localmente es paraconcordante (Trümpy y Lehz 1937). Son tobas, cineritas y lapillos que se alternan con areniscas de grano mediano, arcillas y niveles de conglomerados finos a medianos. Los restos fósiles encontrados permitieron confirmar una edad miocena hasta pliocena temprana (Yrigoyen 1993b).

Descripción de las unidades terciarias aflorantes (Fig. 4)

El mapa geológico anexo presenta el primer levantamiento de la comarca donde se han identificado las unidades terciarias aflorantes en la región. Se caracterizará litológicamente a estas unidades, aunque en el trabajo de campo se realizaron perfiles estratigráficos de detalle exclusivamente en la Formación Río de los Pozos.

Formación La Piona (Trümpy y Lehz 1937, *nom. subst.* Fossa Mancini 1938): Esta unidad aflora en la zona bajo estudio en el núcleo del anticlinal, no hallándose expuesta su base (Fig. 5). El espesor aflorante es de aproximadamente 500 metros. Los estratos del flanco occidental están inclinados alrededor de 4°O; están horizontales en la zona del eje del anticlinal e inclinan nuevamente hasta aproximadamente 35°E en el flanco oriental.

Para Rolleri y Criado Roque (1970) los conglomerados que aparecen en su base denunciarían una superficie de discordancia atribuible a la fase principal del segundo movimiento ándico. Sin embargo, en la comarca de Cacheuta, ubicada al oeste de la zona bajo estudio, se apoyaría en pseudoconcordancia sobre las Tobas La Higuera (Yrigoyen 1993b).

El límite entre la Formación La Piona y la suprayacente Formación Río de los Pozos es discordante y está dado por la aparición en la base de ésta última, de unas arcillas verdosas amarillentas, en pequeñas escamas y de distribución regional (Bracaccini 1938).

Entre las Formaciones La Piona y Río de los Pozos, Yrigoyen (1993a) ubica a la Formación Tobas Angostura (Yrigoyen 1993a), separada de la secuencia inferior por medio de una discordancia y de la superior por un contacto no determinado. Sin embargo en un informe inédito Yrigoyen (1954) destaca que el anticlinal Barrancas se ubica casi en el límite exterior de los depósitos de dichas Tobas Angostura, no encontrándose las mismas en el subsuelo. La edad de estas tobas es cercana al límite Mioceno medio-superior.

Litológicamente es una sucesión alternante de bancos potentes de tobas arcillosas y arenosas, paquetes de limos, arenas medias e inclusive sabulitas laminadas y conglomerados medianos a finos en menor proporción (Fig. 6). Hacia la base de esta formación predominan las arcillas tobáceas de color gris amarillento, con intercalación de pocos niveles conglomerádicos de escasa potencia, no más de 1,5 m que presentan 70 % de clastos y 30% de matriz arenosa. El tamaño de los clastos va de 0,5 a 10 cm, con predominio de tamaños entre 0,5 y 5 centímetros. Una gran parte de los contactos entre estas arcillas y los conglomerados son erosivos; se trataría de base de canales. En estos bancos gruesos se pueden observar imbricaciones provenientes del oeste, a pesar de que en algunos lugares no son tan claras.

Los paquetes de areniscas tobáceas son de color gris blanquecino, consolidados, que presentan hacia el techo un aumento en el porcentaje de clastos (llegando al 30%), con gradación inversa. Se puede observar en algunos bancos laminación paralela pero hacia el techo de la secuencia hay un predominio de bancos arenosos gruesos hasta sabulíticos que presentan estratificación entrecruzada con paleocorrientes provenientes del oeste y en el menor de los casos del suroeste.

Hacia el techo aumenta la proporción de bancos conglomerádicos y de areniscas gruesas. En toda la secuencia se observan intercalaciones de delgados banquitos de tobas muy puras, pero la mayoría re-trabajadas.

El color predominante de los afloramientos aquí descritos es gris blanquecino a gris amarillento, existiendo una ligera diferencia de tonalidades con la suprayacente Formación Río de los Pozos que presenta colores más amarillentos.

Se realizaron algunos conteos de clastos pertenecientes a los bancos conglomerádicos, para determinar áreas de proveniencia (Tabla 1, conteos 1 y 2; véase Fig. 5). La metodología aplicada fue identificar en una superficie de aproximadamente un metro cuadrado, la litología de los clastos agrupadas en las unidades que se ilustran en la Tabla 1. La cantidad de clastos de cada conteo dependió del tamaño de los mismos. De estos conteos se pudo observar que en los depósitos terciarios se encuentran básicamente rocas de la Cordillera Principal y Frontal, con un absoluto predominio de rocas volcánicas ácidas. Se ha estimado que dichas rocas ácidas (riolitas, ignimbritas y brechas) pertenecerían al Grupo Choyoi aflorante en la Cordillera Frontal, de donde también procedían algunos granitos, las metamorfitas y las ortocuarcitas carboníferas, como ha sido reconocido por Yrigoyen *et al.* (1995). Las andesitas y las ocoftas cretácicas, probablemente pertenecientes a la Formación Junca, las andesitas y tobas terciarias de la Formación Farellones, así como las calizas con fósiles, aparentemente neocomianas, se han interpretado co-

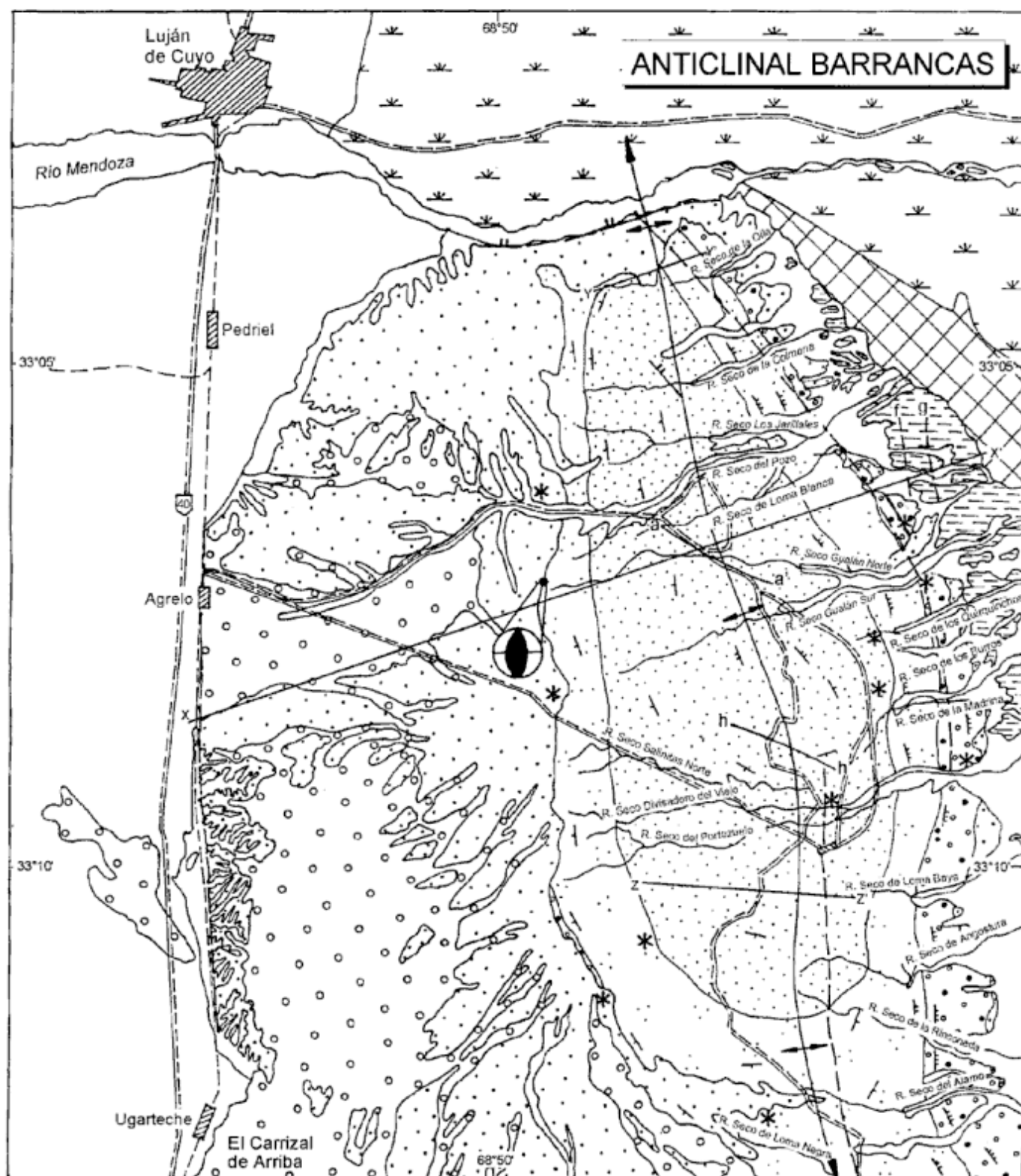


Figura 5: Mapa geológico del anticlinal Barrancas.

mo pertenecientes a la Cordillera Principal. Se distinguieron las andesitas cretácicas de las terciarias debido a que a estas latitudes, las primeras tienen mayor contenido de piroxenos, mientras que las segun-

das tienen un predominio de anfíboles (Ramos *et al.* 1996). Sobre esta base se interpreta que anteriormente a la depositación de la Formación La Pizona ya se habría levantado la Cordillera Frontal, debido a

Tabla 1: Procedencia de clastos de las formaciones cenozoicas.

Cuento 1			Cuento 2			Cuento 3			Cuento 4			Cuento 5		
Ref.	Litología	%	Ref.	Litología	%	Ref.	Litología	%	Ref.	Litología	%	Ref.	Litología	%
1	Riolitas	44,7	1	Riolitas	59,4	1	Riolitas	70,0	1	Riolitas	68,8	1	Riolitas	60,0
2	Metamorfitas	16,3	5	Ignimbritas	11,7	2	Metamorfitas	11,0	2	Metamorfitas	9,8	3	And.cretácicas	12,7
3	And.cretácicas	13,6	2	Metamorfitas	10,2	5	Ignimbritas	4,9	14	Sedimentitas	5,6	2	Metamorfitas	10,9
4	And. terciarias	7,8	3	And.cretácicas	5,5	12	Calizas	3,7	4	And. terciarias	5,1	4	And. terciarias	4,9
5	Ignimbritas	7,1	6	Calizas	4,7	3	And.cretácicas	3,5	5	Ignimbritas	4,7	5	Ignimbritas	4,2
6	Calizas	5,0	8	Granitos	2,3	4	And. terciarias	2,6	3	And.cretácicas	4,2	14	Sedimentitas	1,8
7	Ocoitas	3,6	4	And. terciarias	2,3	13	Clastos cuarzo	2,0	7	Ocoitas	0,9	12	Carbonáticas	1,8
8	Granitos	1,4	10	Clastos tobác.	2,3	8	Granitos	1,4	8	Granitos	0,9	13	Clastos cuarzo	1,2
9	Brechas	0,7	11	Ortocuarcitas	1,6	14	Sedimentitas	0,9				8	Granitos	1,2
												7	Ocoitas	1,2
	Total	100		Total	100		Total	100		Total	100		Total	100

Cuento 6			Cuento 7			Cuento 8			Cuento 9			Cuento 10		
Ref.	Litología	%	Ref.	Litología	%	Ref.	Litología	%	Ref.	Litología	%	Ref.	Litología	%
1	Riolitas	55,5	1	Riolitas	58,2	1	Riolitas	80,2	1	Riolitas	47,6	1	Riolitas	57,0
2	Metamorfitas	20,0	2	Metamorfitas	9,6	3	And.cretácicas	8,9	2	Metamorfitas	23,8	2	Metamorfitas	14,5
3	And.cretácicas	8,5	3	And.cretácicas	9,6	5	Ignimbritas	6,1	3	And.cretácicas	9,5	3	And.cretácicas	9,7
5	Ignimbritas	5,0	5	Ignimbritas	6,7	2	Metamorfitas	2,0	5	Ignimbritas	4,2	12	Carbonáticas	5,3
8	Granitos	5,0	8	Granitos	4,3	4	And. terciarias	1,2	12	Carbonáticas	4,2	5	Ignimbritas	4,3
14	Sedimentitas	2,5	4	And. terciarias	3,85	12	Carbonáticas	0,4	8	Granitos	3,2	14	Sedimentitas	3,9
4	And. terciarias	0,7	14	Sedimentitas	3,85	8	Granitos	0,4	4	And. terciarias	2,7	8	Granitos	2,4
12	Carbonáticas	0,7	10	Clastos tobác.	3,4	7	Ocoitas	0,4	10	Clastos tobác.	2,7	4	Adn. terciarias	1,0
13	Clastos cuarzo	0,7	7	Ocoitas	0,5	14	Sedimentitas	0,4	7	Ocoitas	1,8	10	Clastos tobác.	1,0
10	Clastos tobác.	0,7							15	Cong.brechoso	0,5	7	Ocoitas	1,0
7	Ocoitas	0,7												
	Total	100		Total	100		Total	100		Total	100		Total	100

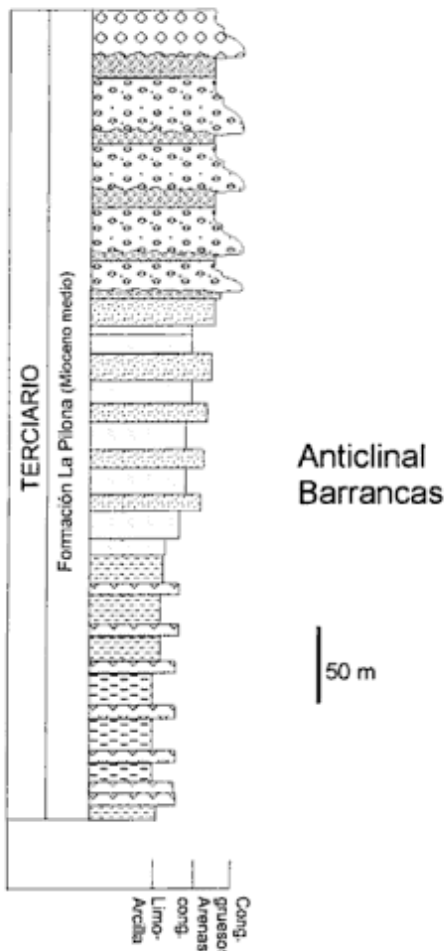


Figura 6: Perfil estratigráfico de la Formación La Pilona en el anticlinal Barrancas.

que se han hallado clastos de ella en esta secuencia. El hecho de que se hallaran también clastos de la Cordillera Principal indica que ésta ya estaba levantada en la zona interna del sistema orogénico.

Irigoyen *et al.* (1995) encontraron para la Formación La Pilona y la subyacente Tobas La Higuera un dramático aumento en la tasa de sedimentación entre los 9,8 y 9,2 Ma, lo que coincide con la aparición de clastos verdes de bajo grado metamórfico, aquí denominados metamorfitas, además de granitos, grauvacas y ortocuarcitas. De acuerdo a estos autores el levantamiento de la Cordillera Frontal tuvo lugar a los $9,5 \pm 0,3$ Ma.

Yrigoyen (1993a) asigna la base de la Formación La Pilona a los 10,8 Ma. Esto coincide aproximadamente con los estudios más recientes de Irigoyen *et al.* (1995), en donde ubican la depositación de esta secuencia entre los 11,0 y los 8,6 Ma.

Para la zona de Lunlunta-Carrizal, que incluye aproximadamente desde el anticlinal Barrancas hasta el embalse del Carrizal, Braccacini (1938) distinguió tres sucesiones de las cuales denominó a la inferior como *limos bayos*, incluyéndolos dentro de la Formación de los Huaycos (Fossa Mancini 1938). Estos *limos bayos* corresponden a lo que en Cacheuta-Tupungato-San Carlos sería Estructura de la Pilona y Tobas Grises Superiores (= Tobas Angostura).

Con respecto al ambiente de depositación de esta unidad, Dellapé y Hegedus (1993) indican para este período condiciones de subsidencia por carga tectónica, relacionada con el alzamiento y apilamiento de la faja plegada y corrida de Precordillera.

Formación Río de los Pozos (Yrigoyen 1993b): Se corresponde con la *Serie Amarilla* de Trümpy y Lehz (1937) y aflora en la zona bajo estudio en una franja que rodea la Formación La Piona. En el flanco occidental los estratos de esta formación se hallan inclinados 4° - 5° y en el oriental llegan a los 46° .

Se asienta sobre la Formación La Piona por medio de una discordancia y dicho límite está señalado por la aparición de unas escamas de arcilla verdosa amarillenta, a las que Braccacini (1938) asigna una distribución regional.

De la suprayacente Formación Mogotes la separa una discordancia angular y erosiva, ubicada a los 3,8 Ma por Irigoyen *et al.* (1995), aunque en el trabajo de Rolleri y Fernández Garrasino (1979) se describe este contacto como concordante.

La base la Formación Río de los Pozos, está constituida por una alternancia de paquetes de limos y arcillas tobáceas de 5 a 6 m de espesor, que se van haciendo cada vez menos potentes hacia el techo de la secuencia, llegando a tener espesores entre 3 y 5 m, y bancos de areniscas sabulíticas o conglomerados finos, con matriz tobácea y clastos predominantemente volcánicos, de aproximadamente 2 a 4 m, que hacia niveles estratigráficos más altos tienden a aumentar, inclusive en el tamaño de los clastos, llegando éstos a tamaños entre 0,5 y 15 centímetros. Entre estos paquetes se observan intercalaciones de yeso en bancos de aproximadamente 1 cm de espesor. También se aprecia un disminución de paquetes de tobas arcillosas y arenosas, junto con paquetes de areniscas que son de grano medio a grueso, inclusive hasta sabulitas. Existen escasas intercalaciones de delgados bancos de tobas con indicios de retrabajamiento. En líneas generales existe una tendencia granocreciente hacia el techo de esta formación.

Un perfil representativo, que se describe a continuación, es el expuesto en la quebrada del río Seco Divisadero del Viejo, que se realizó en el flanco occidental del anticlinal, desde la "cuchilla" hasta el contacto con la Formación La Piona (véase ubicación en Fig. 5). El espesor es de aproximadamente 400 metros (Fig. 7).

Perfil de la quebrada del Río Seco Divisadero del Viejo:

Base: Esta formación se encuentra separada de la Formación La Piona por una discordancia angular. El límite entre estas dos formaciones lo da la presencia de unas escamas de arcillas verde-amarillentas, de aproximadamente 30 cm de espesor.

Sección inferior: Tiene 100 m caracterizados por el desarrollo de potentes bancos laminados de limos arcillosos de color castaño-amarillento, de entre 5 y 6 m de espesor, separados por bancos más delgados de areniscas sabulíticas de color gris con laminación gruesa, conglomerados finos y muy raramente conglomerados medianos, ambos sin estructura interna observable. El espesor de estos bancos es de aproximadamente 2 a 4 metros. Ocasionalmente se

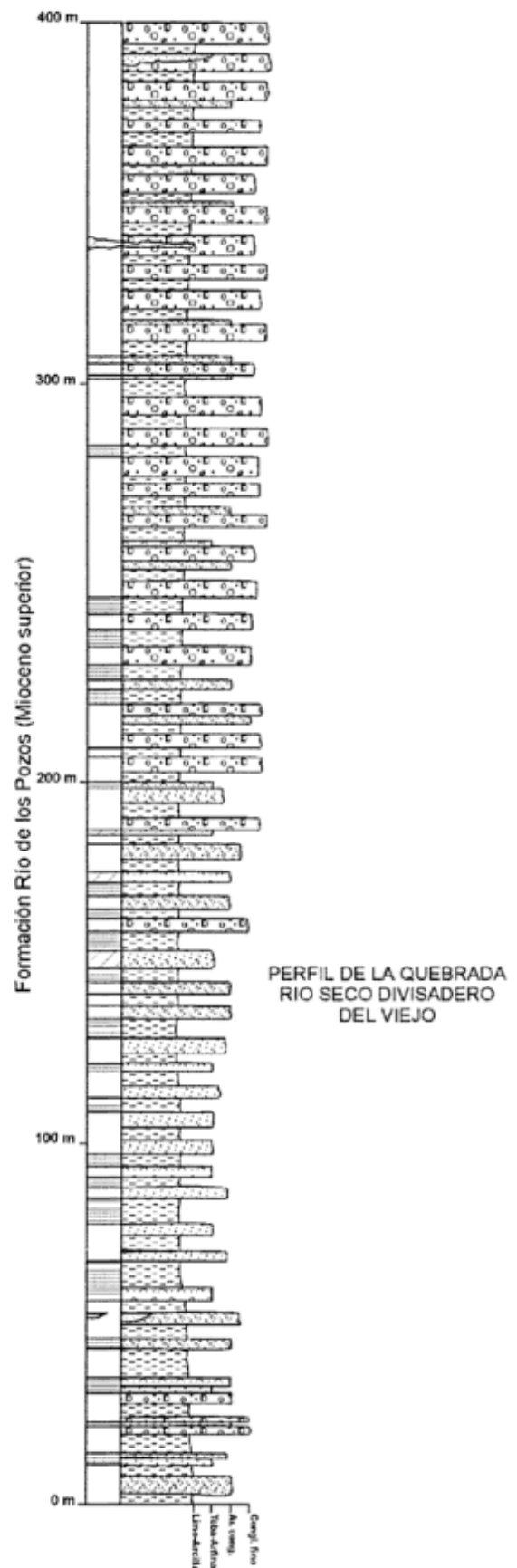


Figura 7: Perfil estratigráfico de la Formación Río de Los Pozos en el anticlinal Barrancas.

observan también bancos de 1 a 2 m de areniscas tobáceas laminadas o areniscas finas laminadas que muy raramente tienen laminación entrecruzada.

Sección media: Tiene aproximadamente 100 m de espesor, los cuales se diferencian de los anteriores por su granulometría un poco más gruesa. Se mantiene la alternancia de los bancos limosos y los psefíticos, pero disminuye el espesor de los primeros a un promedio de 4 m y aumenta ligeramente el de los segundos. Por otro lado con respecto a la granulometría los bancos gruesos empiezan a ser conglomerádicos, si bien presentan clastos más bien chicos (entre 0,5 y 8 cm). Se mantiene el patrón de estructuras internas, salvo que no existen tantas areniscas finas laminadas. Empieza a ser más difícil observar la laminación en los bancos limosos. Comienzan a aparecer bancos limosos arenosos, muy similares a los limosos arcillosos pero de granulometría ligeramente más gruesa.

Sección superior: Los 200 m superiores de esta secuencia se caracterizan por bancos conglomerádicos medianos a gruesos, de 3-5 m de espesor, masivos, que presentan un 60% de matriz arenosa tobácea y un 40% de clastos que van desde 0,5 m hasta 15 centímetros. Dentro de estos paquetes conglomerádicos se observan intercalaciones de lentes de arena gruesa de color gris, muy friable y con laminación paralela grosera. Estos lentes ocasionalmente son de arenas tobáceas de color gris-blanquecino. Algunos de los paquetes conglomerádicos con estratificación grosera. Estos bancos conglomerádicos se encuentran en alternancia con bancos limosos arcillosos y limosos arenosos de 3 a 4 m de espesor, en los cuales es más difícil reconocer algún tipo de estructura interna, pero existen bancos en donde se nota bien el bandeamiento. El color de estos limos es castaño-amarillento. Dentro de estos paquetes se observan intercalaciones de delgados banquitos de yeso, de aproximadamente 1 cm de espesor.

Techo: En este sector, se halla cubierto por los depósitos de la Formación Los Mesones, emplazados en forma discordante sobre la formación aquí descrita. En el flanco oriental del anticlinal se puede observar el contacto discordante entre esta formación y la suprayacente Formación Mogotes.

En el análisis de los conteos realizados en esta formación (Tabla 1, conteos 3 y 4) se pudo observar en los clastos un aumento en el porcentaje de riolitas, que como ya se ha indicado provendrían del Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal, una disminución en el porcentaje de las metamorfitas de bajo grado, también pertenecientes a la Cordillera Frontal; pero en rasgos generales no habría demasiada variación con respecto a los clastos hallados en la Formación La Piona, por lo que se infiere que los clastos de la Formación Río de los Pozos, provendrían de la Cordillera Frontal. Llama la atención la aparición, en esta secuencia, de un 3,2 % de clastos carbonáticos, sin fósiles que, en secuencias posteriores, se indicaron como pertenecientes a la Precordillera. Esta unidad también tiene un pico relativamente alto de sedimentitas en el conteo 4, las cuales podrían proceder de los depósitos carboníferos de la Cordillera Frontal.

Edad: En esta unidad Yrigoyen (1993b) halló cinco localidades en la zona de Tupungato-Piedras Coloradas con restos óseos de mamíferos de edad Montehermosense, pertenecientes a *Kiyuterium cf. orientalis*. Es necesario destacar que los restos descu-

biertos en los años 1935-1937 que mencionó Fossa Mancini (1938) habrían sido erróneamente atribuidos a la Formación La Piona.

Yrigoyen (1993a) ubicó en el techo de la Formación Río de los Pozos una discordancia de 3,8 Ma, hecho que no es concordante con los datos aportados por Irigoyen *et al.* (1995). Según estos autores la depositación de la Formación Tobas Angostura y los 165 m basales de la suprayacente Formación Río de los Pozos se hizo entre los 8,2 Ma hasta por lo menos 7,4 Ma, estando separadas ambas unidades por una discordancia, e infiriéndose que la edad de Río de los Pozos no es más joven que 5,8 Ma (Irigoyen *et al.* 1995). Esta diferencia de 2 Ma se debe a que en el trabajo de Yrigoyen (1993a) se consideró su techo asociado a la fase Diaguita, no teniendo en cuenta que las fases diastólicas pueden tener variaciones temporales en distintas localidades.

Bracaccini (1938) correlaciona esta sección, a la que llama *sección de transición*, con los estratos amarillos para la zona de Cacheuta-Tupungato-San Carlos y que se encuentran dentro de la Formación de Los Huaycos de Stappenbeck (1917). Así mismo Yrigoyen (1993b) propuso que, a grandes rasgos, la Formación Río de los Pozos del oeste de la cuenca puede paralelizarse con el conjunto de Formaciones Huayquerías (correspondiente a los estratos de la Horqueta de Bracaccini 1938) y Tunuyán (Limos de Potrero de Bracaccini 1938), definida por Dessanti (1946) en la región de las Huayquerías del Este y de San Carlos. Esta correlación la mantienen Vicente y de Villafañe (1958) para la región de Atamisque, Pampa del Muerto y El Quemado según Yrigoyen (1993b).

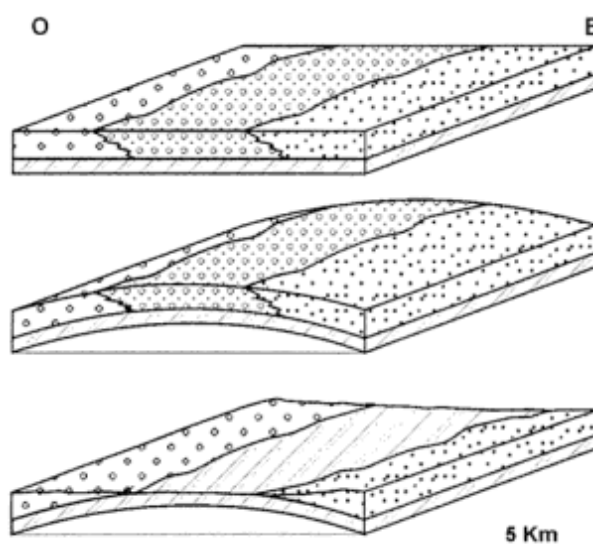


Figura 8: Cambios granulométricos observados en el anticlinal Barrancas entre los flancos occidental y oriental en diferentes horizontes de la Formación Río de Los Pozos, reflejo de su ubicación proximal y distal con respecto al frente de corrimientos.

El ambiente de sedimentación de esta formación es el mismo que ya describiéramos para la formación precedente. Sería el resultado de una progradación de un sistema de abanicos aluviales en una cuenca de antepaís de retroarco. Lo que se observa es una granulometría un poco más gruesa que en la Formación La Pilona, lo que estaría indicando un área de aporte más cercana (Fig. 8). Esta situación es más evidente en la Formación Mogotes.

Formación Mogotes (Polanski 1963): La Formación Mogotes aflora en el flanco oriental del anticlinal, en una franja norte-sur que va de aproximadamente 1.250 a 200 m de espesor, en la que se encuentran inclinaciones entre 55° a 65° al este o noreste, aunque un poco hacia el sur de la franja mapeada se registran inclinaciones de alrededor de 23° a 30° al este.

Esta formación se asienta sobre la Formación Río de los Pozos mediante discordancia. Aunque en algunos lugares el contacto puede parecer pseudo-concordante, como en el flanco oriental del anticlinal Tupungato-Piedras Coloradas (oeste del anticlinal Barrancas), en otros es francamente discordante, como en las Lomas de Guadal y del Peral (en las Huayquerías del Este, al sureste de Barrancas), en donde la discordancia regional se manifiesta con un notorio cambio de inclinación entre ésta y la Formación Río de los Pozos (Yrigoyen 1993b).

En el mapeo realizado se encontró que en la zona central del anticlinal Barrancas existe un brusco cambio de inclinación entre ambas formaciones, observándose que varían entre los 26° y los 43° dentro de la Formación Río de los Pozos, a valores cercanos a los 55° - 65° en Formación Mogotes.

Por sobre esta formación se encuentran adosados depósitos cuaternarios, no inclinados y poco consolidados.

Litológicamente existe un predominio absoluto de conglomerados gruesos a medianos, en potentes bancos de 8 a 20 m de potencia, generalmente con poca matriz, que es arenosa y de colores grisáceos. Los clastos son de mayor tamaño que los descritos para las unidades anteriores y oscilan entre los 30 y 40 centímetros. La estratificación es muy pobre a inexistente. En algunos sectores está indicada por la alternancia de bancos de clastos más gruesos y más finos. Hay intercalados bancos arenosos de tamaño de grano mediano y limosos de pocos metros de espesor, e inclusive delgados banquitos de tobas. En algunos sectores parecería haber pequeñas discordancias progresivas manifestadas por una variación en la inclinación de la estratificación.

De acuerdo a los clastos analizados en esta formación (Tabla 1, conteos 5, 6 y 7) se puede observar que no existe un cambio importante en la procedencia de los clastos con respecto a las formaciones subyacentes. No obstante se hallan clastos carbonáticos

de calizas sin fósiles, un aumento en el porcentaje de granitos y valores equivalentes en el porcentaje de clastos sedimentarios. Se podría inferir que comenzaría a haber aporte de la Precordillera, donde se encuentran básicamente rocas sedimentarias y el complejo granítico-granodiorítico de Cacheuta. Por otro lado es importante destacar que en el conteo realizado estratigráficamente más cerca de la base de la Formación Mogotes no se observaron clastos de rocas carbonáticas. Esto es consistente con lo propuesto por Irigoyen *et al.* (1995), quienes indican que los sedimentos neógenos de la Precordillera fueron deformados en el Plioceno tardío, por pliegues por propagación de falla y corrimientos emergentes con vergencia oriental.

La edad de la Formación Mogotes fue asignada al Plioceno tardío (Trümpy y Lhez 1937). Posteriormente al asociarla a los primeros englazamientos andinos del borde montañoso (Groeber 1952), fue ubicada dentro del Cuaternario más antiguo. Sin embargo, sobre la base de nuevas evidencias, Yrigoyen (1993b) la reubicó dentro del Plioceno.

Irigoyen *et al.* (1995) restringen la depositación de la Formación Mogotes entre la discordancia de 3,8 Ma y la edad de un banco de cenizas datado en 0,3 Ma que la sobreyace discordantemente. Estos autores consideran que la acumulación de esta formación comenzó a los 3 Ma aproximadamente, continuando en el Pleistoceno.

En nuestra zona de estudio Braccini (1938) denominó a la Formación Mogotes como Conglomerado de los Bordes, dentro de la ya mencionada Formación de Los Huaycos, de edad pliocena y correlacionándolo con el Conglomerado de los Mogotes de la región Cacheuta-Tupungato-San Carlos.

Yrigoyen (1993b) relaciona esta formación con el conjunto El Quemado-Represa-Bajada Grande del Este en general, mencionando que ya Polanski (1963) señalaba como sinónimos su Formación Los Mogotes con la Formación Bajada Grande. En particular, Yrigoyen (1955) divide en base a un estudio fotogeológico a esta formación en cuatro unidades a las que identificó como complejos I, II, III y IV y los correlaciona del modo ilustrado en la Tabla 2.

Dado que en la Formación Bajada Grande se encontraron restos de vertebrados de edad-mamífero Montehermosense, así como también existen niveles tobáceos con dataciones radimétricas $2,6 \pm 0,1$ y $2,4 \pm 0,3$ Ma (Marshall *et al.* 1986), Yrigoyen (1993b)

Tabla 2: Correlaciones y equivalencias de la Formación Mogotes.

Tupungato	San Carlos	Atamisque y El Quemado	Vacas Muertas	Lunlunta - Carrizal
Complejo IV				
Complejo III		Bajada Grande Superior (similar a Complejo IV)		Conglomerado de los bordes
Complejo II	Fm. Tobacea con Franjas Blancas	Bajada Grande media		
Complejo I	Fm. Conglomerádica de Transición	Quemado-Represa o Bajada Gde. inferior		

la asignó al Plioceno superior. Dadas las edades consignadas por Irigoyen *et al.* (1995) se considera a la Formación Mogotes de edad plio-pleistocena.

Los depósitos de la Formación Mogotes corresponderían probablemente a una porción más proximal del sistema de abanicos aluviales anteriormente mencionado, lo que se correlaciona genéticamente muy bien con el origen de la equivalente Formación Mogna en San Juan.

Formaciones cuaternarias

Formación Los Mesones (Polanski 1963): Estos sedimentos clásticos gruesos corresponden al primer nivel de piedemonte de De Carles (1911), Frenguelli (1930), Feruglio (1932) y sobre todo Dessanti (1946). Este primer nivel de piedemonte es lo que más recientemente se llamó primer ciclo de agradación fluvial del Pleistoceno (Rodríguez y Barton 1993).

Esta unidad constituye una faja de abanicos coalescentes, adosada al borde de la Cordillera Frontal, entre los ríos Mendoza y Diamante, que se extiende, hacia el este, hasta la estructura de las Huayquerías de San Carlos. Alcanza una extensión horizontal que se calcula en 60 km² (Polanski 1963) por sobre los pedimentos y glacés del pedemonte (Rodríguez y Barton 1993). En la actualidad estos terrenos han sido levantados por los movimientos tectónicos cuaternarios de manera que en la zona pedemontana de la Precordillera y Cordillera Frontal sólo se conservan restos erosionados, formando cerros mesetiformes, generalmente a la salida de arroyos cordilleranos o precordilleranos (INPRES 1989). La base de la unidad se presenta como un plano de erosión elaborado en formaciones de mayor edad que el Pleistoceno (Polanski 1963).

En la zona bajo estudio aflora en una estrecha franja norte-sur en el flanco este del anticlinal y hacia el oeste se extiende ampliamente cubriendo gran parte de su flanco occidental. Se hallan, generalmente, asentados mediante discordancia angular sobre la Formación Mogotes o sobre otros depósitos terciarios, y se interpretan como la primer secuencia de estratos de crecimiento del anticlinal Barrancas. Corresponderían a los depósitos que Polanski (1963) describe como cierre septentrional de la faja de abanicos. Este autor señaló para esta zona una potencia aproximada de 25 m en el cerro Bueyes, ubicado a aproximadamente 30 km al este de esta comarca, así como espesores mínimos de 5 a 10 metros.

La Formación Los Mesones está constituida por un fanglomerado grueso de matriz arenosa sabulítica, con grandes bloques, que distalmente pasa a un sedimento de mayor selección granulométrica y de estratificación más pronunciada. Los clastos provienen de rocas de la cordillera y son predominantemente ba-

saltos muy redondeados. Sobre éstos existe cierto grado de meteorización en la superficie que indica una prolongada exposición.

En nuestro sector de estudio, ubicado en la zona distal del abanico, suelen encontrarse los depósitos fuertemente rebajados y desgastados, desprovistos de su matriz fina por lavaje áqueo y deflación.

Si se comparan los conteos realizados en la Formación Los Mesones (Tabla 1, conteos 8, 9 y 10) con los anteriores, empieza a ser relativamente más importante el porcentaje de rocas carbonáticas (calizas sin fósiles), que indican un aporte desde la Precordillera. También la aparición de clastos de conglomerados brechosos, los cuales son exclusivos y diagnósticos de este ambiente. Éstos no aparecieron en las formaciones anteriores que tenían un área de proveniencia en las Cordilleras Principal y Frontal. Esto estaría indicando que en el momento de depositación de la Formación Los Mesones ya se habían levantado las sierras de Precordillera que se encuentran al noroeste del anticlinal Barrancas.

Sin embargo, en los diagramas de procedencia de clastos en la Formación Los Mesones, el aumento del aporte que vendría de la Precordillera (sedimentitas o calizas sin fósiles) no es sustancialmente importante. Sobre esta base se puede decir que es predominante el área de aporte local, es decir que la Formación Los Mesones es retrabajo de la Formación Mogotes, con leve aporte de la Precordillera, depositada durante la deformación del anticlinal Barrancas.

La edad de la Formación Los Mesones corresponde al primer ciclo de agradación fluvial que ha sido identificado también como primer nivel de piedemonte. Polanski (1963) señaló que Los Mesones es el sedimento pedemontano más antiguo de edad paleopleistocena. En INPRES (1985, 1989) le asignan una edad cuaternaria, dada su yacencia sobre estratos plegados de la Formación Mogotes de edad plio-pleistocena, y la restringen al Pleistoceno inferior, mayor de 0,7 Ma y menor de 0,2 Ma, basándose en dataciones radiométricas en materiales piroclásticos y por su vinculación lateral con rocas volcánicas paleopleistocenas (INPRES 1985, 1989).

Se interpreta para la Formación Los Mesones dos procesos genéticos simultáneos: levantamiento neotectónico de la cordillera y el inicio de los anticlinales de la región de Huayquerías, incluidas las estructuras braquianticlinales de las cerrilladas pedemontanas vecinas, y al aumento de las precipitaciones. El ascenso de la cordillera y un clima algo más húmedo aunque semiárido, produjeron una reactivación erosiva de sus altas planicies y picos englazados dando origen en los bajos a acumulaciones con predominio de fanglomerados gruesos sobre los pedimentos y glacés del piedemonte.

Formación La Invernada (Polanski 1963): Esta formación fue objeto de polémicas interpretaciones so-

bre su supuesto origen glaciario. Éste fue postulado por Tapia (1935) quien la describió como morénicas; Groeber (1939, 1952) les asignó un origen glaciario; Corte (1957) identificó tres morenas de distinta edad y Guiñazú (1962) también reconoce un englazamiento de la zona pedemontana. Pero fue Dessanti (1946) el primero que interpretó correctamente a estos depósitos como un fanglomerado, al que Polanski (1963) definió como Formación La Invernada, un producto aluvional perteneciente al segundo ciclo de agradación fluvial o segundo nivel de piedemonte.

Esta unidad se distribuye en la faja adyacente al borde de la cordillera. Aparece como un ente casi puramente geomórfico, como una terraza o juego de terrazas de erosión encajonadas en los fanglomerados de la Formación Los Mesones (Polanski 1963). Estos depósitos cubrieron los valles de la depresión de los Huarpes, llegando a traslapar las Huayquerfías hasta alcanzar la llanura oriental.

En el sector bajo estudio se encuentra aflorando en el flanco occidental del anticlinal, como segundo grupo de estratos de crecimiento, en cerros mesetiformes a menores alturas que la Formación Los Mesones y altitudes entre 10 y 100 m menores que ésta (INPRES 1985, 1989).

La litología es similar a la Formación Los Mesones, y se la interpreta como formada parcialmente a expensas de ésta. Son también fanglomerados caracterizados por la presencia de grandes bloques, falta de selección y otros aspectos morfológicos que originaron la larga polémica sobre su origen.

La edad de esta formación está definida por su piso correspondiente a la Formación Los Mesones y su techo, formado por lo que Polanski (1963) llamó Asociación Piroclástica Pumícea y que asignó al Pleistoceno inferior tardío y medio.

Los sedimentos de la Formación La Invernada son el producto del segundo ciclo de agradación de edad pleistocena, que se corresponde con una reactivación de las estructuras positivas que se estaban formando tanto en la cordillera como en esta región. El anticlinal Barrancas por ejemplo, como señalan Rodríguez y Barton (1993) da lugar a la intensificación erosiva de los relieves altos, cubriendo las regiones más bajas de sus componentes gruesos y finos.

En el Pleistoceno medio o principios del superior, otro ciclo erosivo elaboró dos terrazas en la Formación La Invernada, que Polanski (1963) describió como consecuencia de la lenta profundización de los ríos del Valle Extenso, formado por los arroyos Yaucha y Papagayos.

Formación El Zampal (Polanski 1963): Fue descrita por Polanski (1963) como limos parecidos al loess. Está incluida dentro de lo que Rodríguez y Barton (1993) llamaron ciclo de agradación mixta.

Esta unidad se asienta regionalmente sobre la Formación La Estacada o en el caso de que ésta no se

encuentre, como en el caso del anticlinal Barrancas, sobre cualquier otra formación de mayor edad ya que constituye la cubierta de todas ellas sobre los distintos enrasamientos de su relieve y su techo constituye el suelo actual. Alcanza su mayor desarrollo dentro de la depresión pedemontana, penetrando en bajos y quebradas, y falta en las altas montañas o zonas elevadas de las serranías menores. Se trata de la unidad litoestratigráfica más extendida del territorio mendocino.

En la zona bajo estudio se la encuentra aflorando sólo en un pequeño sector en la parte nordeste de la comarca. Sin embargo constituye el substrato de la zona cultivada de todo el borde occidental del área mapeada, ya que el limo similar al loess es la roca madre del suelo más fértil de Mendoza.

Consiste de limos amarillentos, en parte calcáreos, que alternan con capas de ceniza volcánica, arenas fluviales y especialmente en su parte inferior, estratos y lentes de grava y gravilla.

Polanski (1963) dividió esta formación en tres miembros: el limo parecido al loess inferior, de origen eólico; el banco de sedimentos fluviales y el limo parecido al loess superior, nuevamente de origen eólico. Sin embargo no se han podido reconocer estos miembros en la zona de estudio.

En el arroyo de La Estacada (localidad tipo) la Formación El Zampal yace sobre la formación homónima, cuya edad determinada por ^{14}C fue de 9.625 ± 200 años (Polanski 1963). La Formación El Zampal se asigna al Holoceno por asentarse sobre la Formación La Estacada.

La sedimentación de los dos miembros de limos parecidos al loess se efectuó en condiciones extremadamente áridas, debido a agentes eólicos. Estos miembros están separados por un intervalo de no deposición, probado por la degradación de la superficie del limo inferior y la actuación de un epiciclo de agradación fluvial, que produjo la sedimentación de estos rípios fluviales, lo que denota condiciones climáticas más húmedas y de mayor caudal en las corrientes de agua de la red hidrográfica del piedemonte (Polanski 1963).

Depósitos del abanico aluvial del río Mendoza: Forman afloramientos reducidos, que en la mayor parte de su extensión están cubiertos por una capa de pocos metros de espesor de los limos de la Formación El Zampal, o por suelos o gravas pedemontanas modernas (INPRES 1985).

El abanico aluvial del Río Mendoza "es de origen glaci-fluvial con por lo menos, cuatro generaciones de conos que configuran otras tantas unidades geomórficas de desigual jerarquía geomorfológica" (INPRES 1985, pág. 4-6).

En la zona de estudio estos depósitos se encuentran en la zona norte principalmente en la margen norte del río Mendoza y en su mayor parte se ha-

llan cubiertos por cultivos o urbanización. Dicho abanico está formado por clastos redondeados a subredondeados de material proveniente de la Cordillera y Precordillera, generalmente bien estratificados en capas horizontales y en algunos sectores bien diagénizados.

Depósitos de la llanura de inundación del río Mendoza: Están constituidos por gravas y arenas fluviales, arenas limosas y limos en parte salinos, pertenecientes a depósitos de cauces, barras fluviales, depósitos de meandros abandonados, depósitos de llanura de inundación y lagunas temporarias de edad holocena (INPRES 1985). Como bien su nombre ya lo indica, en nuestra zona, estos depósitos se encuentran adyacentes al río Mendoza.

Depósitos de la Cerrillada Pedemontana: Dentro de esta denominación se incluyen los depósitos pedemontanos modernos, que en su mayor parte son holocenos, posteriores al tercer nivel de pedimentación y cuyos espesores varían de decenas a centenas de metros. Se presentan en conos aluviales y bajadas pedemontanas.

En la comarca se encuentran en los lechos de los numerosos ríos secos y como pequeñas bajadas pedemontanas provenientes de dichos cauces. Principalmente se ubican estos depósitos a lo largo de toda la franja oriental de esta área entre el río Mendoza y el río Seco de Loma Negra, al sur del área estudiada.

Diagramas de procedencia

Con los datos aportados por el conteo de clastos de los conglomerados se procedió a realizar un estudio de áreas de procedencia utilizando diagramas ternarios basados en la proporción de litoclastos plutónicos, volcánicos, sedimentarios y metamórficos (Spalletti *et al.* 1986). A pesar de que las psamitas no poseen tan amplia dispersión como las psamitas, son en muchos casos, por su mayor granulometría, más seguros y fáciles indicadores de la procedencia detrítica. Por otro lado estas rocas epiclásticas gruesas están limitadas a agentes de transporte y deposición de alta energía, por lo que son más resistentes a las mezclas de aportes debidos a distintos procesos de movilización clástica (Spalletti *et al.* 1986).

Spalletti *et al.* (1986) indican que por su posición en la cuenca se reconocen depósitos psefíticos proximales, medios y distales. En estos últimos, dentro de los cuales se encuentran los analizados en el presente trabajo, la procedencia es múltiple desde distintas unidades o provincias geológicas, tienen tendencia poliméctica y cambios en la composición durante el transporte.

A continuación se exponen los resultados de los

conteos de clastos realizados (Tabla 3) y su posición en los diagramas ternarios (Fig. 9 a, b, c y d).

Dada la abundante cantidad de volcanitas presentes en estos conteos y que las mismas participan en los cuatro tipos de diagramas definidos por Spalletti *et al.* (1986), las relaciones no son muy evidentes. Sin embargo, haciendo un análisis a través del tiempo (desde la depositación de la Formación La Pílon en el Mioceno medio hasta la de la Formación Los Mesones, ya en el Pleistoceno inferior) se puede llegar a destacar dos hechos interesantes. El primero es un aumento hacia las secuencias más jóvenes en la participación de metamorfitas de bajo grado, aportadas por el levantamiento póstumo de la Cordillera Frontal. El otro hecho observable es que en las secuencias más antiguas era más importante el aporte de volcanitas andesíticas (ploteadas como volcanitas básicas e intermedias) pertenecientes a la Cordillera Principal, el que fue remplazado por la participación

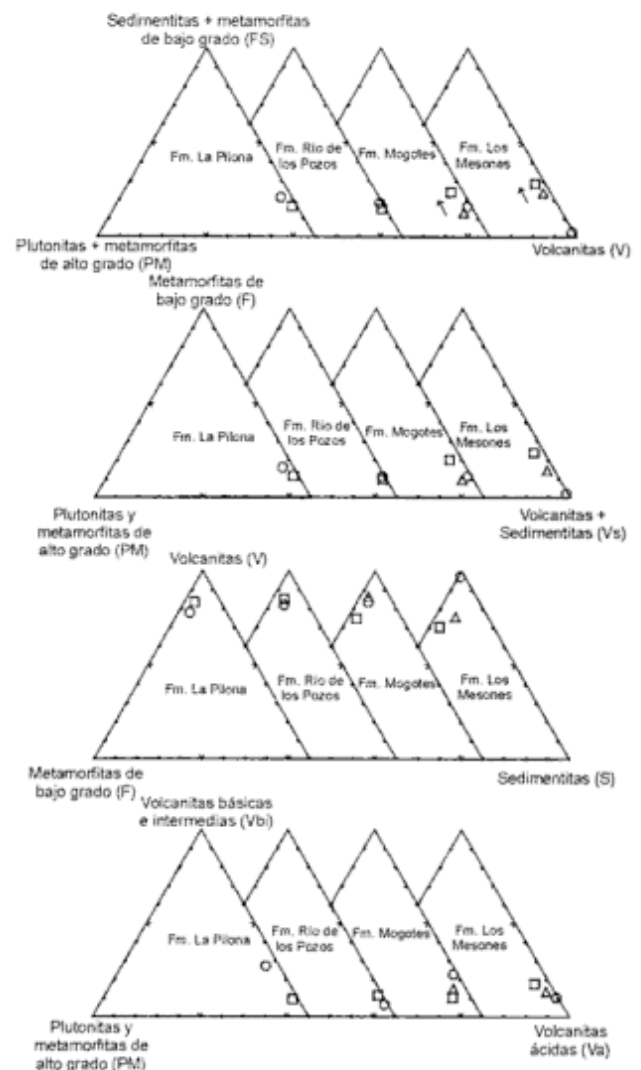


Figura 9: Diagramas de procedencia de clastos para conglomerados aluviales de las distintas unidades sinorogénicas.

Tabla 3: Frecuencia de clastos según campos de procedencia.

	Conteos	PM%	S%	FS%	F%	V%	Vbi%	Va%	Vs%
Fm. La Pilona	1	5	5	21,3	16,3	73,9	21,4	52,5	78,9
	2	2,3	4,7	16,5	11,8	81,2	7,8	73,4	85,9
Fm. R. Pozos	3	1,4	6,6	17,6	11	81	6,1	74,9	87,6
	4	1,8	5,6	15,4	9,8	82,8	9,3	73,5	88,4
Fm. Mogotes	5	2,4	4,8	15,7	10,9	81,8	17,6	64,2	86,6
	6	5,7	3,9	23,9	20	70,4	9,2	61,2	74,3
Fm. Los Mesones	7	4,8	3,85	13,45	9,6	81,75	13,45	68,3	85,6
	8	0,8	0,8	2,8	2	96,4	10,1	86,3	97,2
	9	4,8	4,7	28,5	23,8	66,7	12,2	54,5	71,4
	10	3,4	9,2	23,7	14,5	73	10,7	62,3	82,2

PM: Plutonitas + metamorfitas de alto grado, S: sedimentitas, FS: sedimentitas + metamorfitas, F: metamorfitas de bajo grado, V: volcanitas, Vbi: volcanitas básicas intermedias, Va: volcanitas ácidas, Vs: volcanitas y sedimentitas.

de las volcanitas ácidas del Grupo Choiyoi de la Cordillera Frontal.

Estructura

El estilo estructural de esta región es el resultado de la formación en el Triásico de la cuenca extensional de Cuyo y de los eventos de deformación ándicos. Los esfuerzos tectónicos cenozoicos produjeron el levantamiento de la cordillera y en algunos sectores de la cuenca de Cuyo, la inversión compresiva de algunas de las fallas ífstricas triásicas y la formación de nuevas fallas inversas.

La estructura actual del anticlinal Barrancas ha sido consecuencia de un fallamiento inverso cenozoico. Sin embargo, no se puede descartar que actualmente se esté produciendo una incipiente inversión tectónica de algunas fallas triásicas por debajo de la estructura de Barrancas.

La estructuración cenozoica está representada por pliegues anticlinales asimétricos, limitados en sus flancos por fallas inversas, no siempre superficiales, con vergencia de sus planos axiales tanto al este como al oeste. Estos anticlinales están alineados en tres

ejes principales de rumbo nor-noroeste (Fig. 1). En el eje occidental se ubican las culminaciones de Cacheuta, La Pilona, Estructura Intermedia, Tupungato, Piedras Coloradas, Chañares Herrados y Alto Verde. El eje central presenta las estructuras positivas de Cruz de Piedra, Barrancas (ambas incluidas en lo que aquí se llama anticlinal Barrancas), Lunlunta-Carrizal, Rfo Tunuyán, La Ventana, Vacas Muertas, Punta de las Bardas y El Quemado. En el eje oriental, menos importante en superficie y subsuelo que los anteriores, se encuentran las estructuras de Rivadavia, Zampal y Vizcacheras (Dellapé y Hegedus 1993).

El anticlinal Barrancas, ubicado en el eje central, se halla por lo tanto en el margen distal del hemigraben de Cacheuta, próximo a una zona de transferencia, lo que se refleja en un adelgazamiento de la columna estratigráfica triásica (Fig. 10).

El anticlinal Barrancas

A este anticlinal se lo ha denominado en la literatura como estructura Lunlunta-Carrizal (Braccini 1938) o estructura Cruz de Piedra-Lunlunta-Barran-

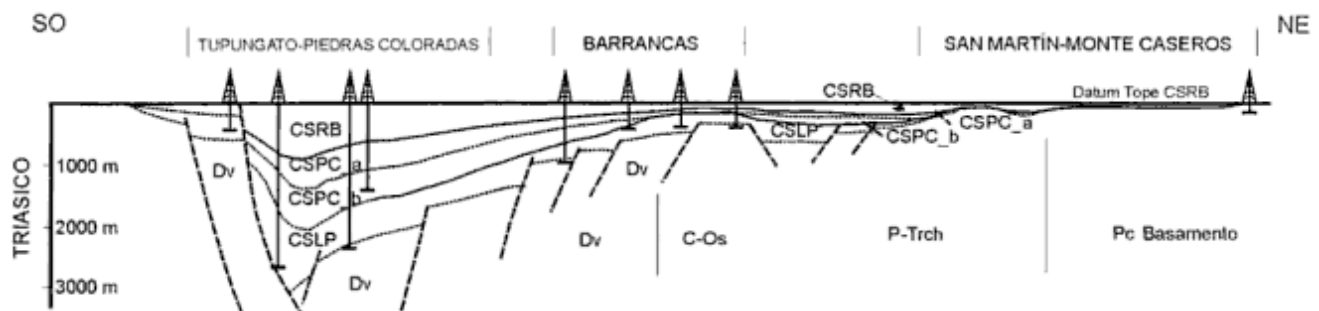


Figura 10: Sección estructural de la cuenca Cuyana. Pc: basamento metamórfico; C-Os: Formación San Juan, Ordovícico; Dv: Formación Villavicencio, Devónico; P-Trch: Grupo Choiyoi, Permotriásico; CSLP: Conjunto de Secuencias Las Peñas; CSPCa: Facies fluviales de la Formación Potrerillos; CSPCb: Facies lacustres de la Formación Cacheuta; CSRB: Conjunto de Secuencias Río Blanco (basado en Kokogian et al. 1993).

cas (Dellapé y Hegedus 1993).

Braccini (1938) habla de tres núcleos positivos vinculados entre sí y separados por sillas estructurales. Vicente (1959) coincidiendo con Braccini (1938), vuelve a considerar que este anticlinal está compuesto por tres núcleos, hablando de pliegues distintos al referirse a Lunlunta y a Barrancas. En la microzonificación de Mendoza (INPRES 1989) se indica a las estructuras Lunlunta y Barrancas como estructuras individuales limitadas por fallas normales de rumbo este-nordeste.

En este trabajo se ha reunido a estas dos estructuras bajo el nombre de anticlinal Barrancas. Este es un anticlinal asimétrico, de orientación nor-noroeste, doblemente buzante, en el que se han producido núcleos positivos debido a inhomogeneidades preexistentes. Estas inhomogeneidades se corresponden con estructuras transversales del sistema extensional triásico (Boggetti *et al.* 1999). Posiblemente constituyen zonas de transferencia que controlan las sillas

estructurales. El flanco occidental de esta estructura está caracterizado por inclinaciones que varían entre los 4° y 6° al oeste y sur-suroeste, mientras que en el flanco oriental se encuentran valores de inclinación que llegan hasta los 60° - 65° al este y nor-nordeste.

Sin embargo, en las barrancas del río Seco del Álamo se han medido inclinaciones de 30° - 35° al este (Fig. 5), en niveles estratigráficos similares a los que más al norte tienen inclinaciones de 60° - 65° al este. Este hecho podría ser explicado como una región de transferencia del acortamiento en los hemigrábenes dado que inmediatamente al sur de este río seco se puede observar la presencia de una fractura (c-c', Fig. 5) de rumbo nordeste, con bloque hundido al noroeste, que podría estar representando una de estas fallas oblicuas de transferencia del antiguo sistema de rift triásico. Esta región de transferencia previa estaría produciendo diferencias en la magnitud del rechazo de la falla principal que levanta este

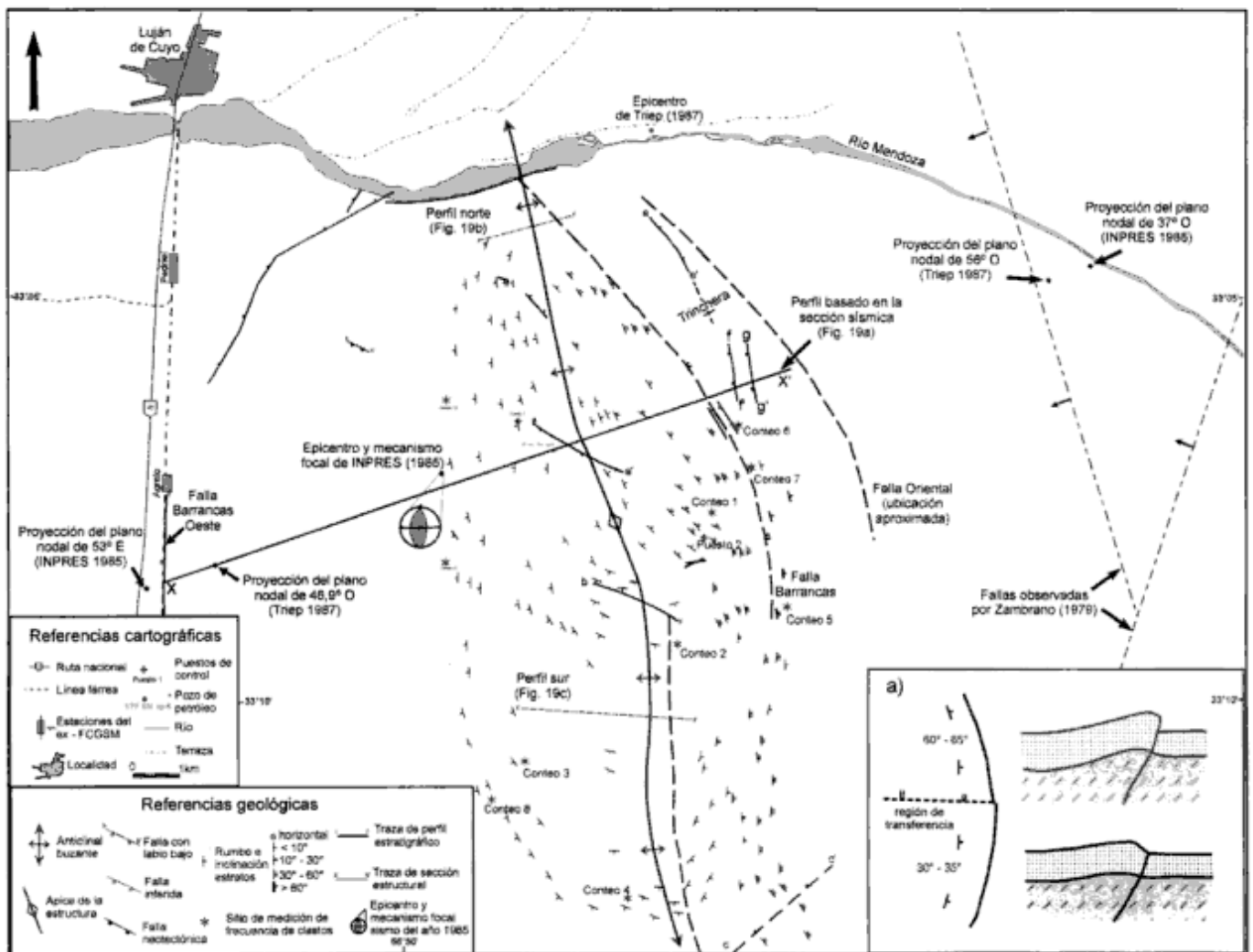


Figura 11: Mapa estructural del anticlinal Barrancas con la ubicación del epicentro del terremoto de 1985 según diversos autores y la traza de la sección de las figuras 12 y 13. a, Variación de la inclinación de los limbos y del rechazo de la falla al norte y sur de la zona de transferencia.

anticlinal y que se estaría reflejando en los valores de inclinaciones a un lado y otro de la falla oblicua (c-c', Fig. 11a).

El plegamiento involucra sedimentos cenozoicos correspondientes a la cuenca de antepaís de retroarco de las Formaciones La Pilona, Río de los Pozos y Mogotes. Las Formaciones Los Mesones y La Invernada, presentan a lo sumo una leve basculación asociada al crecimiento de la estructura del anticlinal Barrancas.

El anticlinal Barrancas está limitado en su flanco oriental por una falla inversa buzante 35°- 40° al oeste-suroeste. Dicha falla no se encuentra aflorada y no se cuenta con datos precisos acerca del límite superior de la misma, pero se estima por información del subsuelo que por lo menos corta las secuencias del Terciario inferior.

Al norte coincidiendo con el margen sur del río Mendoza, esta estructura se halla segmentada aparentemente por una fractura normal interpretada por INPRES (1989) de rumbo este-noreste, que levantaría ese sector del anticlinal, separándolo de la llamada estructura Cruz de Piedra, que en el margen norte del río Mendoza continúa en el subsuelo. El cierre sur de esta estructura es fácilmente observable, pudiéndose seguir en afloramientos continuos.

Esta estructura está delimitada en superficie en el sector occidental por una falla normal, que con rumbo norte-sur corre paralela y a pocos metros de las vías del ferrocarril. En esta falla se han podido reconocer indicios de actividad neotectónica (véase evidencias de neotectónica). Hacia el este los afloramientos se hunden abruptamente en una llanura de modelación fluvial, conformada por los sedimentos cuaternarios de la Formación El Zampal. Este brusco cambio morfológico es consecuencia de la falla regional responsable de este plegamiento.

La comarca se encuentra surcada por numerosas fracturas de menor importancia (Figs. 5 y 11), tanto inversas como directas, cuyos rechazos son difíciles de estimar en el campo debido a la falta de bancos gufa reconocibles, pero que Vicente (1959) ha estimado como no mayores de 20 metros. A pesar de su pequeño rechazo estas fallas provocan importantes variaciones en el rumbo e inclinación de las capas, así como también en el eje de la estructura.

El eje del anticlinal presenta tres segmentos con una ligera variación de rumbo. En el primer segmento, desde el río Mendoza hasta la falla a-a', dicho eje tiene un rumbo nor-noroeste que debido a esta falla se desvía un poco hacia el oeste en el segundo segmento. Esta falla a-a' corre con un rumbo noroeste aproximadamente desde el Puesto 1, sector de ingreso al yacimiento Barrancas, hasta el río Seco Gualán Sud y presenta el labio bajo en el bloque suroeste. Aproximadamente en la parte media del segundo segmento se encuentra el punto de inflexión del eje de esta estructura, que hacia el norte buzará

en una dirección y hacia el sur en otra. A pesar de que en el esquema de la figura 11 se lo representa como un punto, sería más bien una zona de transición entre las dos porciones de buzamiento opuesto.

En el tercer segmento, desde falla b-b' hacia el sur, el eje presenta un rumbo casi norte-sur. La falla b-b', también con rumbo noroeste y labio bajo en el bloque suroeste, está ubicada entre los ríos secos de la Madrina y Salinitas Norte.

Sección estructural

Se construyó una sección estructural basada en una línea sísmica facilitada por YPF S.A. que con rumbo N68°O, se ubica en el límite entre los yacimientos Cruz de Piedra-Lunlunta y Barrancas (véase ubicación en figuras 5 y 11).

Como primer paso se realizó la interpretación mediante un *tracing* de la sección sísmica no migrada y expresada en tiempo (Fig. 12) en donde se destaca la estructura profunda del anticlinal. Desde el ápice de la estructura hacia el oeste, la actitud de los reflectores es sencilla presentando una inclinación homogénea sobre la línea de aproximadamente 2°. Hacia el este la inclinación sobre la línea de los reflectores aumenta hasta 18°, aunque es necesario destacar que estas inclinaciones son relativas dado que la sección no ha sido migrada. Entre los 2,4 y 2,6 seg se observa un pequeño paquete de reflectores, desplazados por la falla, que por comparación se los correlacionó tentativamente con la secuencia mesozoica. Este paquete es notablemente más continuo y homogéneo que el resto de la secuencia terciaria, en donde estos reflectores son más discontinuos. Por otro lado falta información en la parte superior de la sección sísmica dado que en el momento de obtención de la misma, los depósitos del Terciario superior no eran objeto de interés. Los reflectores que se asocian con la falla responsable de esta estructura presentan una inclinación sobre la línea de 26°.

Para realizar la sección estructural se procedió a transformar los datos sísmicos de tiempo a espacio utilizando un modelo estándar de capas apiladas, en el que se hace la simplificación de que la velocidad de tránsito de la onda sísmica se mantiene constante en cada capa. Este proceso involucró diversas simplificaciones debido a la limitada cantidad de información y de herramientas técnicas a disposición. Para estimar las velocidades de tránsito de cada capa se contó con un análisis de velocidad (*time converted velocity report*) efectuado en un pozo de Barrancas Norte. Como se contaba con información de un único pozo se asumió que no existe variación lateral de velocidad dentro de cada capa.

Con la sección ya transformada se procedió a la interpretación de la misma para obtener un modelo

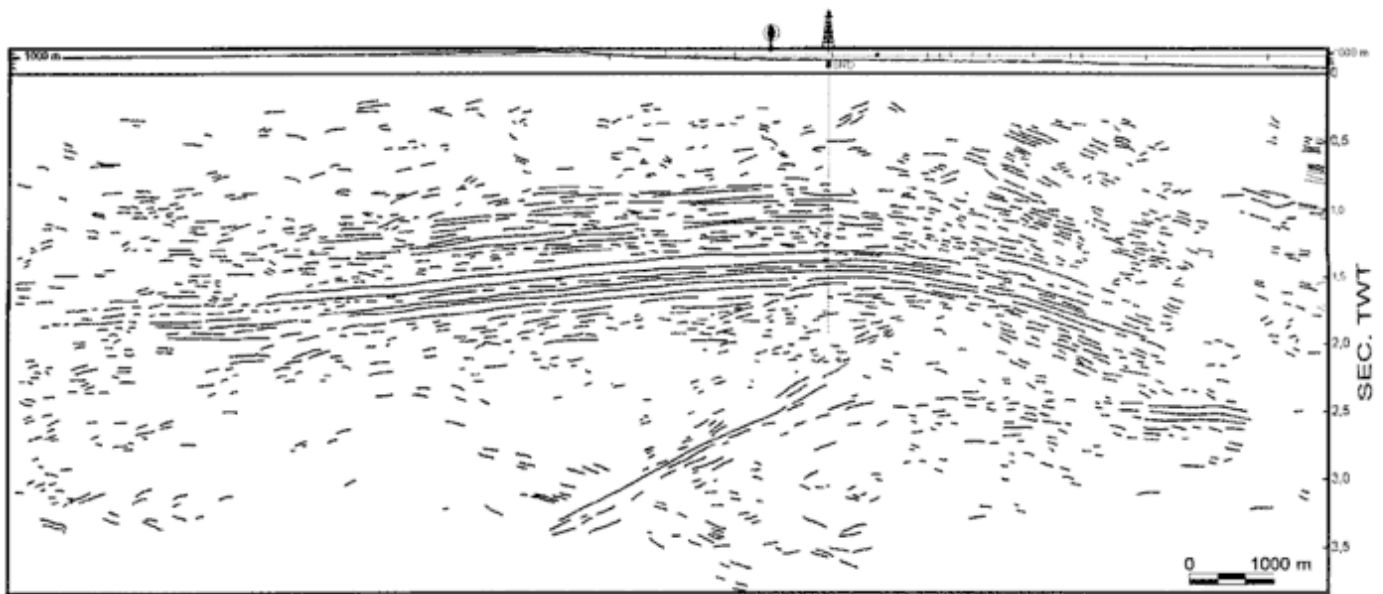


Figura 12: Interpretación sísmica del anticlinal Barrancas y de la falla principal (profundidad en tiempo 2WT).

inicial en profundidad, el que mediante un modelo sísmico pudiera ser modificado hasta obtener la versión final.

En esta sección se observa un aumento de aproximadamente 3° en la inclinación de los reflectores tanto del limbo occidental como en los del limbo oriental. Los reflectores asociados a la falla que presentaban una inclinación de 26° , ahora inclinan 32° al oeste. Esta inclinación podría ser menor debido a los errores arrastrados en el proceso descrito.

Para interpretar esta estructura se tomó como hipótesis de trabajo, que la misma es consecuencia de una falla inversa de inclinación 32° al O a aproximadamente 3.000 m de profundidad y que tendería a aumentar hacia la superficie. Esta falla cortaría el basamento y la secuencia mesozoica, hasta por lo menos el Terciario inferior.

Para realizar el modelado sísmico se dividió a la estructura en 5 capas y a la falla se le asignó una inclinación de 45° (teniendo en cuenta los posibles errores de método cometidos en la estimación del ángulo de 32°). A estas capas se les asignó un coeficiente de impedancia acústica, asumiendo densidad constante con capas de igual velocidad interválica.

Se hizo un modelado sísmico del tipo de ecuación de onda (Kirchhoff) mediante el programa de modelado GXII. En este modelo se observa una importante similitud con la línea sísmica original (Figs. 13a y b). La sección sintética muestra un exagerado efecto de *pull up*, así como también el escalonamiento que se destaca en el labio bajo de la falla, el cual en la línea sísmica original es apenas perceptible. Esto puede deberse a errores en la estimación de la velocidad del basamento, ya que la información de pozo no llegó a esta profundidad y al hacer las estimaciones de velocidad interválica hubo que utilizar la ve-

locidad de apilamiento (*stacking*) de la línea sísmica original.

Evidencias de neotectónica

La evidencia más fuerte de actividad neotectónica en esta región está asociada al terremoto de Mendoza del 16 de enero de 1985 (véase características sismotectónicas), que Triep (1987) atribuyó a una falla de rumbo $N20^\circ O$ con inclinación de 56° al oeste cercana al anticlinal Barrancas y a una profundidad de 14 kilómetros. En INPRES (1989) lo proponen como causado por un corrimiento en profundidad localizado debajo del anticlinal Barrancas y a 12 km de profundidad.

Los otros indicios de actividad neotectónica en la región se asocian a evidencias de fallamiento y plegamiento activo durante tiempos cuaternarios.

Estos indicios se encuentran en los limos no consolidados de la Formación El Zampal y en los depósitos del piedemonte moderno de la Cerrillada Pedemontana. Estos se observan, en fotografías aéreas e imágenes satelitales, combados y deformados a lo largo del flanco este del anticlinal, sobre todo entre los ríos secos del Pozo y Gualán Norte (Fig. 5), más al este inclusive que los afloramientos de la Formación Mogotes.

Como fallas activas en esta región se pueden mencionar la falla d-d', nominada como falla Barrancas Oeste en INPRES (1989) y la falla e-e', o Barrancas Este en el mismo trabajo (Fig. 11).

La falla de Barrancas Oeste es una fractura que con rumbo casi norte-sur presenta una escarpa que se extiende por alrededor de 7 km en el flanco oes-

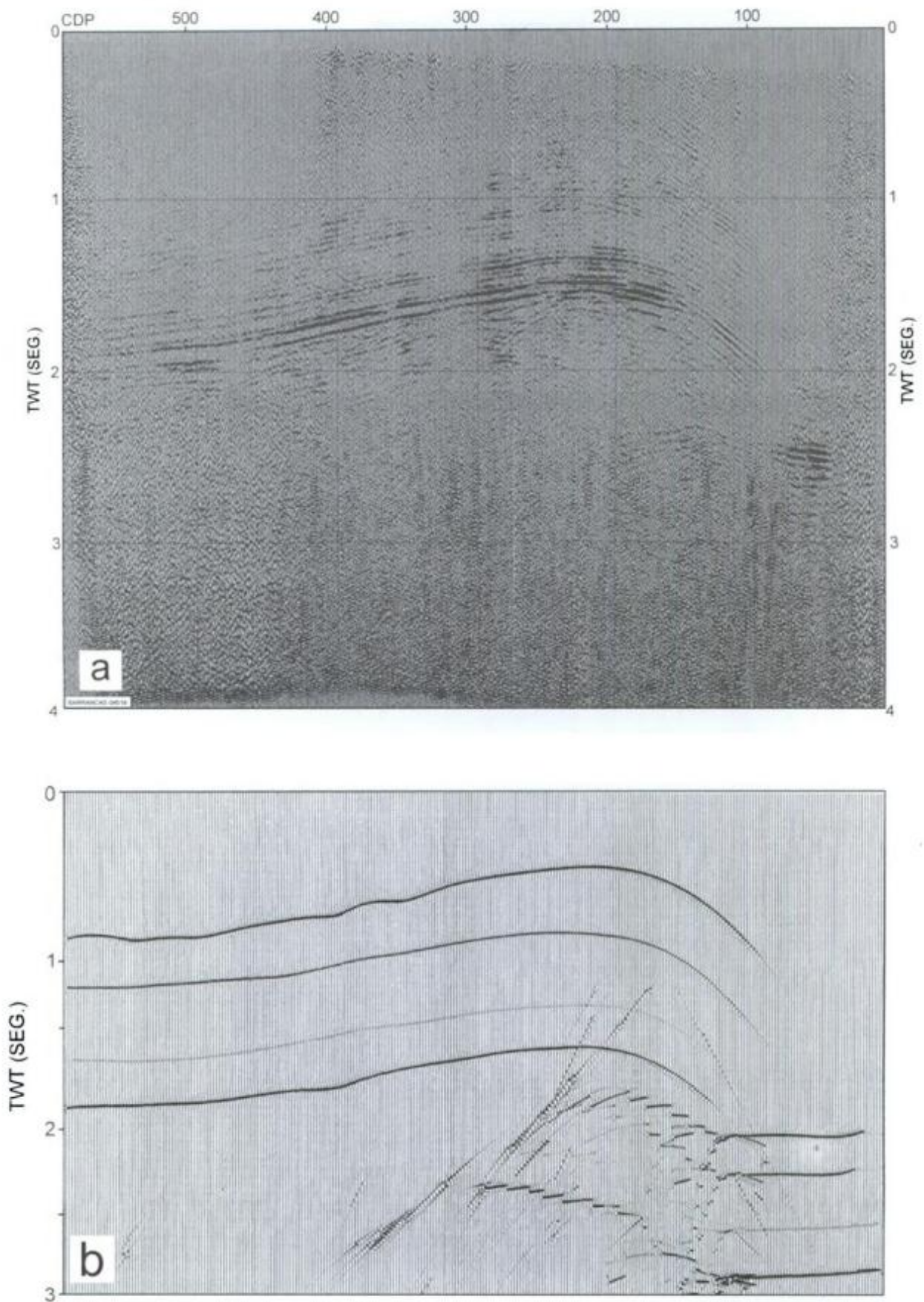


Figura 13: Sección sísmica del anticlinal Barrancas. **a**, sección no migrada; **b**, sección sintética.

te del anticlinal. Dicha escarpa se ubica en el aluvión correspondiente a las Formaciones Los Mesones y La Invernada. Esta fractura ha sido reconocida como una falla inversa de alto ángulo en superficie, con su plano buzante al este y labio hundido al oeste por el INPRES (1989) sobre la base de imágenes satelitales, perfiles topográficos y trincheras realizadas sobre la escarpa (Fig. 14a).

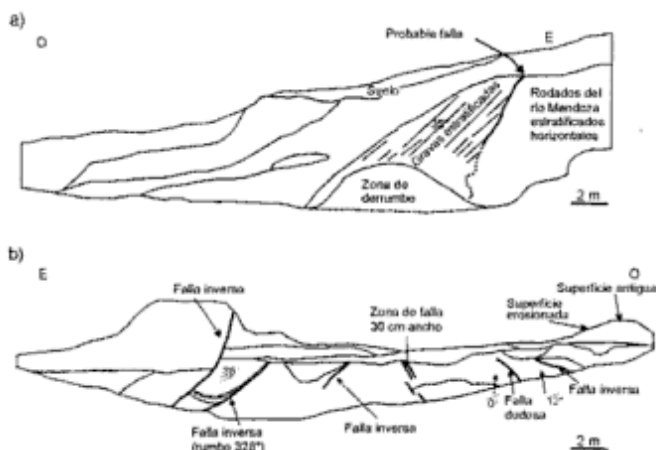


Figura 14: Sección de las trincheras: a, en la falla Barrancas Oeste y b, en la falla Barrancas Este (modificada de INPRES 1985).

La falla de Barrancas Este está ubicada en el flanco este del anticlinal, a aproximadamente 2 km al sur del río Mendoza. En el trabajo realizado por el INPRES (1989) se indica que esta fractura es de activación reciente, representando probablemente la expresión superficial del fallamiento que ocurrió durante el terremoto del 20 de marzo de 1861, cuyo mecanismo focal ha sido ubicado en esta región (véase características sismotectónicas). La describe como una falla inversa de alto ángulo buzante al nordeste, que con rumbo noroeste se extiende por aproximadamente 4 km y presenta una escarpa de alrededor de 1,20 m en la que comprobaron un desplazamiento medio de 0,60 metros.

En el presente trabajo de campo no se ha podido reconocer ni la escarpa desarrollada en los limos inconsolidados de la Formación El Zampal ni sobre los sedimentos del piedemonte moderno de la Cerrillada Pedemontana. Debido posiblemente al escaso potencial de preservación que presentan estos sedimentos la misma se habría erosionado. Es por este motivo que se considera improbable que el desplazamiento reconocido por el INPRES (1989) sea asignable al terremoto de 1861, siendo más viable que se haya producido durante el terremoto de 1985 y de ahí que haya podido ser observada a dos años de su ocurrencia.

En la trinchera excavada a través de esa escarpa (Fig. 14b) por el INPRES (1989), se determinó la presencia de por lo menos tres fallas individuales, cada una de las cuales corta estratos de diferentes

edades. Esto sugiere que han sido recurrentemente activas, por lo menos para tres eventos de fallamiento superficial, durante el intervalo de depositación de esos sedimentos. Una muestra de carbón allí obtenida y otra recolectada en un afloramiento cercano fueron datadas en 1.890 años (INPRES 1989).

Interpretación de la estructura

La sección estructural realizada se basó en la línea sísmica, que permitió controlar sólo parcialmente la estructura del anticlinal Barrancas. Sobre esta base se postula que este anticlinal sería consecuencia de una falla inversa de bajo ángulo que presenta una deformación de tipo piel gruesa (*thick skinned*). Dicha falla se encuentra afectando al basamento, la secuencia mesozoica y parte del Terciario. La interpretación de los reflectores en la sección sísmica original, una vez transformada la escala tiempo a profundidad, permitió asignarle a esta falla una inclinación de 32° al O (la que podría llegar a 40°- 45° inclusive) a una profundidad aproximada de 3 kilómetros. Esta falla incrementaría su inclinación hacia la parte superior.

De acuerdo con el esquema de la figura 15 se realizó un cálculo estimativo de la profundidad del despegue de la falla sobre la base del acortamiento, el que se ubicaría a 7,1 km por debajo de la superficie no deformada (6,1 km por debajo del nivel del mar).

Si bien la sección sísmica interpretada no continúa hacia el este, Bettini (1980) presenta dos líneas sísmicas en donde se puede observar otra falla, al este de la falla principal del anticlinal Barrancas. Por otro lado en perfiles esquemáticos realizados por Santistevan (1993a y b) para los yacimientos de Barrancas (z-z' en Fig. 5) y Cruz de Piedra-Lunlunta (y-y' en Fig. 5) también se destaca el desarrollo de otra falla, al este de la aquí interpretada.

Características sismotectónicas

La zona bajo estudio se encuentra ubicada en una región sísmicamente activa coincidente con el frente orogénico de deformación. La peligrosidad sísmica de la región tiene dos fuentes: la zona de subducción con sismos de interplaca e hipocentros localizados a profundidades entre los 80 y 130 km y la zona de actividad superficial de sismos de intraplaca, con profundidades focales menores de 50 kilómetros. Esta última ha generado casi todos los terremotos destructivos (Castano 1986). Esta sismicidad de intraplaca se concentra en una estrecha franja a lo largo del borde occidental del antepaís, que coincide con la zona neotectónicamente más activa y se presenta generalmente asociada a plegamientos o fallas acti-

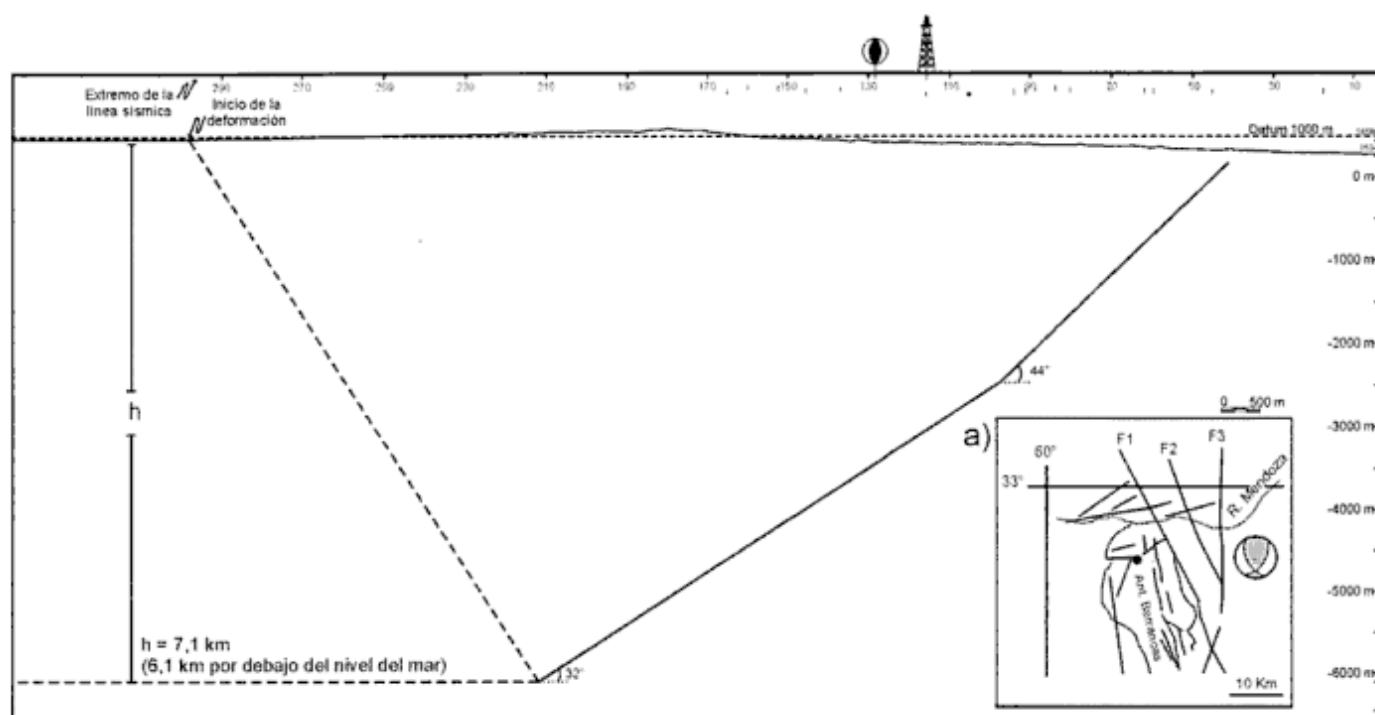


Figura 15: Cálculo de la profundidad de despegue de la falla Barrancas. a), el círculo mayor indica el área epicentral restringida por tiempos S-P y $h=14$ km. F1, F2 y F3 son las fallas inferidas por el INPRES (véase figura 19) según Triep (1987).

vas (Ramos *et al.* 1996).

Dentro de la actividad de intraplaca se consideran tres fuentes potenciales de peligro sísmico: el frente orogénico de la Precordillera, las Sierras Pampeanas y el sistema de rift triásico, que afecta hasta considerables profundidades. Esta zona de debilidad cortical es potencialmente más sísmica que las dos primeras fuentes de riesgo.

Sismos históricos

Los terremotos históricos que afectaron a la provincia de Mendoza se pueden dividir, según Bastías *et al.* (1993) en los producidos dentro de la región y aquellos registrados en áreas cercanas que hayan afectado las construcciones en territorio mendocino. La tabla 4 presenta los parámetros de los sismos más importantes que afectaron a la región circundante a la ciudad de Mendoza.

Los terremotos del 20 de marzo de 1861 y el del 25 de abril de 1967 tuvieron características muy parecidas al de 1985. Si bien por sus efectos la magnitud del sismo de 1861 fue mayor que la de los otros dos, todos tienen en común el tiempo muy breve transcurrido entre el comienzo del sismo y la fase de mayor destructividad, así como elevados picos de intensidad en intervalos de tiempo muy corto. Esto indicaría distancias hipocentrales pequeñas, por lo que dichos terremotos podrían estar asociados direc-

tamente al fallamiento cuaternario en los alrededores de la ciudad de Mendoza (INPRES 1985). De estos sismos históricos el que más interesa a los efectos de la presente investigación es el ocurrido el 20 de marzo de 1861, dado que su mecanismo focal estaría ubicado en el mismo sector que el del terremoto de 1985, e inclusive en la microzonificación de Mendoza se ha indicado que una escarpa de falla de 1,20 m observada, aquí denominada e-e' y ubicada en el flanco este del anticlinal Barrancas (Fig. 5), es producto del sismo de 1861. Sin embargo, es poco probable que se haya preservado dicha escarpa dada la escasa consolidación que presentan los sedimentos. El terremoto de 1985 fue de magnitud relativamente baja como para producir un desplazamiento medio comprobado de 0,60 metros.

Tabla 4: Sismos históricos de la región y sus coordenadas.

Fecha			Coordenadas hipocentrales			Mag.	Ms
Día	Mes	Año	Lat (S)	Lon (O)	H (km)		
22	5	1782	33,0	69,2	30	7,0	VIII
20	3	1861	32,9	68,9	30	7,0	IX
27	10	1894	30,5	68,4	30	7,5	IX
12	8	1903	32,1	69,1	70	6,0	VIII
27	7	1917	32,3	68,9	50	6,5	VII
17	12	1920	32,7	68,4	40	6,0	VIII
14	4	1927	32,0	69,5	110	7,1	VIII
15	1	1944	31,4	68,4	30	7,4	IX
11	6	1952	31,8	68,6	30	7,0	VIII
25	4	1967	32,7	69,1	45	5,4Mb	VI
23	11	1977	31,0	67,7	13	7,4	IX
26	1	1985	33,1	68,8	12	5,7ML	VIII

Mecanismos focales y características del sismo de 1985

Terremoto del 26 de enero de 1985: La determinación definitiva de las coordenadas hipocentrales fue efectuada por el INPRES (1985) mediante un programa de reubicación del hipocentro preliminar, en base a la localización muy precisa de la réplica más importante ocurrida el 10 de febrero:

Hora origen: 03 hs 07 min 00,2 seg (GMT)
 Latitud: 33°7'12" Sur
 Longitud: 68°49'12" Oeste
 Profundidad: 12 km
 $M_L = 5,7$ o sus equivalentes $M_b = 5,9$ $M_s = 5,4$

El mecanismo focal (Fig. 16) se determinó en base a las direcciones del primer movimiento de las ondas P mediante una proyección estereográfica en el hemisferio inferior. Los parámetros focales determinados por el INPRES (1985) son:

- Planos nodales

- Principal* rumbo: N5°E, buzamiento: 37°O
- Auxiliar* rumbo: N175°E, buzamiento: 53°E

- Ejes de esfuerzos

- Tensión T rumbo: N243°E, buzamiento: 79°
- Presión P rumbo: N268°E, buzamiento: 5°

- Desplazamiento

- Ángulo de desplazamiento: 80°
- * En INPRES (1985) denominaron a un plano principal y al otro auxiliar basándose en el marco geológico regional.

Triep (1987) encontró valores que difieren ligeramente con respecto a los encontrados por el INPRES (1985). La profundidad del hipocentro estimada por Triep es de 14 ± 5 km y su mecanismo focal (Fig. 17) ubicado a 33°03'36''S y 68°46'12''O, tiene las siguientes características:

- Planos nodales

- Plano I rumbo: N30°E, buzamiento: 46,9° E
ángulo de deslizamiento o rake: 129,4°
- Plano II rumbo: S20°E, buzamiento: 56° O
ángulo de deslizamiento o rake: 56°

- Ejes de esfuerzos

- Tensión T rumbo: N19°E, buzamiento: 68°
- Presión P rumbo: N272°E, buzamiento: 6°

Estos mecanismos focales corresponden a una falla inversa. Triep (1987) indica el plano 2 como probable plano de falla y menciona una posible variación en el buzamiento de $\pm 15^\circ$ aunque empeore el ajuste. En INPRES (1985) presentan como posible plano de falla el plano principal ya que buza 37° hacia el oeste, lo que está en coincidencia con las fallas cuaternarias de ángulo bajo a medio que buzan

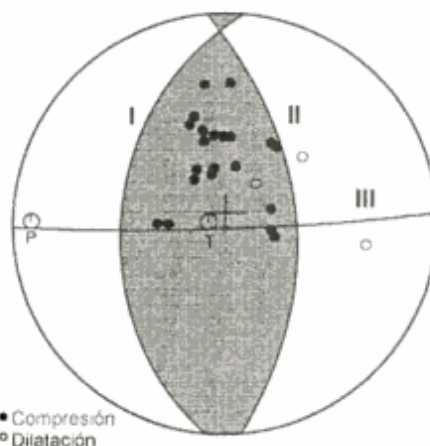


Figura 16: Mecanismo focal del terremoto de 1985 según INPRES.

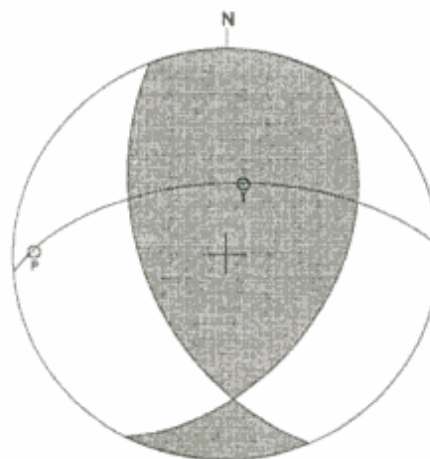


Figura 17: Mecanismo focal del terremoto de 1985 según Triep (1987).

hacia el oeste y que en ese trabajo se interpretan como típicas de esta región.

Una característica que se destaca en este terremoto es que se produjeron algunos sismos premonitores, de los cuales se registraron dos en la Red Sismológica Nacional (INPRES 1985) (Fig. 18). El primero se produjo 8 horas antes del sismo principal:

Hora origen: 18 hs 41 min 44,2 seg (GMT)
 Latitud: 32,99° Sur
 Longitud: 68,94° Oeste
 Profundidad: 14 km
 Magnitud: 3,0 M_L

El segundo ocurrió 46,3 seg antes del evento principal encontrándose su hipocentro muy cercano a éste:

Hora origen: 03 hs 06 min 13,9 seg (GMT)
 Latitud: 33,08° Sur
 Longitud: 68,77° Oeste
 Profundidad: 11 km
 Magnitud: 4,5 M_L

Mediante la instalación de una Red Sismológica Móvil, el INPRES (1985) efectuó el estudio de las réplicas. El registro se realizó durante 36 días y se pudieron ubicar 280 sismos considerados réplicas del terremoto principal. El esquema de distribución epicentral de las réplicas no muestra planos claramente definidos sino más bien una especie de nube de hipocentros. La máxima densidad de réplicas se agrupan principalmente al este de la falla que bordea el anticlinal Barrancas. Esta nube de epicentros estaría limitada por dos importantes fallas, la recién mencionada y una más oriental, a la que indican como una falla inversa de rumbo N5°E que buza hacia el oeste. En los perfiles verticales sobre los que proyectaron las réplicas en profundidad, perpendiculares entre sí, se destaca sólo una ligera tendencia general de los hipocentros de las réplicas a buzar hacia el oeste.

Triep (1987) al plotear en profundidad los hipocentros de las réplicas en un corte transversal perpendicular a la dirección N20°O (correspondiente al plano nodal II de su mecanismo focal) observa una zona

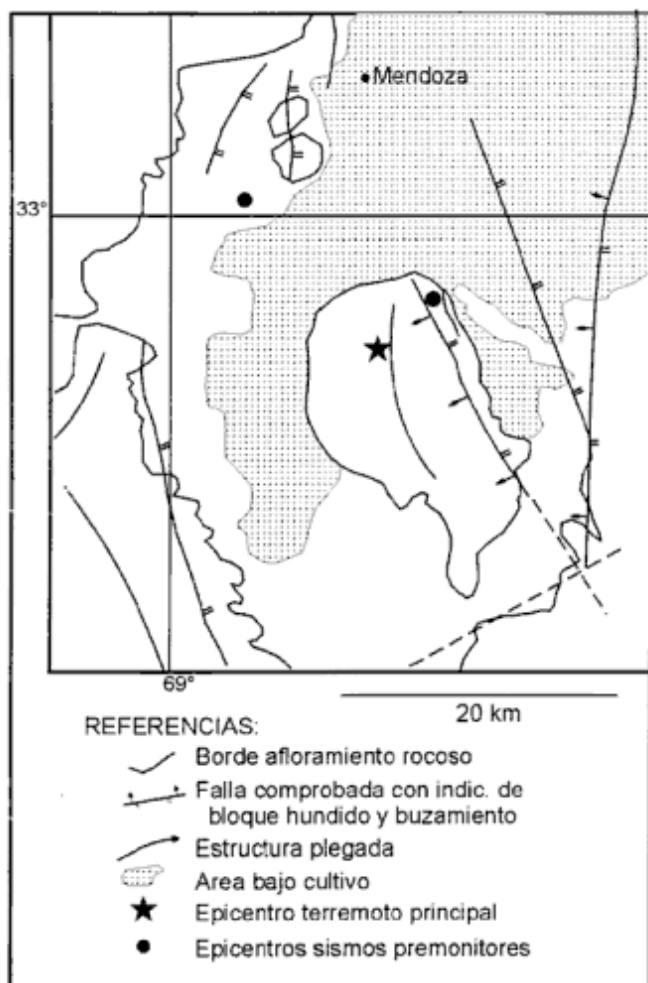


Figura 18: Mapa de ubicación del anticlinal Barrancas, el epicentro de la figura 16 y de las fallas activas detectadas por el INPRES (1985).

de ausencia de sismicidad, entre una zona inferior de forma triangular con el vértice en los 7 km y una superior que bordea a esa zona de silencio sísmico. Este autor indica que este plano nodal II tiene una excelente correlación con la distribución de las réplicas, pero señala que si se utiliza el epicentro del INPRES, que se encuentra bastante más al oeste de la zona triangular, no surge una clara interpretación.

Con tiempos (S-P) obtenidos de acelerógrafos, con la profundidad de 14 km y con un método elemental que usa propagación del rayo en un medio homogéneo, le fue posible definir una aproximada pero restringida área epicentral (Fig. 15a), de la cual el punto central es la mejor determinación: Lat. 33.06°S, Long. 68.77°O.

Al asociar la profundidad de 14 km obtenida modelando sismogramas sintéticos y el área epicentral restringida por tiempos (S-P), el hipocentro se ubica en una zona de silencio sísmico de réplicas que es interpretada como la zona donde se liberaron los esfuerzos durante el sismo principal. Esa zona, que está incluida dentro del basamento cristalino, presenta un plano nodal del mecanismo focal buzante al oeste que es por lo tanto adoptado como plano de falla (Triep 1987).

Una explicación similar con el otro plano nodal (o sea una actividad de la falla conjugada de rumbo N30°E e inclinación hacia el E de menor ángulo) que podría haber sido el plano activado durante el sismo principal, sería posible si el verdadero epicentro se ubicara más hacia el este, no menos de 20 kilómetros. Relocalizaciones de Triep y Quiroga (1985) dan epicentros desplazados hacia el este, pero debido al poco control azimuthal no son confiables (Triep 1987).

Este autor afirma que la falla conjugada buzante al este penetra en el basamento cristalino. Pero también indica que sería esta falla la que tendría expresión superficial, lo cual basado en el presente estudio no parecería correcto.

Otra consideración que analiza Triep (1987) es que la corteza se habría activado hasta al menos una profundidad de 33 km y hasta una distancia de la superficie de 2 km, pero en lo que respecta al plano de falla, señala a juzgar por el vértice de la zona de silencio sísmico, que se habría activado solamente en el basamento cristalino.

Interpretación tectónica

La estructura profunda

El anticlinal Barrancas ha sido interpretado como producido por una falla inversa de bajo ángulo, la cual tiene, por lo menos, una ramificación hacia el este, ambas deformaciones del tipo piel gruesa (*thick*

skinned). Dicha falla sería el resultado de los procesos finales del ciclo orogénico Andico y principalmente de los actuantes desde el Plio-Pleistoceno, en que el antepaís andico ha sido acortado y el frente orogénico ha migrado hacia el este, bajo un régimen compresivo relacionado con la subducción subhorizontal de la placa de Nazca (Cortés y Costa 1995).

En este modelo propuesto para el anticlinal Barrancas (Fig. 19), la falla más oriental ha sido extrapo-

lada del trabajo de Bettini (1980), dado que la sección sísmica interpretada no llega a abarcar esa zona. Como se puede observar en esta figura no existiría, como se ha postulado en trabajos anteriores, una relación directa entre el sismo de Mendoza del año 1985 y estas fallas, dado que de acuerdo al INPRES (1985), el terremoto de Mendoza tiene un hipocentro a 12 km de profundidad y las fallas mencionadas, un despegue estimado a 7 km por debajo de la superficie.

En las figuras 19 a y c se pueden observar la conti-

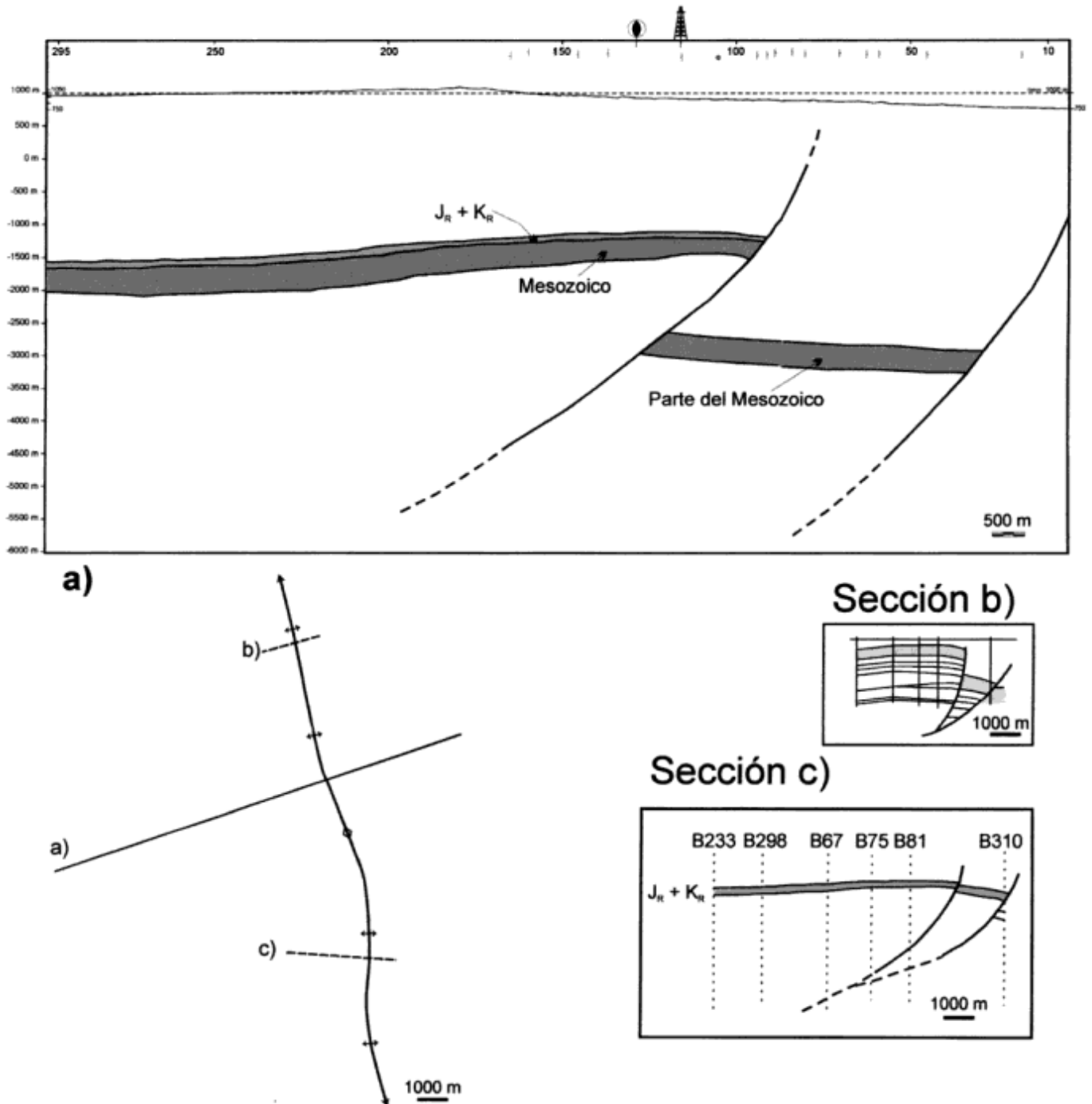


Figura 19: Sección estructural propuesta en el presente trabajo (b) y su relación con las propuestas de Santistevan (1993a y b). a, sector norte y c, sector sur.

nuación de la estructura en dos cortes al norte y sur (Santestevan 1993a y b) del aquí presentado. Si se considera que el sismo de 1985 ha sido producido por una falla buzante al oeste, el plano con dicha dirección del mecanismo focal del INPRES (1985), que tiene una inclinación de 37° O, intersectaría la superficie a aproximadamente 11 km al este de la falla principal del anticlinal Barrancas (Fig. 5). En ese sector, con aproximadamente un kilómetro de diferencia, existe una falla inversa buzante al oeste, reconocida por Zambrano (1979). Se realizó el mismo procedimiento con el mecanismo focal propuesto por Triep (1987), esta vez utilizando el plano con inclinación de 56° O y se observó que la eventual falla afloraría en el mismo sector que la anterior.

En síntesis, se propone que la falla que produjo la estructura de Barrancas no habría sido activa en 1985 y que habría una nueva falla inversa con vergencia oriental y un nivel de despegue más profundo que estaría cortando por debajo de la anterior. Esta nueva falla habría producido el terremoto de Mendoza de 1985 y estaría levantando, en forma muy incipiente, una nueva estructura al este de Barrancas.

Ploteando el plano nodal que inclina hacia el este (53° E) del mecanismo focal del INPRES (1985), se encontró que la posible falla representada por ese plano afloraría justo en el sector en donde se encuentra la falla de Barrancas Oeste (Fig. 5). Pero debido a que en dicha falla no se encontraron evidencias de una reactivación reciente, no nos parece que ésta sea una alternativa viable para asociarla al terremoto de Mendoza de 1985.

Por lo tanto, a la altura actual de los conocimientos se considera geológicamente más factible el plano nodal que inclina hacia el oeste como el responsable del terremoto de Mendoza de 1985.

Conclusiones

Las conclusiones extraídas del presente estudio se dividirán en estratigráficas, estructurales y sismotectónicas.

De lo observado en el levantamiento de campo durante la confección del mapa geológico, se pudieron mapear las formaciones terciarias aflorantes, que en la mayoría de los estudios previos figuraban como Terciario indiferenciado. Estas son las Formaciones La Piona, Río de los Pozos y Mogotes. Regionalmente, entre las Formaciones La Piona y Río de los Pozos se ubica la Formación Tobas Angostura, la cual no fue reconocida en el trabajo de campo. Esto es coherente con la propuesta inédita de Yrigoyen (1954), quien donde registra el límite más oriental de dicha formación al oeste del anticlinal Barrancas.

En la mencionada Formación Mogotes se encontra-

ron pequeñas superficies de discordancia progresivas que podrían ser asignables a distintos pulsos de estratos sinorogénicos en una estructura de crecimiento. Por lo cual se postula el inicio de la estructuración del anticlinal Barrancas en el Plio-Pleistoceno.

Se reconocieron cuatro pulsos de depositación importantes, sincrónicos con el levantamiento de este anticlinal, los cuales corresponderían, dos a la Formación Mogotes y los otros dos a las Formaciones Los Mesones y La Invernada. Estas unidades cuaternarias representarían los estratos de crecimiento del anticlinal Barrancas.

Del conteo de clastos realizado en las Formaciones la Piona, Río de los Pozos y Mogotes se podría inferir para las dos primeras un área de aporte en la Cordillera Principal, anteriormente levantada, pero con un predominio de aportes desde la Cordillera Frontal, lo que indicaría que todavía no se habrían levantado las sierras de la Precordillera. En el Cuaternario, correspondiente a la parte superior de la Formación Mogotes y en la Formación Los Mesones se empiezan a encontrar las primeras evidencias del levantamiento de las sierras vecinas de Precordillera. Estas evidencias son más claras, dado que se hallaron clastos de la Precordillera que no estaban en las anteriores formaciones. Sin embargo el aporte desde Precordillera para la Formación Los Mesones es relativamente de poca importancia debido a que esta unidad sería retrabajo de la Formación Mogotes que tiene primordialmente un área de aporte de las Cordilleras Principal y Frontal.

Dados los datos obtenidos en el presente trabajo se interpreta que esta región ha sido estructurada por una deformación de tipo piel gruesa (*thick skinned*) que no coincidiría con las fallas normales que estructuraron el rift triásico. Esto es producto del régimen de esfuerzos compresivos entre las placas de Nazca y Sudamericana, que dio como resultado el levantamiento de la Cordillera de los Andes, la formación de la potente cuenca de antepaís de retroarco y la migración hacia el este del frente orogénico, con la consiguiente canibalización de dicha cuenca.

Sobre la base de la línea sísmica transversal interpretada se infiere que el anticlinal Barrancas fue levantado por una falla inversa de bajo ángulo (32° a 45°) que con inclinación hacia el oeste corta el basamento, la secuencia mesozoica y por lo menos el Terciario inferior. De acuerdo a estudios realizados por otros autores se vio que esta falla presenta por lo menos una ramificación al este. Se le asignó a dicha falla un nivel de despegue a los 7 km por debajo de la superficie (6 km por debajo del nivel del mar).

El basamento al este del anticlinal tiene una ligera inclinación hacia el este independientemente del efecto de carga tectónica producida por el anticlinal Barrancas. Esto implica que el basamento está afecta-

do por otras estructuras más orientales.

Se descarta una relación directa entre la falla que levantó el anticlinal Barrancas y el sismo de Mendoza de 1985.

Dado que la profundidad del hipocentro del terremoto de Mendoza de 1985 se encuentra por debajo del nivel de despegue de esa falla, se interpreta que la estructura de Barrancas (refiriéndose como estructura Barrancas al anticlinal levantado por dicha falla) no ha sido activada por desplazamiento de esa falla. El desarrollo de una nueva falla, por debajo de la anterior, y que en superficie se ubicaría más al este sería la estructura actualmente más activa. Esta falla con vergencia este que sería responsable del terremoto, y que podría eventualmente llegar a aflorar a 10 km al este de la falla principal de este anticlinal, está produciendo el crecimiento de una nueva estructura al este del anticlinal Barrancas.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento a YPF S.A. por haber facilitado las líneas sísmicas y su procesamiento y el apoyo logístico brindado en campaña; al INPRES y el SEGEMAR por haber financiado la pasantía de la autora principal en el Instituto de Prevención Sísmica. Deseamos expresar nuestro agradecimiento a L. Katzen por su colaboración en los trabajos de campo. Este estudio fue financiado por el PICT 0509 de la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldwin, H.L., 1944. El yacimiento petrolífero de Tupungato. Boletín de Informaciones Petroleras, 237: 7-27. Buenos Aires.
- Bastías, H., Tello, G.E., Perucca, L.P. y Paredes, J.D., 1993. Peligro sísmico y neotectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 6(1): 645-658. Mendoza.
- Bettini, F.H., 1980. Nuevos conceptos tectónicos del centro y borde de la cuenca Cuyana. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(4): 579-581. Buenos Aires.
- Biondi, J.L., 1936. Informe SG.69, diciembre 1936, YPF (inédito). Buenos Aires.
- Boggetti, D., Martínez Cal, V., Regazzoni, C., Andrada, L. y Marnetti, M., 1999. Aporte de la sísmica 3D al modelo prospectivo de la Cuenca Cuyana. Actas 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, 1: 263-281. Mar del Plata.
- Borrello, A.V., 1942. Estratigrafía y tectónica del Triásico-retiense en los alrededores de Potrerillos (Pcia. de Mendoza). Tesis del Museo de La Plata (inédita).
- Borrello, A.V., 1962. Fanglomerado Río Mendoza (Triásico - Provincia de Mendoza). Notas de la Comisión Investigación Científica de la Provincia de Buenos Aires 1(3): 1-9. La Plata.
- Braaccini, O.I., 1938. Las estructuras Lunlunta-Carrizal. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (informe inédito). Buenos Aires.
- Castano, J.C., 1986. Características principales del terremoto de Mendoza del 26 de enero de 1985. Instituto Nacional de Prevención Sísmica, Publicación Técnica 11: 1-43, San Juan.
- Chiotti, O.V., 1946. Estratigrafía y Tectónica del oeste de la ciudad de Mendoza y Las Heras. Tesis Doctoral Universidad Nacional de Córdoba (inédito). Córdoba.
- Cooper, M.A. y Williams, G.D., 1989. Inversion Tectonics. Geological Society, Special Publication 44: 1-375. London.
- Corte, 1957. Sobre geología glacial pleistocénica de Mendoza. Universidad Nacional de Cuyo. Departamento de Investigaciones Científicas, Anales 2(2): 1-27. Mendoza.
- Cortés, J.M. y Costa, C.H., 1995. The active thrust front of Mendoza Precordillera at Rio de las Peñas, Argentina. COMTEC - ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, Program with abstracts: 7-8.
- Criado Roque, P., Rolleri, E.O., de Ferrariis, C., Simonato, I., Mingramm, A. y Suero, T., 1959. Cuencas Sedimentarias de la Argentina. Boletín Informaciones Petroleras, 320: 62-95. Buenos Aires.
- De Carles, E. 1911. Ensayo geológico descriptivo de las Guayquerías del sur de Mendoza (Dpto. San Carlos). Museo Nacional de Historia Natural, Anales 22(3-15): 77-96, Buenos Aires.
- Dellapé, D.A. y Hegedus, A.G., 1993. Inversión estructural de la Cuenca Cuyana y su relación con las acumulaciones de hidrocarburos. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 211-218. Mendoza.
- Dessanti, R.N., 1946. Hallazgo de depósitos glaciares en las Guayquerías de San Carlos (Mendoza). Revista de la Sociedad Geológica Argentina, 1(4): 270-284. Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1932. Sobre la presencia de grandes rodados en las mesetas de la región del Golfo de San Jorge (Patagonia) y en las Guayquerías de Tunuyán (Mendoza). Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 4(4): 189-208. Buenos Aires.
- Figueroa, D.E. y Ferraris, O.R., 1989. Estructura del margen oriental de la Precordillera mendocino-sanjuanina. Actas del 1º Congreso Nacional Exploración Hidrocarburos, 1: 515-529. Buenos Aires.
- Forbes, D., 1906. Estudio sobre las causas y origen del terremoto de 1861. Artículo de "El Diario" de Buenos Aires, Marzo 20 de 1906.
- Fossa Mancini, E., 1937. Las investigaciones geológicas de YPF en la provincia de Mendoza y algunos problemas de estratigrafía regional. Boletín de Informaciones Petroleras 14 (154): 51-118. Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., 1938. Nomenclatura estratigráfica para las zonas estudiadas por YPF en el norte de Mendoza en Una Reunión de Geólogos de YPF y el problema de la Terminología Estratigráfica (4), Boletín de Informaciones Petroleras 15 (171): 31-95. Buenos Aires.
- Fossa Mancini, E., 1939. Vistas aéreas, fallas activas y temblores mendocinos. Boletín de Informaciones Petroleras 16(179): 45-78. Buenos Aires.
- Frenguelli, J., 1930. Las Huayquerías de San Carlos en la Provincia de Mendoza. Universidad Nacional del Litoral, Departamento de Extensión Universitaria, Publicación 9: 7-54. Santa Fe.
- Groeber, P., 1939. Mapa geológico de Mendoza. Physis 14(46). Buenos Aires.
- Groeber, P., 1952. Mesozoico. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. GAEA. Geografía de la República Argentina 2(1): 9-536. Buenos Aires.
- Guiñazú, J.R., 1962. La glaciación pleistocena en la región sudeste de Mendoza. Actas de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 96-102.
- Harrington, H.J., 1941. Investigaciones geológicas en las Sierras

- de Villavicencio y Mal País, Prov. de Mendoza. Dirección de Minería y Geología, Boletín 49: 1-54. Buenos Aires.
- INPRES, 1985. El terremoto de Mendoza, Argentina, del 26 de enero de 1985. Informe General (inédito). San Juan.
- INPRES, 1989. Microzonificación Sísmica del Gran Mendoza, República Argentina. Sumario Oficial (inédito). San Juan.
- Irigoyen, M.V., Brown, R.L. y Ramos, V.A., 1995. Magnetic polarity stratigraphy and sequence of thrusting: 33°S latitude, Mendoza province, Central Andes of Argentina. COMTEC - ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, Program with abstracts: 16-17. San Juan.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: Analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17: 324-328.
- Keidel, H., 1907. Über den Bau der argentinischen Anden, Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathem. Naturw. Klasse 116, Parte 1^a: 649-674. Viena.
- Kokogian, D. y Mancilla, O., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (Eds.): Cuenca Sedimentarias Argentinas. Simposio del 10^o Congreso Geológico Argentino: 169-210. San Miguel de Tucumán.
- Kokogian, D.A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1(7): 65-78. Mendoza.
- Legarreta, L., Uliana, M.A. y Torres, M.A., 1990. Secuencias deposicionales cenozoicas de Patagonia central: sus relaciones con las asociaciones de mamíferos terrestres y episodios marinos epicontinentales. Evaluación preliminar. Actas del 2^o Simposio sobre el Terciario de Chile :135-176. Concepción.
- Legarreta, L., Kokogian, D.A. y Dellapé, D.A., 1992. Estructura terciaria de la Cuenca Cuyana: ¿Cuánto de inversión tectónica?. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(1): 83-86. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1990. El batolito de Colangüil (29°-31°S), Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17(1): 99-108. Santiago.
- Loos, P.A., 1907a. Estudios de Seismología. Los movimientos sísmicos de Mendoza. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería* 3(1): 1-38. Buenos Aires.
- Loos, P.A., 1907b. Principales fenómenos originados por los terremotos y manera de observarlos. *Boletín del Ministerio de Agricultura* 8(5-6). Buenos Aires.
- Loos, P.A., 1908a. Informe Mensual N° 3. Sobre los fenómenos sísmicos, observados en Mendoza durante el mes de noviembre de 1907. *Boletín del Ministerio de Agricultura* 9(1-6). Buenos Aires.
- Loos, P.A., 1908b. Informe. Sobre los fenómenos sísmicos observados en la provincia de Mendoza durante el mes de enero de 1908. *Boletín del Ministerio de Agricultura* 9(1-6). Buenos Aires.
- Loos, P.A., 1908c. Informe. Sobre los fenómenos sísmicos observados en las provincias de Mendoza y San Juan, durante el mes de marzo de 1908. *Boletín del Ministerio de Agricultura* 9(1-6). Buenos Aires.
- Loos, P.A., 1908d. Informe Mensual. Sobre observaciones sísmicas verificadas en la provincia de Mendoza. *Boletín del Ministerio de Agricultura* 9(1-6). Buenos Aires.
- Loos, P.A., 1910. Meteorología y Seismología. Influencia de las aguas atmosféricas sobre los temblores de tierra en la región andina. Biblioteca de "La Viticultura Argentina". Buenos Aires.
- Marshall, L.G., Drake, R.E. y Curtiss, G.H., 1986. ⁴⁰K-⁴⁰Ar Age calibration of Late Miocene-Pliocene Mammal-Bearing Huayquerías and Tunuyán Formations, Mendoza province, Argentina. *Journal of Paleontology*, 60(2): 448-457. Tulsa.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana: Andes Chilenos (28-31°S). *Revista Geológica de Chile*, 17(2): 153-180. Santiago.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1976. Investigaciones geológicas e hidrogeológicas de la Zona Norte de la Provincia de Mendoza. Centro Regional de Agua Subterránea, Publicación P-094. San Juan.
- Padula, E., 1972. Las Cuencas sedimentarias petrolíferas argentinas. Sus resultados. Serie G, 1. Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Ingeniería de Petróleos: 1-30. Mendoza.
- Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno entre los ríos Diamante y Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17(3-4): 128-349. Buenos Aires.
- Pombo, R., 1986. Areas en licitación Cuenca Cuyana. *Petróleo y Gas en Argentina*, 1:151-163. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Tercera Época, 9 (31): 2-9. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo Basin, central Argentina. En: Harmon, R. S. y Rapela, C.W. (Eds.): Andean magmatism and its tectonic setting. *Geological Society of America, Special Paper* 265: 79-91. Boulder.
- Ramos, V.A., Aguirre-Urreta, M.B., Alvarez, P.P., Cegarra, M.L., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Loforte, G.L., Pereyra, F.X. y Pérez, D.J., 1996. Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza. *Anales de la Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería de la Nación*, 24: 1-510. Buenos Aires.
- Rodríguez, E.J. y Barton, M., 1993. El cuaternario de la llanura. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Mendoza, Relatorio del 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (14): 173-194. Mendoza.
- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P., 1969. La cuenca triásica del norte de Mendoza. *Actas de las 3^o Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 1-76. Buenos Aires.
- Rolleri, E.O. y Criado Roque, P., 1970. Geología de la provincia de Mendoza. *Actas de las 4^o Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 1-60. Buenos Aires.
- Rolleri, E.O. y Fernández Garrasino, C.A., 1979. Comarca Septentrional de Mendoza. En: Turner, J.C.M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 771-809. Córdoba.
- Santistevan, P., 1993a. Yacimiento Barrancas. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio del 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3(9): 419-422. Mendoza.
- Santistevan, P., 1993b. Yacimiento Cruz de Piedra-Lunlunta. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio del 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3(8): 415-418. Mendoza.
- Sarewicz, D., 1988. High rates of late Cenozoic crustal shortening in the Andean foreland, Mendoza Province, Argentina. *Geology*, 16: 1138-1142.
- Simpson, G.G., Minoprio, J.L. y Patterson, B., 1962. The Mammalian Fauna of Divisadero Largo Formation, Argentina. *Museum of Comparative Zoology, Bulletin* 127(4): 239-293. Harvard.
- Spalletti, L., Blasi, A. y Matheos, S., 1986. Estudio composicional de pefitas actuales de la Argentina y su significado tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(3-4): 356-366. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1910. La Precordillera de San Juan y Mendoza.

- Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minas, 4(3): 1-187. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R., 1917. Geología de la falda oriental de la Cordillera del Plata. Anales del Ministerio de Agricultura, 12(1): 9-49. Buenos Aires.
- Strelkov, E.E. y Alvarez, L.A., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. Actas del 9º Congreso Geológico Argentino, 3: 115-130. Buenos Aires.
- Tapia, A., 1935. Pilcomayo. Contribución al conocimiento de las llanuras argentinas. Boletín de la Dirección de Minas y Geología, 40: 1-24. Buenos Aires.
- Triep, E.G., 1987. La falla activada durante el sismo principal de Mendoza de 1985 e implicaciones tectónicas. Actas del 10º Congreso Geológico Argentino, 1: 199-202. San Miguel de Tucumán.
- Triep, E. y Quiroga, M., 1985. Relocalización del sismo de Mendoza del 26 de enero de 1985 y su mecanismo focal. Universidad Nacional de San Juan (inédito). San Juan.
- Trümpy, E. y Lhez, R., 1937. División estratigráfica de los terrenos aflorantes en la región comprendida entre Luján de Cuyo, Potrerillos y Tupungato. Boletín de Informaciones Petroleras, 14(152): 39-56. Buenos Aires.
- Turic, M., Fernández Garrasino, C., Pombo, R., Bianchi, J.L. y Dibenedetto, H., 1981. Cuencas Sedimentarias en la Argentina. Comunicaciones :14-18. Buenos Aires.
- Uliana, M.A. y K.T. Biddle, 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46: 599-614.
- Vicente, O.M., 1959. Relevamiento geológico de la zona comprendida entre los yacimientos de Lunlunta y Barrancas. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito). Buenos Aires.
- Vicente, O.M. y de Villafañe, D., 1958. Relevamiento geológico de las estructuras Atamisque y El Quemado. (Huayquerías del Este, Mendoza). Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito). Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1954. Las Tobas Grises Superiores del Terciario del norte de Mendoza. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito). Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1955. Estudio fotogeológico de la Región entre Refugio y La Piloná. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (inédito). Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1993a. Revisión estratigráfica del Neógeno de la región Cacheuta - La Piloná - Tupungato, Mendoza septentrional, Argentina. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 187-199. Mendoza.
- Yrigoyen, M.R., 1993b. Los depósitos sinorogénicos Terciarios. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (11): 123-148. Mendoza.
- Zambrano, J., 1979. Carta Geotectónica de Cuyo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de San Juan (inédito). San Juan.

Recibido: 2 de julio, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de Buenos Aires

Roberto A. VIOLANTE y Gerardo PARKER

*Servicio de Hidrografía Naval, Departamento Oceanografía, Av. Montes de Oca 2124, C1270ABV Buenos Aires.
E-mail: violante@hidro.gov.ar*

ABSTRACT. *The Holocene in the marine and coastal regions of northeastern Buenos Aires.* The Holocene deposits of the marine and coastal areas of northeastern Buenos Aires Province, which include the inner shelf, Río de la Plata and adjacent coastal plains, constitute a single unit deposited during the marine transgression that followed the Last Glacial Maximum. The unit was studied by means of geological-geophysical submarine surveys and geological investigations of the surface and subsurface in the coastal plains. Using sequence stratigraphical concepts, the unit was defined as a depositional sequence which includes two sedimentary system tracts, one transgressive and one high-stand (the probable existence of a low-level system tract on the outer margin of the shelf was still not confirmed). The sedimentary system tracts are formed by a succession of depositional systems or facies associations, whose description was facilitated by the use of allostratigraphic units. The study allowed to interpret the geological processes taking place in the region over the last 18.000 to 20.000 years, which gave origin to an uninterrupted succession of sedimentary environments from inner shelf and high-and low energy littoral regions, such as barriers, beach ridges, coastal plains, estuaries and deltas. The focus of this research led us to question the use of the formal concepts of «Holocene» and «holocene transgression». It is now apparent that the characteristics of the marine and coastal deposits of northeastern Buenos Aires resulting from the last transgression do not conform to the idea of restricting the Holocene to the last 10.000 years, since this limit is not marked, in the sedimentary succession of the shelf, by physical signs of discordance, which are however evident at the base of the last transgressive sequence, at approximately 18.000 years.

Key words: *Holocene, Holocene transgression, Inner shelf of northeastern Buenos Aires, Sequence-stratigraphy*
Palabras clave: *Holoceno, Transgresión holocena, Plataforma interior norbonaerense, Estratigrafía secuencial*

Introducción

Las regiones marinas y costeras del nordeste bonaerense, que comprenden a la plataforma submarina interior situada en el ámbito de la cuenca del Salado, al Río de la Plata y a las llanuras costeras adyacentes (Fig. 1), constituyen uno de los sitios más interesantes del país donde estudiar los sedimentos holocenos, por cuanto las características de éstos, resultantes de su depositación en una zona extensa, de bajo relieve y escasa actividad neotectónica, propias de un margen continental pasivo, donde además ha habido importantes aportes fluviales y una dinámica costera intensa, revelan detalles significativos para interpretar la asociación de ambientes sedimentarios y su evolución.

Si bien la geología superficial de las llanuras costeras de esta parte del territorio argentino es bien conocida desde mucho tiempo atrás, recién a partir de la ejecución, en las últimas dos décadas, de programas de investigación geológica y geofísica submarina, fue

posible interpretar cabalmente el significado regional de los depósitos que conforman las secuencias sedimentarias de esa edad. Esto se vio particularmente favorecido por la aplicación de los conceptos de la estratigrafía secuencial para el estudio de aquellos niveles superiores de la columna estratigráfica. Estas tareas, enfocadas desde una óptica «submarina», es decir iniciadas en el mar y llevando las correlaciones en dirección al continente, representan un método de estudio novedoso en el país que permitió obtener una visión integral del Cuaternario bonaerense, aportando una nueva perspectiva a la problemática específica del Holoceno.

El objetivo de la presente contribución es describir al paquete sedimentario del Holoceno del área desde un punto de vista regional a partir de la nueva visión marino-continental, lo que llevó a replantear previamente el concepto de los límites temporales, convencionalmente reconocidos, de esta época geológica, y posteriormente a reelaborar los esquemas estratigráficos locales, demostrándose así la in-

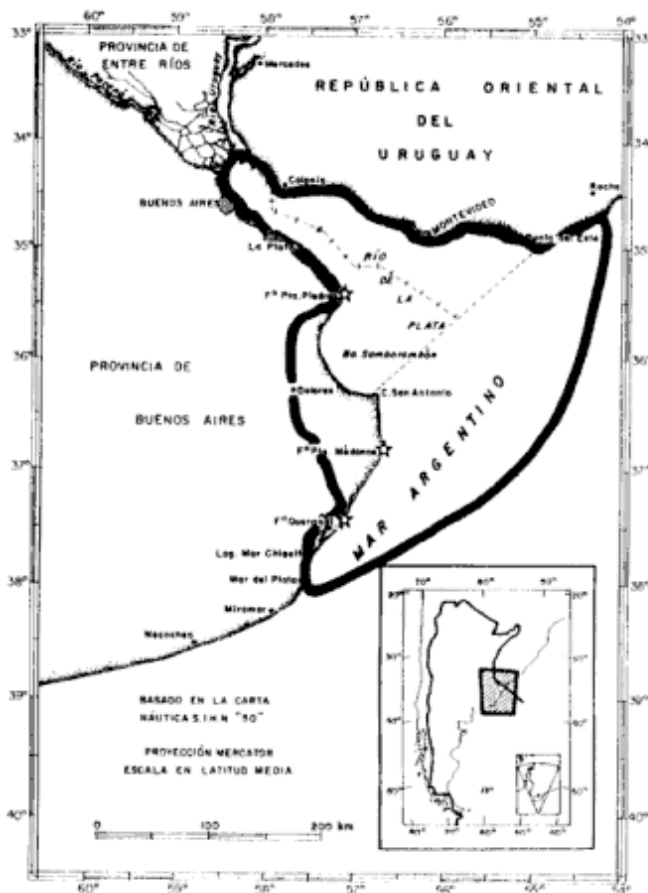


Figura 1: Mapa de ubicación. La línea gruesa enmarca las áreas relevadas mediante levantamientos geológico-geofísicos subcúneos y geológicos de superficie y subsuelo en las llanuras costeras.

conveniencia de la adopción de algunas reglas clásicas de nomenclatura aplicadas a las diferentes partes de la secuencia sedimentaria.

Este trabajo resulta del desarrollo del Proyecto «Relevamiento Geológico-Geofísico del Margen Continental Argentino» (PID-CONICET N° 301810088) llevado a cabo en el Servicio de Hidrografía Naval.

Concepto de Holoceno

El término Holoceno se aplica a la última época del registro geológico, que llega hasta nuestros días. Su límite inferior se ha fijado, por convención de la Comisión del Holoceno del INQUA de 1969, en alrededor de 10.000 años A.P., momento que corresponde al cambio transcurrido entre el último pico frío glacial denominado «*Younger Dryas*» en Europa y América del Norte y el «pre Boreal», coincidente con la zona IV del esquema estratigráfico establecido en base a polen (van der Hammen *et al.* 1971; Embleton y King 1975).

Por otra parte, es común encontrar en la bibliografía el término «transgresión holocena», para referirse al evento que caracteriza al último ascenso del nivel del mar ocurrido desde el momento en que comenzaron a derretirse los hielos al culminar la última glaciación. Este evento, al cual muchos autores deliberadamente evitan denominar «holoceno», habría ocurrido a partir de los 18 a 20.000 años A.P. (Curry *et al.* 1967; Rampino y Sanders 1980; Chappel y Shackleton 1986; Shackleton 1987; Larcombe y Carter 1998; Schneider *et al.* 2000; ver otras recopilaciones en Kutzbach *et al.* 1993 y Hernández-Molina *et al.* 2000).

No obstante el creciente esfuerzo en evitar el uso indistinto de los nombres «Holoceno» y «transgresión holocena», es a veces difícil no superponer sus conceptos debido a que abarcan tiempos parcialmente superpuestos, particularmente cuando deben ser utilizados al hacer referencia a depósitos sedimentarios marinos o costeros. En trabajos anteriores de los autores (Violante *et al.* 1992; Parker y Violante 1993 y Parker *et al.* 1999) los depósitos resultantes del último evento transgresivo han sido referidos como pertenecientes al Holoceno sin discutir los alcances de este término ni lo que ello implica desde el punto de vista de las edades. En la presente contribución, en cambio, se destacan aquellas características de los depósitos que llevan a la conveniencia de utilizar el término «Holoceno» para abarcar el tiempo de depositación de todo el paquete sedimentario transgresivo, en lugar de restringirlo a los últimos 10.000 años aproximadamente de evolución del área, ya que no existen evidencias locales marcadas de cambios evolutivos significativos en ese momento de la historia geológica de la región. Después de analizar los conceptos de autores como Flint (1971), Mercer (1976), Zubakov y Borzenkova (1990), Markgraf (1993) e Iriondo (1999), entre otros, que discuten y muchas veces desestiman el significado global de algunos eventos geológicos como el período frío denominado *Younger Dryas* o las variaciones climáticas que llevaron a cambios bruscos en las asociaciones vegetales (los que han sido utilizados para definir al Holoceno), se considera que el uso de aquel límite, aunque resultaría lógico para las áreas continentales y particularmente para el norte de Europa, donde fue definido, no sería del todo aplicable al considerar sucesos de carácter más global, por cuanto las evidencias geológicas apuntan a describir un evento principal de derretimiento de las masas glaciales continentales acompañado de un proceso eustático que con mayores o menores fluctuaciones viene desarrollándose desde por lo menos 18.000 años A.P. de manera relativamente constante, pareciendo que los cambios secundarios ocurridos como consecuencia de ellos serían de carácter local y estarían afectados en gran medida por rasgos fisiográficos, climáticos, geológicos o dinámicos propios de las regiones en las

que ocurrieron.

Por lo tanto, en este trabajo se considerará como «Holoceno» al tiempo transcurrido a partir del comienzo de la última transgresión, es decir con una edad máxima de 18 a 20.000 años, cuyo inicio sería coincidente con la terminación I del estadio isotópico 2, y que se desarrolló durante todo el estadio isotópico 1.

Procesos y depósitos del Holoceno en el nordeste bonaerense

Variaciones del nivel del mar

El nordeste bonaerense y las regiones marinas vecinas fueron intensamente afectados por la transgresión marina ocurrida como consecuencia de la deglaciación posterior a la última época glacial. Las edades más antiguas relacionadas con ese evento registradas en sedimentos de la plataforma argentina son cercanas a los 18.000 años A.P., aunque en áreas cercanas a la zona exterior del Río de la Plata existen datos de 15.000 años A.P. (Fray y Ewing 1963) y entre 10.000 y 11.000 años A.P. (los mismos autores y Parker y Violante 1982); estos últimos valores revelan, por un lado, datos conflictivos por cuanto se encuentran edades semejantes a profundidades tan disímiles como 10-15 y 115-120 m (Fig. 2), y por otro, evidencias de inversión de edades en una misma secuencia vertical.

Se han elaborado diversas curvas de variaciones del nivel del mar para las costas bonaerenses (Fig. 2) que normalmente no van más atrás en el tiempo que 8.000 o 10.000 años A.P., algunas de las cuales incluyen al área del Río de la Plata (Urien 1970; Peltier 1988 en Pirazzoli 1991; Isla 1989; Aguirre y Whatley 1995; Cavallotto *et al.* 1995b) mientras que otras corresponden a regiones no vinculadas al mismo (Farinati 1984; Gómez y Perillo 1995). Aquí se utiliza la de Cavallotto *et al.* (1995b) por corresponder exclusivamente al área de influencia del Río y además porque las restantes que contienen información de este sitio pueden estar sujetas a algunos cuestionamientos por las siguientes razones: la de Urien (1970) muestra fluctuaciones demasiado amplias (del orden de hasta 40 m en 1.000 años) lo que resulta improbable para una costa de carácter pasivo, con actividad neotectónica poco significativa y caracterizada por un ascenso relativo progresivo del nivel del mar como es la del litoral bonaerense. La de Peltier (1988 en Pirazzoli 1991) es en realidad un área representada por dos bandas envolventes parcialmente superpuestas: una para el ámbito del Río de la Plata y otra para el de Bahía Blanca, las que señalan la presencia de niveles del mar

muy altos, entre aproximadamente -10 y +5 m, hace 9.000 o 10.000 años, lo que no parece posible en función de las tendencias glacioeustáticas globales y locales. La de Isla (1989), que teóricamente representa una síntesis para la región bonaerense, pretende ser demasiado simplificada al punto que no revela detalles que sí se evidencian al considerar las numerosas dataciones radiocarbónicas que existen para el litoral atlántico bonaerense. La de Aguirre y Whatley (1995) representa una síntesis de todos los datos disponibles del litoral bonaerense, de manera que se han considerado allí dataciones radiocarbónicas provenientes tanto de la parte central de la Cuenca del Salado como de sus márgenes, ambientes de los cuales no se ha discutido aún convenientemente el porqué de las diferencias altimétricas entre los registros correspondientes al máximo avance transgresivo ni tampoco cómo fueron afectados por neotectónica, siendo posible que se hayan comportado de manera diferente (Codignotto *et al.* 1992, 1993).

Las fluctuaciones del nivel del mar establecidas a partir de Cavallotto *et al.* (1995b) revelan que la transgresión holocena ocurrió en el área mediante un

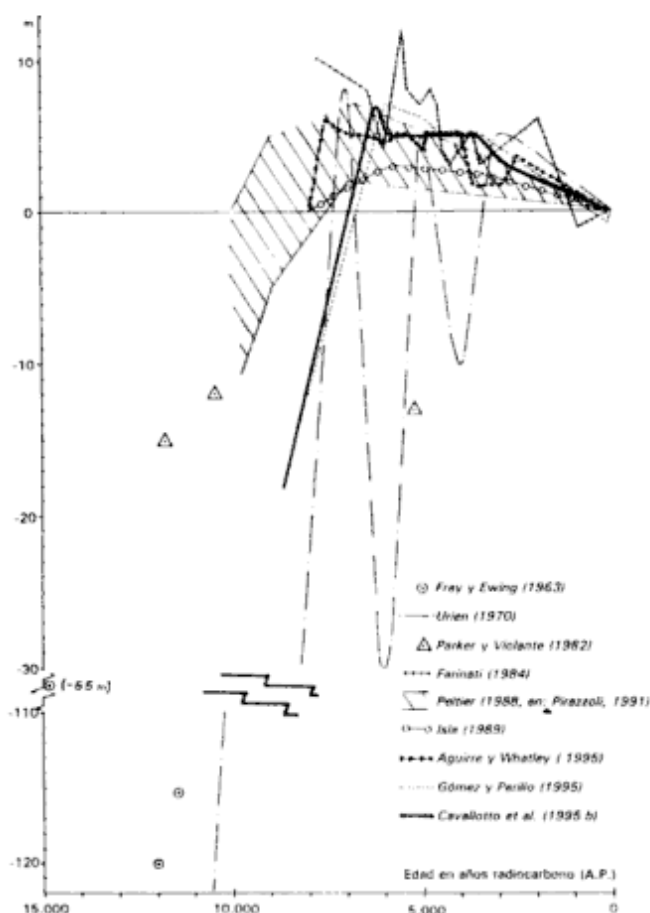


Figura 2: Curvas y datos de diferentes autores que muestran las variaciones relativas del nivel del mar ocurridas en el litoral del este bonaerense durante el Holoceno.

ascenso rápido antes de los 8.000 años A.P. aproximadamente, y más lento después, que tuvo diferentes respuestas según la región afectada. En el ámbito marino se manifestó a través del retroceso progresivo de una línea de costa arenosa de alta energía sobre el substrato pre-holoceno y sobre sus propios depósitos litorales, modificándolos de tal manera que sus sedimentos quedaron como relicto tapizando la plataforma. En el Río de la Plata, en cambio, predominó, principalmente durante la última etapa de la transgresión, la sedimentación de características estuáricas en el ámbito del paleocauce. Cerca de los 7.000 años A.P. el mar habría pasado, en su ascenso, por la cota de 0 m (nivel actual). Al llegar el nivel a su posición más alta, de aproximadamente +6.5 m hace 6.000 años (Cavallotto *et al.* 1995b), se estabilizó momentáneamente, tras lo cual, después de un breve y rápido descenso hasta +5 m, se mantuvo relativamente estable entre aproximadamente 5.000 y 3.500 años A.P., período que se caracterizó por el desarrollo y mantenimiento de sistemas deposicionales de barreras litorales en las áreas vinculadas al ámbito marino y por la formación de llanuras costeras con cordones de playas y marismas en los sectores influenciados por el Río de la Plata. En ambos sitios se manifestó durante este período una notable aceleración del ritmo de acumulación en comparación con las etapas transgresivas previas. Finalmente ocurrió un descenso relativo en los últimos 3.500 años, que dio lugar a una intensa progradación costera que imprimió su configuración actual a los ambientes litorales de la costa atlántica y permitió el desarrollo de la sedimentación deltaica en el Río de la Plata. Este proceso ocurrió sin solución de continuidad estratigráfica con los eventos del punto anterior.

La ocurrencia de niveles del mar positivos con posterioridad a los 6.000 o 7.000 años A.P. es un hecho común a toda la región costera atlántica sudamericana, lo cual es considerado por Isla (1989) como una característica propia del hemisferio sur. Lo que no es posible establecer por el momento es si hubieron fluctuaciones significativas del nivel del mar entre aproximadamente 7.500 y 3.000 años antes del presente. Algunos autores han mencionado localmente la existencia de pulsos transgresivos dentro de ese intervalo de tiempo (Weiler y González 1996), y son conocidas las fluctuaciones climáticas a las que hace referencia Mercer (1976) al hablar del Neoglacial, así como las fluctuaciones eustáticas de baja amplitud que acepta Mörner (1971) y que muestra al recopilar algunas curvas de diversas partes del mundo (Mörner 1984), donde asocia las diferencias entre distintas regiones a la interacción compleja entre isostasia, tectónica, deformación del geoid y dinámica oceánica. Sin embargo, aún no se ha podido confirmar fehacientemente su existencia en nuestra región costera, no obstante haber sido denunciadas en Brasil (Suguio *et al.* 1988).



Figura 3: Mapa morfoestructural esquemático de las áreas costeras del nordeste bonaerense. Se ilustran los elementos morfogenéticos que regularon la distribución y desarrollo de la secuencia deposicional del Holoceno.

Depocentros holocenos

El Río de la Plata y la plataforma del nordeste bonaerense, junto con las llanuras costeras vecinas, regiones todas ellas vinculadas a la depresión de la Cuenca del Salado (Fig. 3), constituyen uno de los ámbitos geográficos argentinos más extensamente afectados por la transgresión marina que siguió a la última glaciación; de allí que el paquete sedimentario resultante de este evento, aunque con características diferentes según los rasgos y procesos locales propios de cada área, deba ser considerado como una unidad, tal como lo han expresado Violante *et al.* (1992) al definir la secuencia deposicional del Holoceno.

La distribución espacial y constitución litológica permiten diferenciar tres depocentros: la plataforma, el Río de la Plata y las llanuras costeras.

Plataforma: el paquete sedimentario fue identificado aquí mediante el método sísmico, denominado Unidad Sismoestratigráfica 1 y asignado al Holoceno aunque abarque tiempos mayores a los 10.000 años (Parker *et al.* 1990a, b, 1999; Violante *et al.* 1992;

Parker y Violante 1993). Los estudios de Urien (1967), Urien y Mouzo (1968), Urien y Ewing (1974), Urien *et al.* (1979), Parker y Violante (1982), Marcolini *et al.* (1992) y Parker *et al.* (1999) aportaron el grueso del conocimiento de estos depósitos en la región.

La unidad conforma un manto continuo e ininterrumpido de espesor relativamente uniforme (Parker y Violante 1993) que tapiza casi por completo a la plataforma interior, con excepción de la parte más alta del Alto Marítimo, la Restinga de los Pescadores y algunas depresiones entre bancos alineados al sur del cabo San Antonio, lugares en los que aflora el sustrato plio-pleistoceno. Su litología está constituida por sedimentos arenosos medianos a finos resultantes de la migración de ambientes de barreras litorales durante la transgresión, que fueron posteriormente remodelados y parcialmente ajustados a las condiciones hidrodinámicas actuales conformando palimpsestos.

Río de la Plata: aspectos geológicos del Río de la Plata fueron ya mencionados desde antaño por Ameghino (1880) y Rovereto (1911), aunque el mayor conocimiento, particularmente de los depósitos holocenos, fue aportado a partir de los trabajos de Urien (1966, 1967), Cavallotto (1988), Parker (1990), Parker y Marcolini (1992) y Parker *et al.* (1999).

El Holoceno conforma en el Río de la Plata dos depocentros (Fig. 4): uno inferior de carácter estuárico y composición arcillosa y otro superior que se manifiesta como un delta progradante formado por sedimentos areno-limo-arcillosos que constituyen una secuencia vertical granocreciente hacia arriba y hori-

zontalmente granodecreciente hacia las áreas distales o de desembocadura.

Llanuras costeras: las características de los depósitos holocenos en este ámbito son conocidas desde hace un siglo y medio (para la recopilación de trabajos antiguos remitirse a Cortelezzi y Lerman 1971; CFI 1975; Dangavs 1988), y fueron Doering (1882) y Ameghino (1880, 1889, 1908) quienes delinearon definitivamente la estratigrafía de la región. Los trabajos de Frenguelli (1950, 1957), basados en la nomenclatura de Ameghino, fundaron el esquema estratigráfico del Holoceno aún vigente. A partir de entonces, y a excepción de la obra de carácter regional de Tricart (1973), comenzaron a estudiarse con más detalle los aspectos estratigráficos y evolutivos de los depósitos holocenos en áreas localizadas que progresivamente fueron cubriendo las llanuras costeras (Groeber 1961; Cortelezzi y Lerman 1971; Fidalgo *et al.* 1973a, b; Fidalgo *et al.* 1975; Cortelezzi 1977; Fidalgo 1979; Schnack y Gardenal 1979; Parker 1979, 1980; Schnack *et al.* 1980; Iriondo 1980; Fidalgo *et al.* 1981; Fidalgo y Tonni 1982; Schnack *et al.* 1982; Fasano *et al.* 1982; Fidalgo y Martínez 1983; Dangavs 1983; Iriondo 1983; Guida y González 1984; Ravizza 1984; Gómez *et al.* 1985; González y Ravizza 1987; Dangavs 1988; Violante 1988; Weiler y González 1988; González *et al.* 1988; Violante 1992; Violante y Parker 1992; Codignotto y Aguirre 1993; Aguirre y Whitley 1995; Colado *et al.* 1995; Cavallotto *et al.* 1995a; Cavallotto 1995, 1996). Debe hacerse una mención al trabajo de Zárate (1989), que aunque no se relaciona con depósitos holocenos es importante por cuanto propuso por

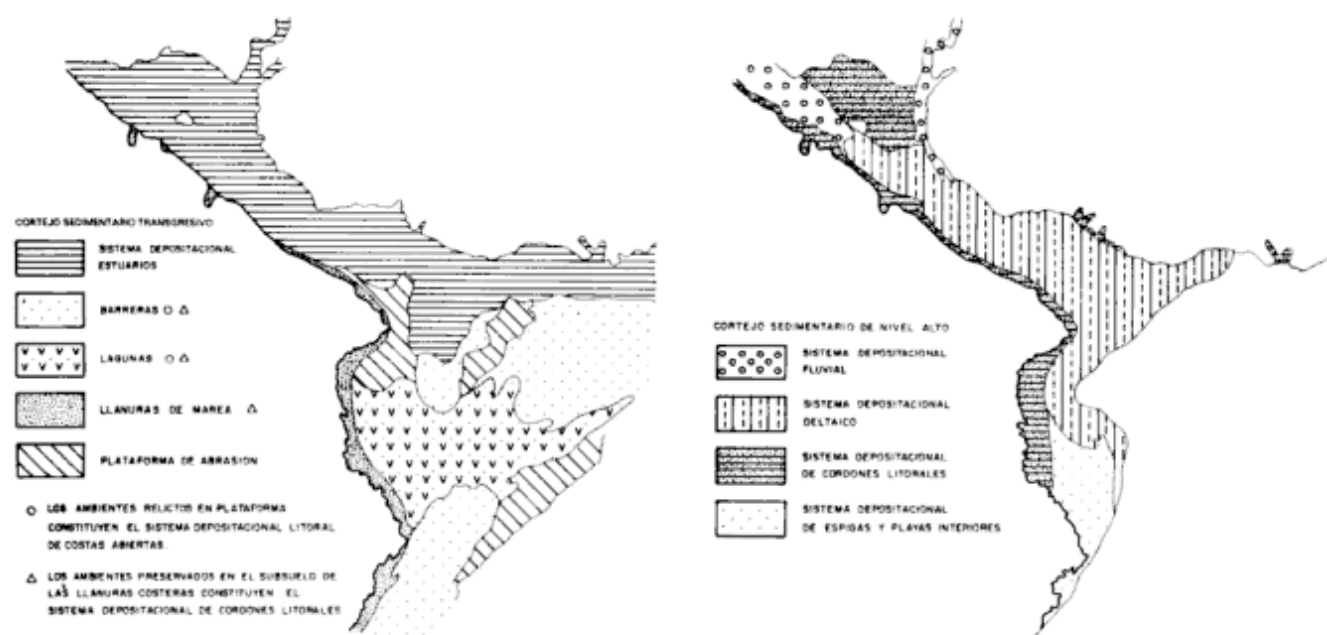


Figura 4: Cortejos sedimentarios transgresivo (Holoceno temprano) y de nivel alto (Holoceno tardío) y sus sistemas deposicionales.

primera vez en el país el uso de las alonidades para describir secuencias cuaternarias en las cuales el uso de las unidades litoestratigráficas demuestra ser de poca utilidad. En base a la mayoría de estos antecedentes, Parker y Violante (1990, 1993) volvieron a darle un enfoque regional al estudio del Holoceno en las llanuras costeras realizando la síntesis estratigráfica del ámbito sur de la cuenca del Salado.

Los depósitos holocenos de las llanuras costeras constituyen la terraza aluvial que conforma la cuña clástica costera (*clastic coastal wedge*, Matthews 1974), la cual se manifiesta de diferentes maneras según su vinculación al Río de la Plata o a la plataforma. En las áreas adyacentes a la plataforma está representada en su sección inferior por un hemicyclo transgresivo granocreciente hacia arriba con gran acreción vertical, caracterizado por facies arenosas de barreras texturalmente similares a las arenas de plataforma y por facies arcillosas de lagunas costeras; la sección superior está representada en cambio por sedimentos arenosos y arcillosos de playas, ambientes mareales y eólicos que conforman un hemicyclo regresivo granodecreciente hacia arriba y progradante. En las llanuras costeras adyacentes al Río, el paquete sedimentario está vinculado genéticamente a cordones litorales asociados a la evolución del estuario. En el área de la bahía Samborombón, zona de transición entre los procesos actuantes en ambas

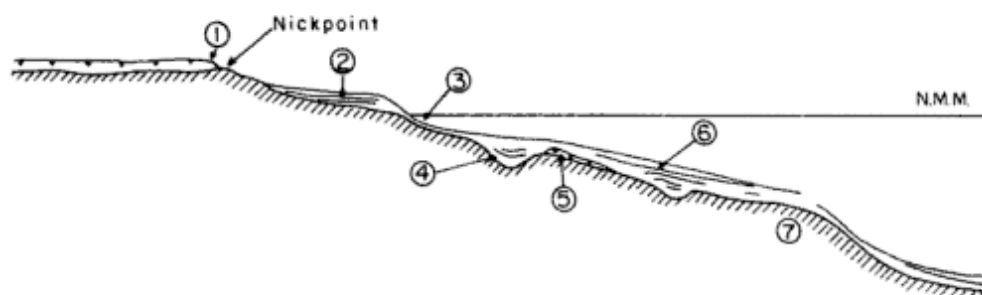
llanuras costeras, el paquete sedimentario se manifiesta con características litológicas uniformes, de carácter arcilloso, propias de una llanura de mareas.

El paquete sedimentario holoceno en la plataforma y su significado en la interpretación de esta época geológica

Relaciones de yacencia

El paquete sedimentario holoceno en el mar y en la costa fue depositado dentro del contexto de un cambio climático significativo representado por la finalización de un ciclo glacial, que se manifestó a través de un ascenso del nivel del mar y el consecuente ajuste isostático del margen continental. La disposición de esos sedimentos en la plataforma y su continuidad sedimentaria con los de las llanuras costeras convierte en natural la consideración de todo el paquete como resultante de un único evento geológico y constantes condiciones de sedimentación.

Los registros más antiguos del evento transgresivo son las facies litorales asociadas a líneas de costas ubicadas en las posiciones más bajas ocupadas por el mar al finalizar la última glaciación, a partir de



- ① Suelos que evolucionaron desde el Hemicyclo glacial
- ② Secuencias holocenas tardías con dos secciones: Inferior transgresiva. Superior regresiva.
- ③ Frente de costa sometido a la dinámica actual (progradación-retroceso) en continuidad sedimentaria con ⑥ y en discontinuidad sedimentaria con ② si está en retroceso
- ④ Paleovalles fluviales o paleolagunas labrados durante el Hemicyclo glacial y rellenos durante el ascenso del mar
- ⑤ Suelos que evolucionaron entre los hemicyclos glacial y deglacial
- ⑥ Depósitos Holocenos marinos transgresivos
- ⑦ Escalón labrado en sedimentos del Pleistoceno con eliminación de secciones más modernas

Figura 5: Disposición relativa de las diferentes partes de la secuencia depositacional del Holoceno litoral y marino en el nordeste de la provincia de Buenos Aires (tomado de Parker y Violante 1993).

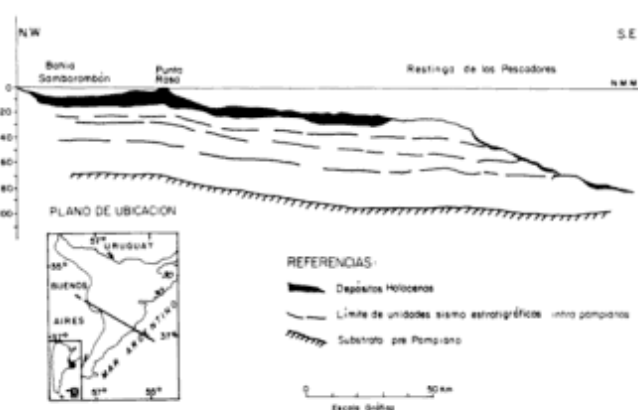


Figura 6: Ubicación de los depósitos holocenos en la secuencia estratigráfica de la plataforma continental que explica el carácter tiempo-transgresivo de la discordancia de su base y el hiato creciente hacia el continente que la misma representa (tomado de Parker y Violante 1993).

donde comenzó su migración progresiva a través de la plataforma acompañando el ascenso del mar hasta que éste alcanzó su máximo nivel. Durante esta carrera ascendente, los depósitos litorales iniciales fueron cubiertos por otros también de plataforma pero en facies más profundas, mientras que el traslado del frente de costa hacia el continente dio origen a una discordancia de transgresión o acantilamiento (*ravinement* en el sentido de Swift 1968) que los acompaña en su base.

Este proceso llevó a superponer sobre el Pleistoceno superior de la zona costera actual a los sedimentos transgresivos más recientes, que representan a los últimos diez mil años de evolución aproximadamente, es decir cuando el mar alcanzó sus niveles más altos. Por esta razón, la discordancia de la base del Holoceno representa un hiato creciente desde el borde exterior de la plataforma hacia posiciones menos profundas llegando al máximo en la región costera. Este hecho, combinado con el posterior descenso relativo del nivel del mar y el consecuente avance de la línea de costa por progradación, dio origen a complicadas relaciones de superposición como las ilustradas en la figura 5. En el punto 3 de esa figura, que correspondería al frente de costa, se observa que yacen depósitos litorales actuales que por un lado se encuentran en continuidad evolutiva lateral con los transgresivos de plataforma vinculados a un nivel del mar en ascenso de más de 10.000 años de antigüedad (punto 6), mientras que por otro se hallan en un nivel topográfico inferior con respecto a los más antiguos depositados sobre la llanura costera, los que no obstante no exceden aquella edad (punto 2). De esta manera se demuestra que los depósitos arenosos que forman el ciclo holoceno en plataforma, si bien resultaron de un mismo evento, se formaron en tres etapas diferentes: la primera en coincidencia con el ascenso del nivel del mar durante

la etapa deglacial (punto 6), la segunda durante el descenso acompañado de progradación que ocurrió en los últimos seis mil años (punto 2), y la tercera (actual) como consecuencia de los procesos de erosión litoral que interrumpieron a los de progradación (punto 3).

Situaciones posiblemente similares a ésta pueden observarse en la figura 6, donde el Holoceno yace en la plataforma por encima y por debajo del borde exterior de la Terraza Rioplatense (Restinga de los Pescadores) mientras que los sedimentos del subyacente Pampeano (Plio-Pleistoceno) están truncados en el escalón frontal de dicha terraza. Esta relación de continuidad de los depósitos holocenos, si bien es real, es de difícil interpretación por la incertidumbre que crea la sumatoria de los diversos procesos intervinientes, como ser los tectónicos, la erosión costera y la variación en la velocidad de ascenso relativo del nivel del mar.

La similitud de disposiciones estratigráficas y fundamentalmente la continuidad sedimentaria de todo el ciclo transgresivo en plataforma y llanuras costeras, no hacen convincente el criterio de limitar el Holoceno a los últimos 10.000 años, por cuanto de esta manera la secuencia sedimentaria evolutivamente continua resultante de la última transgresión debería ser seccionada arbitrariamente por razones geográficas circunstanciales sin que medie una significativa superficie de discordancia.

Evidencias locales del límite Pleistoceno-Holoceno

La consecuencia geológica principal del cambio climático que indujo a la última transgresión fue, en áreas afectadas por la inundación, el desarrollo de la superficie de acantilamiento (*ravinement*) generada por una costa en franco retroceso y déficit de aportes sedimentarios, siendo este último el producto del permanente ajuste del nivel de base que llevó al entrapamiento de sedimentos en los antiguos cursos fluviales hoy sumergidos. Por su parte, en las áreas no sumergidas (el actual continente) aunque geomorfológicamente conectadas al nivel de base en ascenso, el cambio climático se manifestó a través de la interrupción del proceso erosivo vinculado a un nivel del mar en bajante durante la época glacial anterior, lo que también condujo al relleno de los valles fluviales debido a la disminución en la capacidad de transporte de los ríos. En cambio, en los interfluvios que no sufrieron las consecuencias del ascenso del nivel del mar siguieron desarrollándose procesos pedogenéticos sin solución de continuidad con sus etapas previas de evolución.

Estas condiciones condujeron a un modelo de límite estratigráfico para la región como el indicado en las figuras 5 y 7, donde el mayor tiempo de acumula-

ción se encuentra en la posición de cota más baja, mientras que el de máxima erosión para el mismo tiempo se halla en el punto de cambio geomorfológico o *nickpoint*. Por lo tanto resulta obvio que la representación estratigráfica más completa del Holoceno se encontrará en las zonas más profundas de la plataforma, donde se manifestará como una secuencia granodecreciente.

Los registros sedimentarios holocenos variarán en consecuencia entre dos extremos: en el borde exterior de la plataforma estarán formados íntegramente por sedimentos marinos depositados a partir del momento en el cual el nivel del mar alcanzó su posición más baja, tal vez en lo que es hoy la emersión continental, mientras que en el continente lo estarán por sedimentos fluviales granodecrecientes en las zonas de máxima acumulación ubicadas en los cauces (depósitos equivalentes al Lujanense de Frenguelli 1950), y por secuencias continuas de paleosuelos en los interfluvios (Figs. 5 y 7). Las posiciones intermedias entre esos dos sitios estarán representadas por secciones incompletas afectadas por la discordancia de transgresión y compuestas por sedimentos fluviales por debajo de ella y marinos por encima en los sitios donde existían antiguos cauces fluviales, o solamente marinos en los interfluvios hoy sumergidos, en cuyos casos podrán estar superpuestos a suelos poco desarrollados que representarán el lapso abarcado por el período glacial que expuso al interfluvio a la acción subaérea más el que corresponde al tiempo en que tardó la deglaciación en sumergirlo (Figs. 5 y 7).

En base a este modelo, el límite inferior del Holoceno en la plataforma interior estará señalado por la superficie que separa los estratos no consolidados depositados durante la última transgresión, de los

semiconsolidados del Pleistoceno superior o más antiguos. Estos últimos están generalmente representados por superficies subhorizontales formadas por capas de sedimentos que muchas veces pueden estar en facies equivalentes a las de los depósitos holocenos, aunque también lo pueden ser por paredes de valles fluviales labrados durante la época glacial. En este caso, la discordancia de transgresión se subordina a la manifestada por el labrado de cauces durante el Pleistoceno superior, pasando el límite por la base de los rellenos de paleocauces (Fig. 7) como en el caso del Río de la Plata (Pozos de Fango).

En los casos en que el contacto entre el Plio-Pleistoceno y el Holoceno se alcanza mediante testigos submarinos en zonas de interfluvios sumergidos con marcado contraste sísmico, pueden ser observados horizontes con abundante materia orgánica representativos de un suelo enterrado separando paquetes sedimentarios texturalmente muy diferentes. En los valles fluviales transformados en estuarios, como el Río de la Plata, se observa por su parte a los depósitos arcillosos resultantes de la migración del tapón fangoso, correspondientes al relleno del valle fluvial durante el proceso de transgresión, superpuestos a arenas muy finas y arcillas con abundante materia orgánica que representan al paleosuelo infrayacente. Estas secuencias se repiten hacia el borde de plataforma aunque con edades progresivamente mayores. En las llanuras costeras, a su vez, el contacto se revela por las diferencias en las características físicas de los depósitos -manifestadas macroscópicamente por los colores pardos y mayor densidad del sedimento plio-pleistoceno y los colores verdosos y menor densidad de los holocenos-, y/o por el relleno de cauces secundarios representativos de tiempos recién

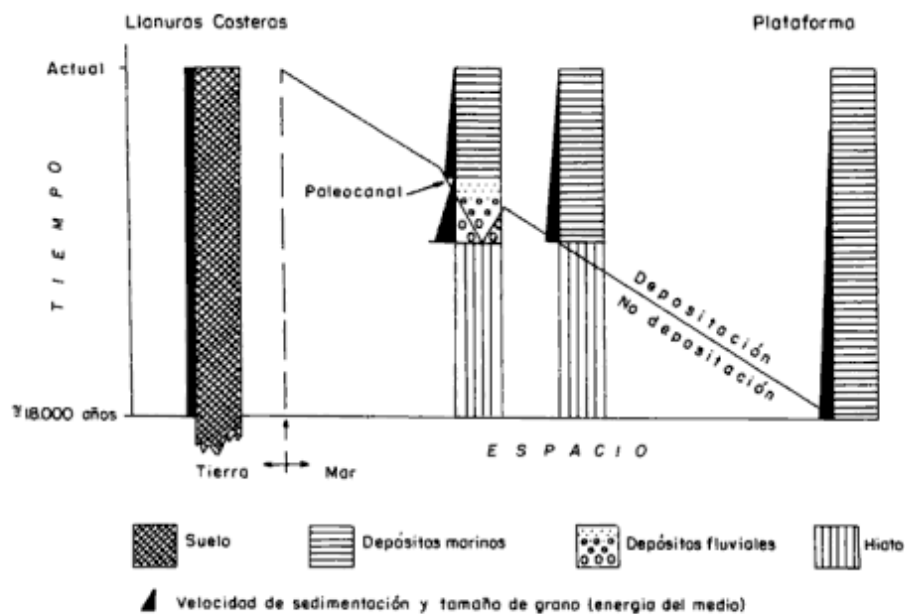


Figura 7: Secuencia que muestra la cronología de las secciones holocenas según su ubicación geográfica (plataforma y llanuras costeras) y las características que tendrá la discordancia de su base según el sitio de observación (tomado de Parker y Violante 1993).

tes, aunque no es evidente cuando está señalado por la aparición de paleosuelos que comparten ambas edades en los interfluvios.

De lo expuesto surge que cuando el límite físico entre el Plio-Pleistoceno y el Holoceno está representado en la plataforma por una discontinuidad, ésta es tiempo-transgresiva ascendente desde el mar hacia tierra y hace al límite notoriamente diferenciable. En el continente, en cambio, ese límite puede estar incluido en un suelo desarrollado entre el hemicycle glacial y el subsiguiente deglacial, cuyo desarrollo en tiempo dependerá, en caso de ser interrumpida su evolución por la transgresión, de su ubicación respecto a los extremos de la secuencia. En ese caso, la determinación física del límite resulta difícil, si no imposible. La superficie superior del suelo constituye un límite físico que también es tiempo-transgresivo creciente hacia posiciones topográficas más altas.

En las depresiones fluviales, en cambio, el límite estará ubicado en la base de una secuencia fluvial granodecreciente hacia arriba que podrá apoyarse sobre el sedimento consolidado donde fue labrado el valle o sobre una antigua secuencia fluvial granocreciente hacia arriba en áreas más interiores del continente. A los fines prácticos, ese límite puede materializarse en la discontinuidad valle-relleno, la que también será tiempo-transgresiva ascendente como la descrita para las zonas inundadas, aunque a diferencia de éstas, el relleno tendrá características litológicas similares a las del substrato.

Estratigrafía del Holoceno local

Métodos de estudio y nomenclatura propuesta

La estratigrafía del Holoceno pudo sintetizarse para toda la región previa compatibilización entre la información geológica submarina y continental. Para ello debieron establecerse las correspondientes equivalencias entre las unidades reconocidas en uno y otro ámbito.

En las áreas continentales, los estudios estratigráficos se realizaron por métodos de observación directa identificando *litofacies*, las que siguiendo los conceptos de Reading (1986) y Walker (1992) representan un *ambiente depositacional* en el cual las condiciones de sedimentación fueron uniformes. Aplicando los conceptos de la estratigrafía secuencial (Brown y Fisher 1977; Mitchum *et al.* 1977; Posamentier *et al.* 1988) se concluye que los ambientes depositacionales interrelacionados genéticamente constituyen un *sistema depositacional*; la sucesión lateral de sistemas depositacionales contemporáneos que muestran una gradación de ambientes dentro de un específico tramo de una curva eustática permite componer los *cortejos sedimentarios*, que están limitados en te-

cho y base por discordancias, mientras que la sucesión de los mismos constituye la *secuencia depositacional*.

Este criterio paleoambiental lleva a su vez a la conveniencia de la identificación y definición de *aloformaciones*, más que de formaciones que describen litosomas, desde el momento que las primeras representan una condición paleogeográfica caracterizada por una asociación de ambientes interrelacionados entre sí en el espacio y en el tiempo, lo que las hace equivalentes a los sistemas depositacionales.

En el ámbito marino, por su parte, la utilización de métodos indirectos como la sísmica de alta resolución permite identificar, en los registros en papel, paquetes de reflexiones relativamente concordantes (*unidades sismoestratigráficas*) limitadas por superficies de discontinuidad sísmica que representan discordancias, cuyas variaciones internas se reconocen como *sismofacies*.

Surge entonces la equivalencia entre los paquetes sedimentarios de los ámbitos geográficos submarinos y costeros a través, en primer lugar, del seguimiento de las discordancias regionales que permiten equiparar a las secuencias depositacionales con las unidades sismoestratigráficas, y, en segundo lugar, de la interrelación de facies y sismofacies que integran las aloformaciones o sistemas depositacionales, cuya sucesión constituye los cortejos sedimentarios. De esta manera se pudieron realizar en la región de estudio las correlaciones geológicas aplicando, además de los criterios de posición estratigráfica, los de integración paleogeográfica.

En consecuencia se utilizan aquí las siguientes categorías de unidades:

Secuencia depositacional - Unidad sismoestratigráfica
Cortejo sedimentario
Sistema depositacional - Aloformación
Litofacies - Sismofacies (Ambiente)

La secuencia depositacional holocena

El paquete sedimentario holoceno del noreste bonaerense está representado por un manto continuo que se extiende desde la emersión continental hasta la parte superior del Delta del Paraná, y constituye una *secuencia depositacional*. Su base está representada por la superficie de discordancia que la separa de las unidades infrayacentes de edad plio-pleistoceno y su techo lo está por la superficie topográfica actual en vías de evolución.

La discordancia de la parte media de la secuencia, que señala el cambio de la fase transgresiva a la regresiva, separa los *cortejos sedimentarios* (Fig. 4), a su vez conformados por *sistemas depositacionales* o *aloformaciones*.

Las descripciones que siguen a continuación reto-

man y encasillan dentro del contexto del objetivo del presente trabajo, aquellas expuestas por Violante *et al.* (1992), Parker y Violante (1993) y Parker *et al.* (1999), que tuvieron en consideración los numerosos trabajos realizados en el área ya mencionados en capítulos precedentes.

Cortejo sedimentario de mar transgresivo: Corresponde al paquete sedimentario depositado durante el ascenso del nivel del mar (hem ciclo deglacial, entre aproximadamente 18.000 y 6.000 años A.P.) y es equivalente al «Piso Querandínense» de la literatura geológica argentina clásica. Lo integran en esta región tres sistemas depositacionales: litoral de costas abiertas (relicto), de barreras litorales y estuárico.

- *Sistema depositacional litoral de costas abiertas (relicto):* está representado por un manto de arenas medianas a finas que tapiza la mayor parte de la plataforma interior y media y que podría extenderse aún hacia la plataforma exterior, y en menor medida por arcillas cuya área de distribución se limita a la región cercana a la costa entre el Alto Marítimo y Punta Médanos (Fig. 4). El sistema se vincula, al menos en la plataforma interior, a la depositación de sedimentos en sucesivos aparatos litorales (sistemas de barreras-lagunas costeras) desarrollados durante las diferentes etapas de la transgresión y que quedaron como relicto al migrar la línea de costa hacia el oeste hasta ocupar la posición de los niveles de playas hoy reconocidos en el subsuelo de la llanura costera. Este sistema transgresivo se ha reactivado al sur del cabo San Antonio como consecuencia del carácter erosivo actual de las playas, las que no obstante mantienen continuidad sedimentaria con las arenas transgresivas de la plataforma (Fig. 5).

- *Sistema depositacional de barreras litorales:* corresponde al último sistema de barreras-lagunas costeras depositadas durante el evento transgresivo, que quedó preservado con muchos de sus rasgos morfológicos originales dentro del registro geológico en el subsuelo de la llanura costera atlántica. Está constituido por sedimentos arenosos y arcillosos desarrollados en un típico ambiente litoral abierto, con una característica gradación vertical granocreciente propia de la superposición de facies de playas de barreras sobre facies de lagunas y marismas (Fig. 4).

- *Sistema depositacional estuárico:* se extiende desde el curso medio del río Paraná en las inmediaciones de Rosario hacia el sur a través del Río de la Plata, prolongándose al este y nordeste de Montevideo hasta la plataforma interior frente a Río Grande do Sul (Brasil) (Fig. 4). Está compuesto por arcillas gris verdosas con conchillas y materia orgánica depositadas durante el evento transgresivo dentro del paleocauce del río y regiones aledañas como consecuencia del traslado río arriba de la interfase agua dulce-agua salada.

Cortejo sedimentario de nivel alto: constituye el manto sedimentario depositado a partir del momento en que el mar transgresivo llegó a su máximo nivel (6.000 años A.P.) y abarca hasta los sedimentos actuales; es equivalente al «Piso Platense» de los autores clásicos. Se manifiesta por su carácter netamente progradante en las áreas del Río de la Plata y llanuras costeras y está actualmente en desarrollo. Lo forman cinco sistemas depositacionales: de plataforma, deltaico, de cordones litorales en costas protegidas, de espigas con playas interiores en costas abiertas, y fluvial (Fig. 4).

- *Sistema depositacional de plataforma:* en el ámbito de la plataforma continental la sedimentación clástica no fue significativa durante el último evento regresivo, sino que el proceso casi excluyente ha sido la reactivación y el reordenamiento de los sedimentos litorales relicto (el infrayacente sistema depositacional litoral de costas abiertas). Estos fueron ajustados a la nueva dinámica impuesta durante los últimos 6.000 años y transformados en palimpsestos. La presencia de este sistema está documentada por el ajuste de la morfología del fondo a la dinámica actual más que por un registro litológico, y por ello no aparece en la figura 4.

- *Sistema depositacional deltaico:* abarca al Delta del Paraná y su extensión hacia el Río de la Plata (Fig. 4). Está representado por sedimentos de granometría variable, desde arenas hasta arcillas, ordenados en una tendencia granodecreciente en la dirección del flujo resultante de la pérdida de competencia del medio hídrico que los transportó. Los depósitos están vinculados a la descarga de los sistemas fluviales del Paraná y Uruguay, fundamentalmente el primero, ocurrida durante la última parte del evento regresivo y se extienden hacia la bahía Samborombón alcanzando la franja de costa situada por delante de los cordones litorales allí existentes.

- *Sistema depositacional de cordones litorales en costas protegidas:* se vincula a las llanuras costeras adyacentes al Río de la Plata y bahía Samborombón como así también a las del sur de la provincia de Entre Ríos (Fig. 4). Está formado por sistemas de cordones litorales y llanuras de mareas, los primeros constituidos por depósitos de conchillas y arena y las segundas por sedimentos limoarcillosos. Su origen fue producto del transporte litoral en costas estuáricas semiprotegidas y progradantes que en el litoral bonaerense dieron lugar a una típica llanura de cordones de playas o *beach ridges plain*.

- *Sistema depositacional de espigas con playas interiores en costas abiertas:* comprende a la llanura costera Ajó del sector atlántico bonaerense (al sur de la bahía Samborombón), donde está constituido por espigas litorales y playas interiores que evolucionaron por progradación a partir de las barreras más interiores depositadas durante las etapas finales de la transgresión (Fig. 4). Se desarrolló en un típico

ambiente litoral abierto al mar cuyo agente morfogenético dominante fue el transporte litoral.

• *Sistema depositacional fluvial*: está constituido por los sedimentos depositados por los ríos que desaguan en el Plata, los que tienen su mayor expresión en el ámbito del Delta del Paraná por el gran volumen transportado por los ríos Paraná y Uruguay, mientras que en el litoral bonaerense (ríos Salado, Samborombón y aquellos que desembocan en la laguna Mar Chiquita) está escasamente representado pues los procesos fluviales no son allí de importancia significativa (Fig. 4).

Cuadro estratigráfico

El cuadro estratigráfico (Fig. 8) es el resultado de la síntesis a la que se arribó después de la interpretación del paquete sedimentario del Holoceno de la re-

gión, y representa un enfoque más amplio de los esquemas estratigráficos regionales establecidos precedentemente (Parker y Violante 1993). No obstante este nuevo reordenamiento, las descripciones de las unidades, que no se incluyen aquí, no difieren de aquellas realizadas por Parker y Violante (1993).

El estudio demostró que el paquete sedimentario o *secuencia depositacional* abarca ámbitos geográficos disímiles como plataforma, estuario, delta y costas de alta y baja energía. Esta diversidad ambiental condujo a tal variabilidad litoestratigráfica que resultó imposible confeccionar una columna única para toda la región. Los intentos de correlación por identidad litológica entre columnas estratigráficas locales demostraron la imposibilidad de extenderlas más allá de los límites de cada ámbito.

El uso de las unidades aloestratigráficas o sistemas depositacionales permitió resolver el problema, arribándose a la conclusión que cada uno de ellos es característico de un área geográfica con rasgos pro-

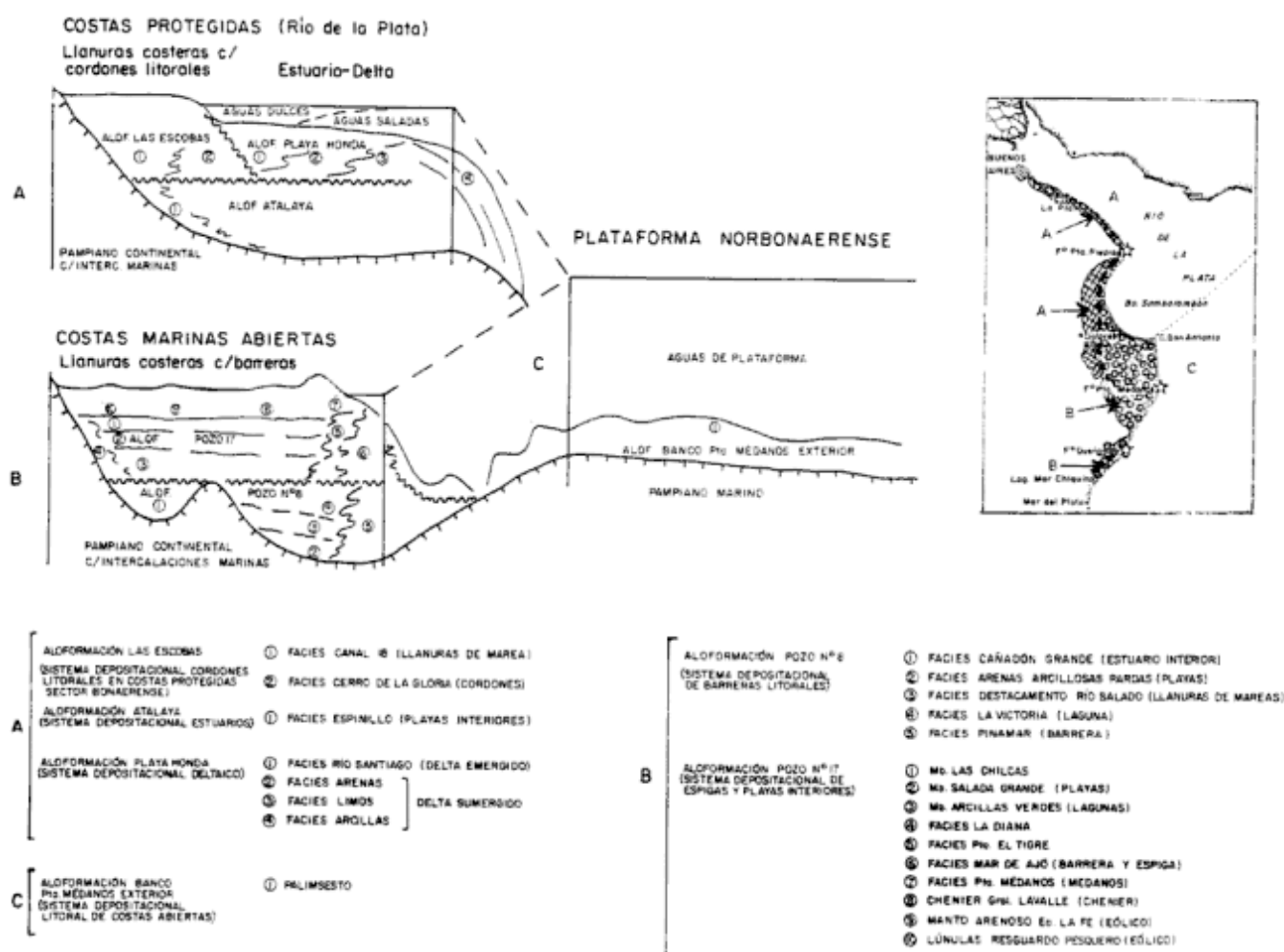


Figura 8: Cuadros estratigráficos del Holoceno de las diferentes regiones del nordeste de la provincia de Buenos Aires y su interrelación. a, Río de la Plata (costas protegidas, llanuras costeras con cordones litorales). b, Costa atlántica (costas marinas abiertas, llanuras costeras con sistemas de barreras-lagunas costeras). c, Plataforma interior.

pios resultantes de las diferentes condiciones dinámicas de cada ambiente sedimentario. No obstante esta clara diferenciación de áreas, en las regiones límite se manifiesta una interdigitación de los diferentes ambientes involucrados.

La síntesis estratigráfica puede organizarse de la siguiente manera:

A) Área geográfica: Río de la Plata y llanuras costeras asociadas (sector Delta del Paraná-bahía Samborombón).

Ambientes sedimentarios: costas protegidas de carácter estuárico con fase final de progradación deltaica, asociadas a llanuras costeras con desarrollo de sistemas de cordones litorales.

Sistemas Depositacionales:

Estuárico (*transgresivo*)

Unidad: Aloformación Atalaya

Deltaico (*nivel alto*)

Unidad: Aloformación Playa Honda

Cordones litorales en costas protegidas (*nivel alto*)

Unidad: Aloformación Las Escobas

B) Área geográfica: Llanura costera atlántica bonaerense (sector punta Rasa-laguna Mar Chiquita).

Ambientes sedimentarios: llanuras costeras con sistemas de barreras litorales-lagunas costeras, en costas marinas abiertas.

Sistemas Depositacionales:

Barreras litorales (*transgresivo*)

Unidad: Aloformación Pozo Nro. 8

Espigas y playas interiores en costas abiertas (*nivel alto*)

Unidad: Aloformación Pozo Nro. 17

C) Área geográfica: Plataforma norbonaerense (al sur y sureste de la línea punta Rasa-Punta del Este).

Ambientes sedimentarios: líneas de costas sucesivas afectadas por un evento marino transgresivo y modificadas por el regresivo hasta adquirir su configuración actual.

Sistemas Depositacionales:

Litoral de costas abiertas (relicto) (*transgresivo*)

Plataforma (*nivel alto*)

Unidad: Aloformación Banco Punta Médanos Exterior

En la confección del cuadro estratigráfico de la figura 8 se ha respetado el principio de prioridad expresado por el Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía 1992), aunque adaptando los rangos de nomenclatura a la nueva clasificación. No se ha unificado el criterio de las denominaciones (que unas veces son geográficas y otras referidas a rasgos litológicos y aún a rasgos morfológicos) por cuanto se prefirió mantener en la mayoría de los casos, salvo que se justificara plenamente

y con el fin de evitar confusiones, el nombre propuesto por el autor original.

Conclusiones

El estudio del registro sedimentario resultante de la última transgresión marina que afectó a la plataforma continental del nordeste bonaerense y áreas costeras adyacentes permitió establecer las siguientes conclusiones:

1. El paquete sedimentario conforma una típica secuencia depositacional de margen continental pasivo, que sin interrupciones se extiende desde el borde exterior de la plataforma hasta las llanuras costeras.

2. La secuencia depositacional se formó en respuesta a un único evento marino que tuvo una etapa transgresiva inicial ocurrida de manera progresiva y relativamente uniforme entre 18.000 y 6.000 años A.P., y una etapa final de regresión relativa acompañada de fuerte progradación costera entre 6.000 años A.P. y el presente. Aún no está documentada en la plataforma bonaerense una fluctuación del nivel del mar asociada al *Younger Dryas*. Se puede decir que alrededor de los 10.000 años A.P. el mar se encontraba en franco ascenso y a no más de unos 30 m por debajo de su posición actual.

3. A una escala global, el cambio climático que indujo al inicio de la última transgresión marina parece ser un evento de mucha mayor significación que los cambios ocurridos alrededor de los 10.000 años A.P., los que indudablemente están muy influenciados por cuestiones locales que muchas veces tienen una importante dependencia de las condiciones fisiográficas, climáticas, geológicas o dinámicas de cada región.

4. Bajo esta perspectiva y sobre la base de estudios geológicos submarinos, parecería poco práctico acotar el Holoceno a los últimos 10.000 años de evolución de los márgenes continentales, por cuanto de esta manera solamente se tienen en consideración las sucesiones sedimentarias depositadas sobre el continente y se limitaría arbitrariamente, por cuestiones locales propias de las regiones emergidas, una secuencia continua de mucha mayor extensión y duración temporal. Por esta razón, el término Holoceno es utilizado aquí para abarcar el período durante el cual evolucionó la secuencia depositacional resultante del último evento transgresivo. En consecuencia, el límite Pleistoceno-Holoceno estaría ubicado al comienzo de la transgresión.

5. La discordancia que separa a los registros sedimentarios de la última transgresión (Holoceno) de los infrayacentes del Plio-Pleistoceno, es de carácter tiempo-transgresivo por cuanto se desarrolló durante el lapso que duró el evento, y por lo tanto el hiato que ella representa abarca tiempos diferentes

según se la observe en el borde exterior de la plataforma o en las regiones costeras.

6. El límite físico entre el Pleistoceno y el Holoceno (definido éste como aquí se sugiere) presenta características diferentes según la posición geográfica del lugar de observación, pudiendo ubicarse por debajo de una secuencia marina, debajo o entre una secuencia fluvial o dentro de un suelo.

7. Las características de la secuencia depositacional holocena, sus discordancias basal e intermedia y la sucesión y relación espacial de las facies que la componen, permitieron reconocer dos cortejos sedimentarios, uno de carácter transgresivo y otro de nivel alto. Ellos están compuestos por ambientes sedimentarios interrelacionados entre sí cuyos registros geológicos fueron considerados desde el punto de vista de la nomenclatura estratigráfica como aloformaciones, que representan sistemas depositacionales constituidos por asociaciones de facies representativas de los siguientes ambientes sedimentarios: plataforma, costas protegidas (estuario, delta y llanuras costeras con sistemas de cordones de playa), y costas abiertas (llanuras costeras con sistemas de barreras litorales).

8. Se realizó una síntesis estratigráfica del Holoceno que permitió construir cuadros estratigráficos tipo para las tres áreas geográficas que comprenden al sector de la Cuenca del Salado afectada por la última transgresión marina: la plataforma continental interior, el Río de la Plata y las llanuras costeras.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre, M.L. y Whatley, R.C., 1995. Late Quaternary marginal marine deposits and palaeoenvironments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: a review. *Quaternary Science Review*, 14: 223-254.
- Ameghino, F., 1880. La formación Pampeana o estudio sobre los terrenos de transporte de la Cuenca del Plata. G. Masson, 376 p., París.
- Ameghino, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. *Actas Academia Nacional de Ciencias de Córdoba*, 6, 1028 p.
- Ameghino, F. 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán. *Anales Museo Nacional Buenos Aires*, 3 (10): 343-428.
- Brown, L.F. y Fisher, W.L., 1977. Seismic-stratigraphic interpretation and depositional systems: examples from Brazilian Rift and Pull-Appart Basins. En: Payton, Ch. (Ed.): *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 213-248.
- Cavallotto, J.L., 1988. Descripción e interpretación morfológica del Río de la Plata. Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur. Paraná, Entre Ríos. Resúmenes expandidos: 65-68.
- Cavallotto, J.L., 1995. Evolución geomorfológica de la llanura costera ubicada en el margen sur del Río de la Plata. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 635, 237 p. (inédito).
- Cavallotto, J.L., 1996. Estratigrafía del Holoceno de la llanura costera del margen sur del Río de la Plata. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 51-68. Buenos Aires.
- Cavallotto, J.L., Parker, G. y Violante, R.A., 1995a. Evolutionary characteristics of the southern coastal plain of the Río de la Plata. 2nd. Annual Meeting of IGCP 367: Late Quaternary coastal records of rapid change: application to present and future conditions, Abstracts: 17-18. Antofagasta.
- Cavallotto, J.L., Parker, G. y Violante, R.A., 1995b. Relative sea level changes in the Río de la Plata during the Holocene. 2nd. Annual Meeting of IGCP 367: Late Quaternary coastal records of rapid change: application to present and future conditions, Abstracts: 19-20. Antofagasta.
- CFI, 1975. Mapa Geológico de la Provincia de Buenos Aires. Convenio CFI, MAAPBA, MOP, La Plata: 61 p.
- Chappel, J. y Shackleton, N.J., 1986. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 234 (13): 137-140.
- Codignotto, J.O. y Aguirre, M., 1993. Coastal evolution, changes in sea level and molluscan fauna in northeastern Argentina during the Late Quaternary. *Marine Geology*, 110 (1/2): 163-176.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.R. y Marcomini, S.C., 1992. Neotectonism and sea-level changes in the coastal zone of Argentina. *Journal of Coastal Research*, 8 (1): 125-133.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.R. y Marcomini, S.C., 1993. Desplazamientos verticales y horizontales de la costa argentina en el Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (2): 125-132. Buenos Aires.
- Colado, U.R., Figini, A.J., Fidalgo, F. y Fucks, E.E., 1995. Los depósitos marinos del Cenozoico superior aflorantes en la zona comprendida entre Punta Indio y el río Samborombón, Provincia de Buenos Aires. *Actas 4as. Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 151-158. Junín.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Cortelezzi, C., 1977. Datación de las formaciones marinas en el Cuaternario de las proximidades de La Plata-Magdalena, Provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Serie 2* (341): 75-93.
- Cortelezzi, C. y Lerman, J., 1971. Estudio de las formaciones marinas de la costa atlántica de la Provincia de Buenos Aires. *LEMIT, Serie 2*, 178: 29 p.
- Curry, J.R., Emmel, F.J. y Crampton, P.J.S., 1967. Holocene history of a strand plain, lagoonal coast, Nayarit, Mexico. *Lagunas costeras, un simposio, Memoria Simposio Internacional Lagunas costeras*, UNAM-UNESCO: 63-100. México, D.F.
- Dangavs, N.V., 1983. Geología del Complejo Lagunar Salada Grande de General Lavalle y General Madariaga, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 161-174. Buenos Aires.
- Dangavs, N.V., 1988. Geología, sedimentología y limnología del Complejo Lagunar Salada Grande, Partidos de General Madariaga y General Lavalle, Provincia de Buenos Aires. Ministerio de Asuntos Agrarios de la Provincia de Buenos Aires, La Plata: 145 p.
- Doering, A., 1882. Geología. En: Informe de la Comisión Científica agregada al Estado Mayor General de la Expedición al Río Negro. Entrega 3, Buenos Aires.
- Embleton, C. y King, C., 1975. Glacial Geomorphology. Edward Arnold: 573 p.
- Farinati, E.A., 1984. Dataciones radiocarbónicas en depósitos holocenos de los alrededores de Bahía Blanca, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Resúmenes Simposio Internacional sobre cambios del nivel del mar y evolución costera en el Cuaternario tardío : 27-31. Mar del Plata.
- Fasano, J.L., Hernández, M.A., Isla, F.I. y Schnack, E.J., 1982. Aspectos evolutivos y ambientales de la Laguna Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. *Oceanologica Acta, Simposio Internacional sobre lagunas costeras, SCOR/IABO/UNESCO*: 285-292. Bordeaux.

- Fidalgo, F., 1979. Upper Pleistocene-Recent marine deposits in northeastern Buenos Aires Province (Argentina). *Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*: 384-404. Sao Paulo.
- Fidalgo, F. y Martínez, O.R., 1983. Algunas características geomorfológicas dentro del Partido de La Plata (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 263-279. Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y Tonni, E., 1982. The Holocene in Argentina, South America. En: Mangerud, J. *et al.*, (Eds.): *Chronostratigraphic subdivision of the Holocene*, Striae, Uppsala, 16: 49-52.
- Fidalgo, F., Colado, U. y De Francesco, F., 1973a. Sobre ingresiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Provincia de Buenos Aires). *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 3: 227-240. Villa Carlos Paz.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Colado, U., 1973b. Geología superficial en las hojas Castelli, J.M. Cobo y Monasterio (Provincia de Buenos Aires). *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 4: 27-39. Villa Carlos Paz.
- Fidalgo, F., De Francesco, F. y Pascual, R., 1975. Geología superficial de la llanura bonaerense. En: *Geología de la Provincia de Buenos Aires, Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino*: 103-138. Bahía Blanca.
- Fidalgo, F., Figini, A.J., Gómez, G.J., Carbonari, J.E. y Huarte, R.A., 1981. Dataciones radiocarbónicas en las Formaciones Las Escobas y Destacamento Río Salado, Provincia de Buenos Aires. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 6: 43-56. San Luis.
- Flint, R.F., 1971. *Glacial and Quaternary Geology*. J.Wiley & Sons, Inc., 892 p.
- Fray, Ch. y Ewing, M., 1963. Pleistocene sedimentation and fauna of the Argentine Shelf. *Proceedings Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 115 (6): 113-152.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología de la Provincia de Buenos Aires. *LEMIT*, Serie 2 (33): 72 p.
- Frenguelli, J., 1957. Neozoico. En: *Geografía de la República Argentina*, GAEA 2 (3a. parte): 1-113.
- Gómez, E.A. y Perillo, G.M.E., 1995. Submarine outcrops underneath shoreface-connected sand ridges, outer Bahía Blanca Estuary, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9 (2): 23-37.
- Gómez, G., Huarte, R.A., Figini, A., Carbonari, J.E., Zubiaga, A. y Fidalgo, F., 1985. Análisis y comparación de dataciones radiocarbónicas de conchas de la Formación las Escobas, Provincia de Buenos Aires. *Resúmenes 1as. Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 121-122. Tandil.
- González, M.A. y Ravizza, G., 1987. Sedimentos estuáricos del Pleistoceno tardío y Holoceno en la Isla Martín García, Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 231-243. Buenos Aires.
- González, M.A., Weiler, N.E. y Guida, N.G., 1988. Late Pleistocene and Holocene coastal behaviour from 33° to 40° south, Argentine Republic. *Journal of Coastal Research*, 4 (1): 59-68.
- Groeber, P., 1961. Contribución al conocimiento geológico del Delta del Paraná y alrededores. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas*, 2: 9-53.
- Guida, N.G. y González, M.A., 1984. Evidencias paleoestuarías en el sudeste de Entre Ríos, su vinculación con niveles marinos relativamente elevados del Pleistoceno superior. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 577-594. Bariloche.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L. y Lobo, F., 2000. Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall. En: Hunt, D. y Gawthorpe, R.L. (Eds.): *Sedimentary responses to forced regressions*. Geological Society, London, Special Publications, 172: 329-362.
- Iriondo, M., 1980. El Cuaternario de Entre Ríos. *Revista Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 11: 125-141.
- Iriondo, M., 1983. Facies sedimentarias del subsuelo del Delta del río Paraná. *Simposio sobre Oscilaciones del Nivel del Mar durante el último Hemicielo Deglacial en la Argentina*. *Actas Programa Internacional de Correlación Geológica*, IUGS-UNESCO: 91-100. Mar del Plata.
- Iriondo, M., 1999. Last Glacial Maximum and Hypsithermal in the Southern Hemisphere. *Quaternary International*, 62: 11-19.
- Isla, F. I., 1989. Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, 8: 359-368.
- Kutzbach, J.E., Bartlein, P.J., Prentice, I.C., Street-Perrott, F.A., Webb III, T. y Wright Jr., H.E., 1993. Epilog. En: Wright Jr., H.E. *et al.*, (Eds.): *Global climates since the Last Glacial Maximum*, University of Minnesota Press, Minneapolis-London, 20: 536-542.
- Larcombe, P. y Carter, R.M., 1998. Sequence architecture during the Holocene transgression: an example from the Great Barrier Reef Shelf, Australia. *Sedimentary Geology*, 117 (2): 97-121.
- Marcolini, S., Parker, G., Violante, R.A. y Cavallotto, J.L., 1992. Estructuras sedimentarias actuales de la plataforma interior y media del noreste de la Provincia de Buenos Aires. *Actas 4a. Reunión Argentina de Sedimentología*, 3: 1-8. La Plata.
- Markgraf, V., 1993. Climatic history of Central and South America since 18.000 yr. B.P.: comparison of Pollen Records and Model Simulations. En: Wright Jr., H.E. *et al.*, (Eds.): *Global climates since the Last Glacial Maximum*, University of Minnesota Press, Minneapolis-London, 14: 357-385.
- Matthews, R.K., 1974. *Dynamic Stratigraphy*. Prentice Hall, Inc., 370 p.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. y Thompson, S., 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 2: The Depositional Sequence as a basic unit for Stratigraphic Analysis. En: Payton, Ch., (Ed.): *Seismic stratigraphy - Application to hydrocarbon exploration*. The American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 53-62.
- Mörner, N.-A., 1971. The Holocene eustatic sea level problem. *Geology in Mijnbow*, 50 (5): 699-702.
- Mörner, N.-A., 1984. Differential Holocene sea level changes over the globe: evidence for glacial eustasy, geoidal eustasy and crustal movements. *Resúmenes Simposio Internacional sobre cambios del nivel del mar y evolución costera en el Cuaternario tardío*: 70-73. Mar del Plata.
- 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): 83-167. Buenos Aires.
- Parker, G., 1980. Estratigrafía y evolución morfológica durante el Holoceno en Punta Médanos (planicie costera y plataforma interior), Provincia de Buenos Aires. *Actas Simposio sobre Problemas Geológicos del Litoral Atlántico Bonaerense*: 205-224. Mar del Plata.
- Parker, G., 1990. Estratigrafía del Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 193-204. Buenos Aires.
- Parker, G. y Marcolini, S., 1992. Geomorfología del Delta del Paraná y su extensión hacia el Río de la Plata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 243-250. Buenos Aires.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1982. Geología del frente de costa y plataforma interior entre Pinamar y Mar de Ajó. *Acta Oceanográfica Argentina*, 3 (1): 57-91.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1990. Geología y geomorfología, Regiones 1 y 2: Punta Rasa-Faro Querandí. En: *Estudio para la Evaluación del Recurso Hídrico Subterráneo de la Región Costera Atlántica*. Informe final Convenio de cooperación CFI-SHN, tomo 2: 110 p. y anexos.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1993. Río de la Plata y regiones adyacentes. En: Iriondo, M. (Ed.): *El Holoceno en Argentina*, 2: 163-229.
- Parker, G., Marcolini, S., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Costa, I.P. y Cavallotto, J.L., 1990a. Evolución costera durante el

- Holoceno en plataforma interior y llanuras costeras del noreste bonaerense. Resúmenes Simposio Internacional sobre costas cuaternarias: evolución, procesos y cambios futuros: 53-54. La Plata.
- Parker, G., Paterlini, C.M., Costa, I.P., Violante, R.A., Marcolini, S. y Cavallotto, J.L., 1990b. La sismica de alta resolución en el estudio de la evolución costera del noreste bonaerense durante el Cuaternario. Resúmenes Simposio Internacional sobre costas cuaternarias: evolución, procesos y cambios futuros: 49-50. La Plata.
- Parker, G., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Costa, I.P., Marcolini, S. y Cavallotto, J.L., 1999. Descripción geológica de la Terraza Rioplatense (Plataforma interior norbonaerense). Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Boletín N° 273, Buenos Aires.
- Pirazzoli, P.A., 1991. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. Elsevier Oceanographic Series, 58: 300 p.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T. y Vail, P.R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition. 1: Conceptual framework. En: Wilgus, C.K. *et al.*, (Eds.): Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 42: 109-124.
- Rampino, M.A. y Sanders, J.E., 1980. Holocene transgression in South-Central Long Island, New York. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (4): 1063-1080.
- Ravizza, G., 1984. Principales aspectos geológicos del Cuaternario de la Isla Martín García. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 125-130. Buenos Aires.
- Reading, H.G., 1986. Facies. En: Reading, H.G. (Ed.), *Sedimentary environments and facies* (2a. ed.), 2: 4-19. Blackwell Scientific Publications.
- Rovereto, G., 1911. *Studi di Geomorfologia Argentina*. 2: il Rio della Plata. Tipografia della Pace, E. Cuggiani, Roma: 312-350.
- Schnack, E. y Gardenal, M., 1979. Holocene transgressive deposits, Mar Chiquita Lagoon area, Province of Buenos Aires, Argentina. *Proceedings International Symposium on coastal evolution in the Quaternary*: 419-425. Sao Paulo.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.L., 1980. Los ambientes ingresivos del Holoceno en la región de Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. *Simposio sobre problemas geológicos del litoral atlántico bonaerense*: 229-242. Mar del Plata.
- Schnack, E.J., Fasano, J.L. e Isla, F.L., 1982. The evolution of Mar Chiquita Lagoon Coast, Buenos Aires Province, Argentina. *Proceedings International Symposium on sea level change in the last 15,000 years, magnitude and causes*: 143-155. Columbia.
- Schneider, R., Bard, E. y Mix, A.C., 2000. Late Ice Age Global Ocean and Land Surface Temperatures: the EPILOG initiative. *Pages Newsletter* 2000-2, 8 (2): 19-21.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Review*, 6: 183-190.
- Suguio, K., Martín, L. y Flexor, J-M., 1988. Quaternary sea levels of the Brazilian Coast: Recent Progress. *Episodes*, 11 (3): 203-208.
- Swift D. J. P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. *Journal of Geology*, 76: 444-456.
- Tricart, J., 1973. Geomorfología de la Pampa Deprimida. I.N.T.A., Colección Científica, 12: 202 p.
- Urien, C.M., 1966. Distribución de los sedimentos en el Río de la Plata superior. *Boletín Servicio de Hidrografía Naval* (tirada aparte): 197-203.
- Urien, C.M., 1967. Los sedimentos modernos del Río de la Plata exterior, Argentina. *Boletín Servicio de Hidrografía Naval*, 4 (2): 113-213.
- Urien, C. M., 1970. Les rivages et plateau continental du Sud du Brésil, de l'Uruguay et de l'Argentine. *Quaternaria*, 12: 57-69.
- Urien, C.M. y Ewing, M., 1974. Recent sediments and environments of Southern Brazil, Uruguay, Buenos Aires and Río Negro Continental Shelf. En: Burke, C.A. y Drake, C.L. (Eds.): *The Geology of the Continental Margins*, p. 155-177. Springer-Verlag, New York.
- Urien, C.M. y Mouzo, F., 1968. Algunos aspectos morfológicos de la plataforma continental en las proximidades del Río de la Plata. *Boletín del Servicio de Hidrografía Naval*, 4 (3): 8.
- Urien, C.M., Martins, L.R. y Martins, L.R., 1979. Modelos deposicionales en la Plataforma Continental de Río Grande do Sul, Uruguay y Buenos Aires. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2: 639-658. Neuquén.
- van der Hammen, T., Wijmstra, T.A. y Zagwijn, W.H., 1971. The floral record of the Late Cenozoic of Europe. En: Turekian, K. (Ed.): *The Late Cenozoic glacial ages*, p. 391-424. Yale University Press, New Haven and London.
- Violante, R.A., 1988. Ambientes asociados a un sistema de barrera litoral en el Holoceno de la llanura costera al sur de Villa Gesell. *Resúmenes expandidos Simposio Internacional sobre el Holoceno en América del Sur*: 61-64. Paraná, Entre Ríos.
- Violante, R.A., 1992. Ambientes sedimentarios asociados a un sistema de barrera litoral del Holoceno en la llanura costera al sur de Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 201-214. Buenos Aires.
- Violante, R.A. y Parker, G., 1992. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (2): 215-228. Buenos Aires.
- Violante, R.A., Parker, G., Cavallotto, J.L. y Marcolini, S., 1992. La Secuencia Depositacional del Holoceno en el «Río» de la Plata y plataforma del noreste bonaerense. *Actas 4a. Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 275-282. La Plata.
- 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*. p. 1-14. Geological Association of Canada.
- Weiler, N.E. y González, M.A., 1988. Evolución ambiental de Laguna de Sotelo (Provincia de Buenos Aires) y regiones adyacentes durante el Pleistoceno tardío y Holoceno. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 529-543. Buenos Aires.
- Weiler, N. E. y González, M.A., 1990. Análisis geocronológico de los episodios eustáticos del Holoceno en latitudes medias de la República Argentina. *Climas cuaternarios de América del Sur, Colombia, Resúmenes y contribuciones científicas*: 1-14.
- Zárate, M., 1989. Estratigrafía y geología del Cenozoico tardío aflorante en los acantilados marinos comprendidos entre Playa San Carlos y el Arroyo Chapadmalal, Partido de General Pueyrredón. Provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral Nro. 546, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 222 p.
- Zubakov, V.A. y Borzenkova, I.I., 1990. Global Palaeoclimate of the Late Cenozoic. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 12. Elsevier, Amsterdam-New York: 462 p.

Recibido: 19 de julio, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires

Laura E. GRECCO^{1,2}, Sergio H. DELPINO¹, Daniel A. GREGORI^{1,2} y Luis V. DIMIERI^{1,2}

¹ Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670 – 8000 Bahía Blanca, Argentina

² CONICET

E-mail: mlgrecco@criba.edu.ar

ABSTRACT. Evaluation of the mobility of major and trace elements during the mylonitization of basement rocks from Sierras Australes of Buenos Aires. Several authors have demonstrated that the distribution of major and trace elements can be modified by processes such as meteorization, metamorphism or hydrothermal alteration. The mobility of chemical elements in ductile shear zones have been little studied, and the papers that deal with these problem are relatively recent. The mobility of the chemical elements in shear zones will depend on a number of variables, mainly the mineralogical constitution, texture and chemical composition of the protolith, and the deformation regime. We present the preliminary results of a study on the mobility of the chemical elements associated with the development of ductile shear zones, on granitic rocks from the Sierras Australes of the Buenos Aires basement. Mylonitization caused mobilization of almost all major and trace elements, including rare earths. The mobility of elements is mainly a function of relicts, recrystallized and neocrystallized minerals. At the lowest degrees of deformation, quartz and constituents of mica (Si, Al, Cr, Rb, Ba y Cs) proved to be the less mobile elements. Intense deformation (ultramylonites) promoted extreme mobility of almost all elements, except Si. In all cases LREE decreased with the increasing deformation, but HREE showed a different behaviour, increasing with the intensification of deformation in one of the examples presented here, and decreasing in the other. Precipitation of HREE in enriched mylonites, might be tentatively ascribed to the crystallization of accessory minerals during deformation.

Key words: Mylonites, Mobility, Basement, Sierras Australes

Palabras clave: Milonitas, Movilidad, Basamento, Sierras Australes

Introducción

Numerosos autores (Gresens 1967; Grant 1986; Condie y Sinha 1996) han demostrado que procesos tales como meteorización, metamorfismo y alteración hidrotermal, modifican la distribución de los elementos mayoritarios y traza en las rocas. Los estudios referentes a la movilidad de los elementos químicos en zonas de cizallamiento dúctil son escasos y relativamente recientes (Bailey *et al.* 1994; Marquer *et al.* 1994; Condie y Sinha 1996; Streit y Cox 1998). La milonitización combina por lo general recristalización y desestabilización de fases primarias, con cristalización de nuevas asociaciones minerales estables bajo los regímenes físico-químicos imperantes durante la deformación.

En el análisis del metamorfismo dinamo-térmico asociado a las zonas de cizallamiento dúctil, deben considerarse una serie de factores fundamentales: cada mineral en la roca original tiene su propio campo de estabilidad-inestabilidad y necesita de condiciones específicas para recristalizar; la desestabiliza-

ción química (durante la retrogradación) como la recristalización, son procesos incentivados por la presencia de fluidos durante la deformación (Tullis y Yund 1982; Cox y Etheridge 1989; Hirth y Tullis 1992). Estos contribuirán a la movilidad intra e inter-cristalina de los elementos químicos (Farver y Yund 1990); gran parte de los elementos traza como P, Zr, Hf, REE, Y, Th y U son componentes esenciales de los accesorios incluidos en las fases mayoritarias de las rocas (Hanson 1978; Bea 1995, 1996; Rollinson 1995). La accesibilidad a esos elementos puede ser restringida, y dependerá del comportamiento reológico de las fases hospedantes.

De acuerdo a los factores enumerados precedentemente, la movilidad de los elementos químicos en las zonas de cizallamiento dúctil dependerá de una sumatoria de variables, pero primordialmente de la composición mineralógica, arreglo textural y químico del protolito, y del régimen de deformación operante. Cada proceso de milonitización, en cada ambiente geológico en particular, puede tener características peculiares que podrían evaluarse comparando

los cambios producidos en las composiciones químicas y mineralógicas de las rocas con el incremento progresivo de la deformación y con la composición química y mineralógica del protolito inicial.

Objetivo y metodología de trabajo

La finalidad del presente trabajo es evaluar los cambios químicos asociados con la milonitización de granitos del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires. Se analizan las variaciones de elementos mayoritarios y traza con el incremento del grado de deformación, y se correlacionan los cambios químicos a los mineralógicos observados.

Se aplicaron dos modalidades de muestreo. En el primer caso, el protolito dista varios metros de las fajas de cizalla con las cuales se lo compara. En el segundo, se realizó un muestreo de detalle en los bordes de una faja ultramilonítica delgada que atraviesa un cuerpo de granito de grano grueso, siendo la escala de muestreo del orden de centímetros.

Ubicación del área y ambiente geológico

Las Sierras Australes de Buenos Aires (Fig. 1), están constituidas por un conjunto montañoso formado casi exclusivamente por rocas sedimentarias paleozoicas cuyo estilo tectónico sobresaliente es el plegamiento. El ordenamiento estratigráfico de la secuencia sedimentaria fue establecido por Harrington (1947). El basamento sobre el que se apoya la pila sedimentaria está representado por escasos afloramientos aislados, de reducida extensión, limitados a la margen noroccidental y occidental del sistema serrano. Este basamento de edad precámbrica, está



Figura 1: Mapa de ubicación de las áreas de estudio.

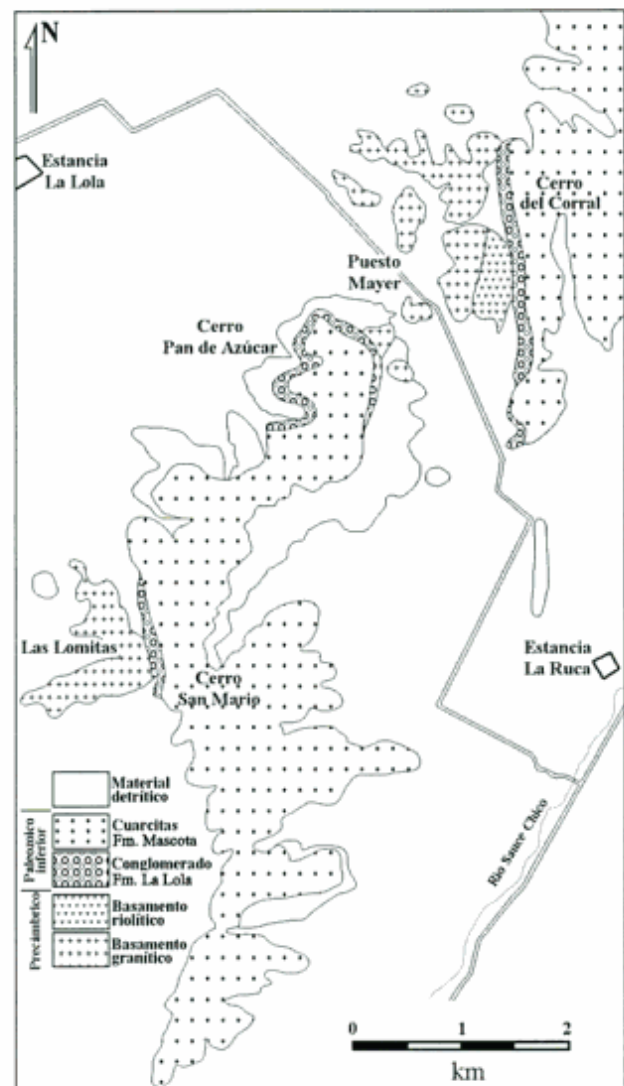


Figura 2: Mapa geológico de afloramientos del área que incluye a las localidades de estudio.

integrado esencialmente por rocas ígneas plutónicas y volcánicas ácidas (granitos y pegmatitas asociadas, pórfidos graníticos y riolitas).

Las localidades analizadas se sitúan en el borde occidental de las Sierras Australes de Buenos Aires y comprenden los afloramientos situados en el cerro del Corral y Las Lomitas (Figs. 1 y 2). Las áreas miloníticas estudiadas forman parte del basamento deformado conjuntamente con la cubierta sedimentaria en el Permo-Triásico. Ambas localidades, por su importancia crítica en el entendimiento de la evolución tectonometamórfica de las Sierras Australes, han sido objeto de numerosas investigaciones con diferentes finalidades (Harrington 1947; Kilmurray 1975; Llambías y Prozzi 1975; Varela *et al.* 1986; Japas 1989; Sellés Martínez 1989; Grecco 1990; Dimieri *et al.* 1990; Cobbold *et al.* 1991; Von Gosen *et al.* 1991; Delpino y Dimieri 1992, 1993; Delpino 1993; Grecco y Gregori 1993; Grecco *et al.* 1998;

Grecco *et al.* 1999).

El área del cerro del Corral está compuesto por dos unidades litológicas originalmente bien diferenciadas: granitos y riolitas. Ambas unidades han sufrido la acción de un metamorfismo dinamo-térmico intenso que produjo fajas con grados variables de deformación, caracterizadas por rocas que pueden clasificarse como protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. En la presente contribución se focalizaron los estudios sobre el granito protomilonítico que constituye los afloramientos más occidentales del cerro del Corral y las fajas miloníticas asociadas a él. Estudios de las mismas características sobre las riolitas de este perfil y rocas basamentales de otras áreas no consideradas en el presente trabajo, están en proceso de elaboración.

El granito protomilonítico (Fig. 3a) tiene aspecto gnéisico, con lentes de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y paquetes de muscovita-biotita, enmarcados por folias sericíticas con cantidades subordinadas de cuarzo y feldespato de grano muy fino. La foliación varía en fajas, de acuerdo al grado de deformación, entre disyuntiva anastomosada y grosera según la clasificación de Twiss y Moores (1992). Con un pasaje más o menos abrupto, el granito protomilonítico se convierte en fajas miloníticas de tonalidad verdosa (Fig. 3b) de hasta 2 m de espesor. Es notorio el incremento de planos de esquistosidad suavemente anastomosados que delimitan porciones lenticulares, romboidales o cintadas. La foliación es disyuntiva suave (Twiss y Moores 1992). Los domi-

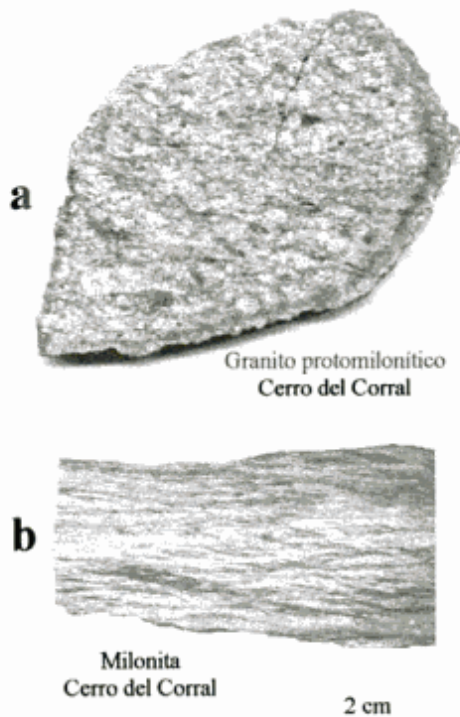


Figura 3: Fotos mesoscópicas de las rocas del ejemplo Cerro del Corral.

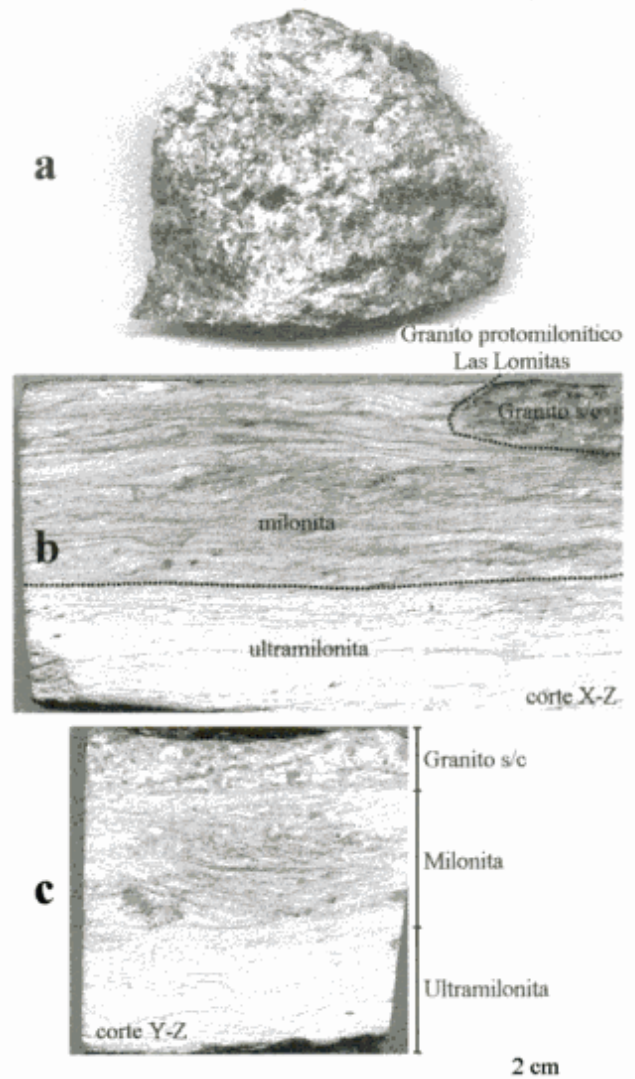


Figura 4: Fotos mesoscópicas de las rocas correspondientes al ejemplo Las Lomitas.

nios de clivaje están constituidos por sericita. Entre éstos se preservan granos anhedrales de cuarzo y lentes o cintas feldespáticas de color blanco lechoso.

El perfil de Las Lomitas está compuesto por rocas originalmente graníticas y porfiroides con diferentes grados de deformación en fajas, que pueden clasificarse como protomilonitas, milonitas y ultramilonitas. La porción del perfil de Las Lomitas estudiada (extremo más occidental, Fig. 2), está compuesta por un granito rosado de grano grueso con foliación grosera, discontinua, remarcada por finas folias micáceas de tonalidad verdosa (Fig. 4a). En este sector el granito aparece atravesado por fajas miloníticas-ultramiloníticas de hasta 50 cm de espesor, de tonalidad verdosa y contactos abruptos. Con una separación de unos pocos centímetros, el granito protomilonítico pasa progresivamente a una milo-

nita s/c en donde a pesar de la reducción del tamaño de grano y el cambio textural, se preserva parte de la mineralogía y aspecto del granito (Fig. 4b y 4c, extremo superior derecho y superior, respectivamente). Hacia el interior de la faja, y a través de un contacto bastante abrupto, la roca se transforma en una milonita verdosa en donde es posible observar aún una importante proporción de clastos, inmersos en una matriz de grano fino (Fig. 4b y 4c, centro superior y superior, respectivamente). Hacia el centro de la faja decrece la proporción fenoclastos/matriz, constituyendo una ultramilonita con texturas cintadas y escasos fenoclastos, casi con exclusividad de cuarzo (Fig. 4b y 4c, extremo inferior).

Análisis petrográfico

Cerro del Corral

En el granito protomilonítico del cerro del Corral se distinguen un dominio laminar constituido por cristales de sericita isorientados, entremezclados con un agregado cuarzo-feldespático de grano fino subordinado en cantidad a la mica. En el dominio interlaminar están parcialmente preservadas la textura y composición mineralógica del protolito, en la forma de agregados poliminerálicos con arreglo granular de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y listones de biotita y muscovita primarias. Como minerales accesorios, se observan opacos (ilmenita) y granos anhedrales de circón. Este último y apatito suelen estar incluidos en cristales de biotita. La deformación produjo intensa recristalización del cuarzo, recristalización incipiente de biotitas y feldespato potásico, curvatura y pliegues *kink* en cristales de biotita y muscovita primarias y fracturamiento frágil de la plagioclasa. La desestabilización química afectó en mayor medida a los cristales de plagioclasa y biotita y en menor medida al feldespato potásico. La roca muestra además, evidencias de disolución por presión que afectó prácticamente a la totalidad de los componentes primarios esenciales. La presencia de fluidos y el proceso de transferencia de masas asociado al mecanismo de disolución por presión, queda evidenciado en la cristalización de neominerales entremezclados con granos recristalizados en la matriz, o en fracturas de extensión y sombras de presión de cristales relictos del protolito. Los minerales cristalizados durante la deformación son sericita, cuarzo, feldespatos y biotita. En menor proporción y como productos directamente asociados a la desestabilización del relicto: calcita, titanita y clinozoisita sobre cristales de plagioclasa; óxidos de titanio, opacos y epidoto sobre biotitas desferrizadas. El proceso de deformación

tuvo lugar bajo condiciones de metamorfismo de facies de esquistos verdes (Dimieri *et al.* 1990; Cobbold *et al.* 1991; Von Gosen *et al.* 1991; Delpino y Dimieri 1992; Grecco y Gregori 1993; Delpino 1993; Grecco *et al.* 1998).

La faja milonítica muestra en microscopio petrográfico una matriz rica en sericita-muscovita con escasa proporción cuarzo-feldespática. Los fenoclastos son de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. No se observan remanentes de biotita o muscovita primarias. El cuarzo preserva evidencias de recristalización en colas de presión y fracturas de extensión. El feldespato potásico experimenta una reducción marcada del tamaño de grano y un aumento de la alteración sericitica. Presenta fracturas de extensión rellenas de feldespatos, cuarzo y sericita. La plagioclasa está afectada por disolución por presión y muestra intensa retrogradación química. Los relictos cristalinos de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico primarios, tienen con frecuencia moderada deformación interna y caras rectas de disolución por presión paralelas a la foliación. El proceso de transferencia de masas asociado a la disolución por presión, se refleja en la cristalización de individuos de cuarzo y feldespato con aspecto fibroso, entremezclados con micas en las sombras de presión y fracturas de extensión de los granos relictos. Las micas de la matriz presentan granulometría variable. Desarrollan mayor tamaño de grano en sombras de presión, fracturas de extensión y en proximidades de las superficies de disolución por presión. En general la mica es débil a moderadamente coloreada y pleocroica. La matriz contiene abundante cantidad de minerales accesorios como circón, epidoto y un mineral diminuto, incoloro, de baja birrefringencia y alto relieve, todavía no fehacientemente identificado. Las superficies de disolución por presión son zonas enriquecidas en minerales opacos y otros accesorios difíciles de identificar petrográficamente por su diminuto tamaño.

Las Lomitas

El granito protomilonítico de grano grueso tiene como componentes esenciales feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa (oligoclasa), escasa biotita desferrizada y como accesorios ilmenita, circón y apatito. El cuarzo aparece en fenoclastos anhedrales con extinción fragmentada y recristalización en bordes y fracturas internas. El feldespato alcalino se presenta como pertitas con exolución de plagioclasa albitica y muestra recristalización incipiente y maclado en parrilla en los sectores cristalinos más deformados. La alteración a cuarzo-sericita es moderada. Los fenoclastos fracturados de plagioclasa desarrollan pliegues *kink* o débil curvatura del maclado polisintético. Dependiendo del sector, los cristales presentan alte-

ración cuarzo-sericítica desde incipiente a intensa. La biotita es escasa y aparece en láminas y escamas desferrizadas con leve pleocroísmo y frecuente flexuramiento. Ocasionalmente está retrogradada a clorita y minerales opacos. Los minerales accesorios primarios, circón y apatito, están incluidos en biotita, mientras la ilmenita aparece como mineral independiente constituyendo individuos semi-translúcidos de bordes carcomidos por la transformación parcial a agregados de óxidos de titanio. Las micas cristalizadas en su entorno tienen un color más intenso y mayor pleocroísmo que las del resto de las folias micáceas debido al exceso de hierro. Las folias micáceas son escasas y discontinuas, sericíticas-muscovíticas y muestran restos de plagioclasa relíctica. Completan la mineralogía secundaria asociada al proceso de deformación, calcita, epidoto, clorita y magnetita. Calcita y epidoto constituyen cristales intersticiales o cristalizan sobre las plagioclasas. La calcita se asocia a cuarzo, feldespato potásico, en fracturas de extensión desarrolladas en cristales de feldespato potásico. Clorita, magnetita y óxidos de titanio acompañan la retrogradación de la biotita primaria; los dos últimos retrogradan también a la ilmenita.

La milonita *s/c* mantiene en parte las características del granito protomilonítico entre las superficies *s*. Los microlitones sigmoidales preservan su apariencia granítica en escala mesoscópica. Microscópicamente se observa: restos de fenoclastos de cuarzo con extinciones fragmentadas y recristalización intensa en bordes cristalinos, sombras de presión y fracturas de extensión; fenoclastos de plagioclasa fracturados y con retrogradación incipiente a moderada a sericita y cuarzo; clastos de feldespato potásico pefítico intensamente alterados a sericita y cuarzo; abundantes relictos de cristales de ilmenita con las características de retrogradación descritas en el granito protomilonítico. Ambos feldespatos presentan bordes cristalinos inalterados, límpidos y de baja birrefringencia, probablemente por albitización. No se observa biotita primaria. Las folias que remarcan las superficies *s* y *c* están compuestas por muscovita-sericita, débilmente coloreada y pleocroica. Entre las micas suelen reconocerse restos de cristales de plagioclasa y accesorios como circón, apatito e ilmenita. Esta última aparece como restos de cristales mayores desmembrados a agregados de fragmentos de grano fino, redistribuidos siguiendo la orientación de las folias micáceas. En las proximidades de cristales de ilmenita relícticos, la sericita-muscovita neoformada es más coloreada y pleocroica, lo que podría relacionarse al aporte de Fe y Ti por parte de la ilmenita contigua.

Las milonitas muestran un notorio incremento de matriz que engloba clastos monominerales de los componentes relícticos (cuarzo-plagioclasa-feldespato potásico) o poliminerales con los tres mencionados. Mientras la matriz de la milonita *s/c* era dominante-

mente sericítica-muscovítica, en las milonitas predominan las bandas de cuarzo recristalizado intercaladas con folias micáceas de grano medio a fino. Como minerales accesorios remanentes se observan diminutos y escasos granos de circón y opacos.

Las ultramilonitas están compuestas en más del 90% por una matriz cuarzosa recristalizada, alternante con bandas sericíticas delgadas y de grano fino. Los fenoclastos remanentes son escasos, pequeños y casi exclusivamente de cuarzo. Como minerales accesorios hay opacos de grano muy fino dispuestos a lo largo de las folias micáceas y escasos granos de circón.

Análisis geoquímico

Las composiciones químicas de elementos mayoritarios y traza de las rocas estudiadas se presentan en la Tabla 1. Los análisis fueron efectuados en el *Activation Laboratories Ltd.*, Canadá. Se utilizó la metodología de Fusión-ICP para los óxidos mayoritarios y Fusión-ICP/MS para los restantes elementos. La movilidad de los elementos mayoritarios y traza (excepto las REE), fue evaluada mediante el método gráfico de las isoconas de Gresens (1967). Este método permite estimar las pérdidas y ganancias de elementos relativas al protolito, mediante la construcción de una línea de concentración constante denominada isocona. La elección de la isocona puede resultar problemática si no se cuenta con una indicación, suficientemente probada, de la inmovilidad de ciertos elementos en un proceso geológico particular. Específicamente en milonitas, la recopilación bibliográfica indica que algunos elementos se han comportado como inmóviles en determinadas circunstancias y como móviles en otras, dependiendo de las características del proceso de deformación y del protolito afectado (Bea 1995, 1996; Condie y Sinha 1996). Por lo tanto, la construcción de la isocona más adecuada, dependerá en gran medida del proceso observado en cada área en particular. La elección de las isoconas en el presente trabajo, se ha sustentado en el comportamiento químico combinado con estudios petrográficos. Las tierras raras han sido separadas del análisis precedente y se presentan como diagramas normalizados a condritas.

Granito protomilonítico-milonita (Cerro del Corral)

Diagrama de isoconas: Si se comparan los análisis del granito protomilonítico del cerro del Corral con la faja milonítica correspondiente (Tabla 1), se observa que los porcentajes en peso de los óxidos

de silicio y aluminio permanecen relativamente constantes (con un incremento máximo en el caso de la sílice de aproximadamente 12%) y todos los otros elementos sufren pérdidas o ganancias relativas. Si la elección de los elementos inmóviles para la construcción de la isocona es correcta, la línea con mejor ajuste entre esos elementos pasará por el origen del sistema de coordenadas, como ocurre cuando se traza la isocona Si-Al (Fig. 5a). En base a la descripción petrográfica, la milonita muestra una disminución significativa de los feldespatos, micas y accesorios primarios. Los remanentes están además, intensamente retrogradados. En contrapartida, preserva en gran medida el cuarzo relicto y recrystalizado y el desarrollo de cristalización secundaria de sericitamuscovita, cuarzo y feldespato potásico. Esta asocia-

ción mineralógica resultante del proceso de deformación, explica satisfactoriamente la relativa inmovilidad del Si y Al, y la escasa movilidad del K, dado que estos elementos son componentes esenciales de los minerales citados. La elección de la isocona Si-Al queda sustentada por la química y la mineralogía de las rocas, y su propia construcción. Además de los elementos mayoritarios citados, muestran escasa movilidad los elementos traza Cr, Co, Rb, Th, Sc, Nb, Ga, y H₂O (expresada como LOI), y mediana movilidad los elementos Ba, Cs, Cu, Hf, Ta y Zn. El Cr es un reemplazante corriente del Al octaédrico en micas muscovíticas, mientras Rb, Cs y Ba por su similitud en radio y carga iónica (Rollinson 1995), son reemplazos frecuentes del K tanto en micas blancas como en feldespato potásico (Deer *et al.* 1992).

Tabla 1: Composición química de elementos mayoritarios (% en peso) y traza (ppm).

	Granitos protomiloníticos Cerro del Corral		Milonitas Cerro del Corral		Granitos protomiloníticos Las Lomitas		Granito s/c	Milonita	Ultra- milonita
SiO ₂	68,44	70,23	73,05	80,51	76,09	72,89	74,37	82,25	89,97
TiO ₂	0,54	0,54	0,07	0,05	0,21	0,27	0,29	0,15	0,11
Al ₂ O ₃	15,37	15,1	17,15	12,2	14,75	14,78	13,06	9,17	4,97
FeO	2,8	3,05	1,46	1,27	1,08	1,19	2,43	2,09	1,39
MnO	0,04	0,06	0,01	0,01	0,01	0,03	0,04	0,04	0,02
MgO	0,92	0,77	0,44	0,28	0,38	0,34	0,65	0,6	0,34
CaO	0,46	0,41	0	0,02	0,24	0,89	0,15	0,05	0,04
Na ₂ O	2,5	2,35	0,24	1,14	1,02	2,23	2,46	0,74	0,39
K ₂ O	5,32	4,6	4,91	3,44	5,21	5,11	3,85	3,34	1,74
P ₂ O ₅	0,17	0,25	0,02	0,02	0,06	0,05	0,06	0,03	0,03
LOI	2,93	1,6	2,05	1,57	1,82	1,57	1,62	1,45	0,6
Total	99,49	98,96	99,4	100,51	100,87	99,35	98,98	99,91	99,6
Cr	10	38	12	10	13	21	20	20	20
Co	57	3,5	47	0,5	86	104	2,0	2,0	1,0
Sc	4	4	3	3	3	5	7	5	3
V	41	32	8	8	8	15	19	16	9
Cu	3	10	5	10	2	2	10	15	10
Pb	26,0	58,0	44,0	28,0	24,0	22,0	5,0	6,0	5,0
Zn	98	112	75	54	47	102	99	87	66
Rb	208	201	171	130	177	220	261	246	134
Cs	2,0	5,1	1,0	1,2	1,0	3,0	3,2	3,1	1,8
Ba	1073	1038	555	470	752	579	745	644	339
Sr	143	110	20	16	99	98	35	12	8
Ga	21	21	16	14	15	17	24	23	13
Ta	1,00	0,83	2,00	1,11	5,00	3,04	1,30	1,10	0,80
Nb	17,3	12,0	24,6	12,0	23,7	25,6	18,0	12,0	8,0
Hf	8,0	5,5	5,0	3,6	5,0	7,0	4,9	3,7	3,0
Zr	200	195	97	90	137	145	250	156	127
Y	9	17	23	21	24	31	21	9	7
Th	21,12	18,00	18,55	14,00	18,01	25,19	11	9,4	7,8
U	0,40	1,20	3,75	2,00	1,11	2,60	1,40	1,10	0,90
La	34,0	61,0	19,0	16,0	38,0	51,0	5,5	3,2	3,2
Ce	77,0	127,0	35,0	25,0	67,0	81,0	3,5	2,9	1,3
Nd	30,0	54,0	14,0	13,0	32,0	35,0	5,7	3,5	3,2
Sm	4,6	9,5	2,5	2,7	4,5	6,0	1,4	0,8	0,7
Eu	0,60	1,29	0,40	0,46	0,90	1,00	0,24	0,17	0,13
Tb	0,50	0,80	0,60	0,61	0,62	0,63	0,64	0,65	0,66
Yb	1,20	1,20	3,07	2,40	4,01	5,43	2,10	1,30	1,00
Lu	0,13	0,17	0,45	0,36	0,53	0,70	0,36	0,24	0,20
Suma REE	148,0	255,0	75,0	60,5	147,6	180,8	19,4	12,8	10,4

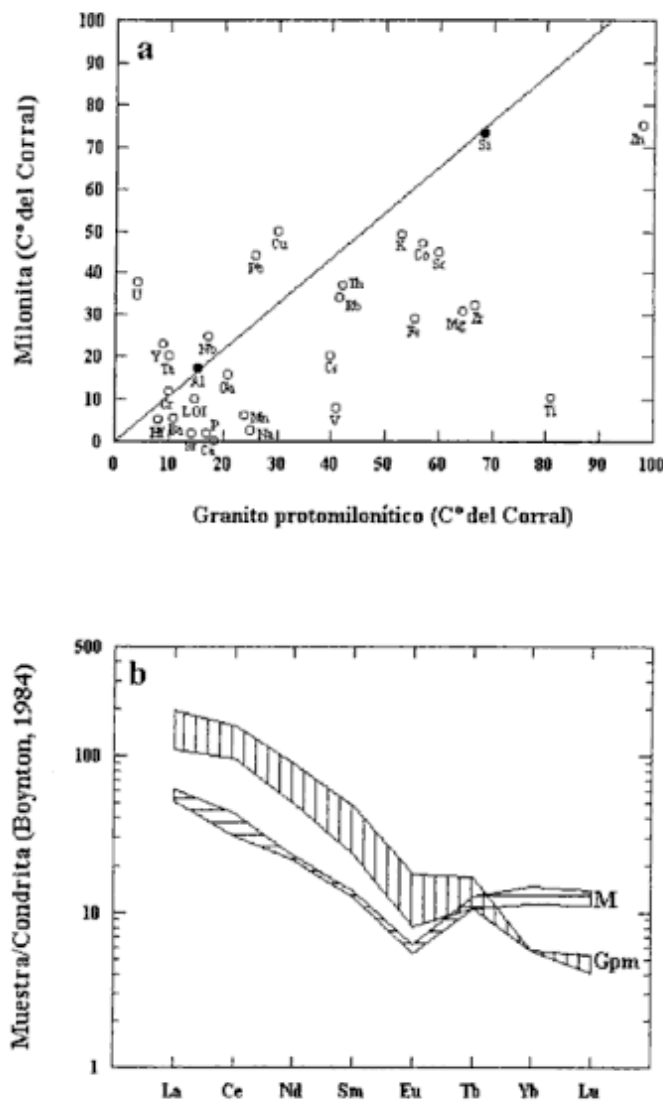


Figura 5: a, Diagrama de isoconas correspondiente al ejemplo Cerro del Corral. En círculos llenos se indican los elementos con los cuales se construyó la isocona. Detalles en el texto. b, Diagrama de tierras raras correspondientes a las muestras del cerro del Corral. Gpm: granitos protomiloníticos; M: milonitas. Detalles en el texto.

Por lo tanto, la asociación neomineral (sericita-muscovita+faldespato potásico) es capaz de retener estos elementos lo que explica su escasa movilidad. Dentro de los elementos que sufren pérdidas notables se encuentran Ti, Ca, Na, Fe, Mn, Mg, P y los traza Sr, Zr y V. Ti, Fe, Mn y Mg son componentes esenciales en biotitas e ilmenitas, dos de los minerales primarios del protolito. Ambas especies han sido intensamente desestabilizadas durante el proceso de deformación. En contrapartida, la faja milonítica no muestra cristalización importante de mafitos asociados al proceso de deformación, a pesar de que la sericita es algo coloreada y débilmente pleocroica y podría presentar sustitución del Al octahédrico por algo de Fe y Mg (Fengita?). Ca y Na son componentes esenciales de la plagioclasa, mineral del protolito

que ha sufrido con mayor intensidad la retrogradación. La retrogradación en la faja milonítica es esencialmente cuarzo-sericitica y no se ha observado cristalización importante de fases cálcicas o sódicas que pudieran retener estos elementos. Sr y Zn residen por lo general como traza dentro de fases mayoritarias (Bea 1995, 1996). El Sr está normalmente asociado con la plagioclasa, y muestra un empobrecimiento notorio comparable al de Na y Ca. V y Zn suelen reemplazar al Fe^{2+} en magnetitas-ilmenitas (Deer *et al.* 1992). P y Zr, este último frecuentemente sustituido en parte por Hf por su similitud en radios y cargas iónicas (Rollinson 1995), son elementos esenciales de los minerales apatito y circón, respectivamente. Estos minerales se encuentran en el protolito mayoritariamente como inclusiones en biotitas. La gran movilidad de estos elementos, demuestra que la intensa desestabilización del filosilicato hospedante, ha expuesto a dichas inclusiones a los procesos de deformación y retrogradación. Pb, Y y U, junto a Nb y Ta, se enriquecen en la faja milonítica. Estos elementos tienen radios y cargas iónicas similares, y es de esperar tengan comportamientos geoquímicos equivalentes (Rollinson 1995). Por las mismas razones, estos elementos tienen afinidad también con las tierras raras pesadas (HREE). En un estudio sistemático sobre granitos, migmatitas y granulitas, Bea (1996) reconoció diecinueve minerales en los cuales al menos una de las REE, Y, Th o U es un componente esencial, y seis especies, titanita, circón, apatito, epidoto, allanita y fluorita, en donde suelen concentrarse como impurezas abundantes. El diámetro de todos los minerales primarios ricos en esos elementos, excepto los accesorios mencionados, no superan unas décimas de micrón y tienden a aparecer incluidos por otras fases mayoritarias o accesorias, con preferencia definida por biotita, granate, circón y apatito. El enriquecimiento en la faja milonítica implica la movilización desde las rocas menos deformadas hacia las zonas de cizallamiento más intenso. En la faja milonítica no se han reconocido biotita, granate o apatito y el circón es muy escaso. En su lugar se observan minerales accesorios de muy pequeño tamaño difíciles de identificar petrográficamente y opacos (magnetita entre otros). Estos accesorios son reservorios posibles de estos elementos. El agua muestra una disminución de alrededor del 30 %, indicando que no toda la fase fluida ha sido retenida por la cristalización de minerales hidratados en la faja milonítica. El fluido faltante puede haber migrado fuera de la zona milonítica, y servido como medio de transporte de los elementos que se pierden.

Diagrama de tierras raras: Los patrones de tierras raras normalizados a condritas (Boynton 1984), se presentan en la Fig. 5b. Con el incremento de la deformación (granito protomilonítico (Gpm) a faja

milonita (M)), se aprecia una disminución marcada en la abundancia de las tierras raras ($\Sigma\text{REE}_{\text{gp}}=148,03$, $\Sigma\text{REE}_{\text{fm}}=75,02$). La milonita se empobrece en tierras raras livianas (LREE) y se enriquece en tierras raras pesadas (HREE), respecto del granito protomilonítico. Ambos comportamientos, implican una movilidad manifiesta de las REE durante la deformación. Mientras las LREE no han sido retenidas por las fases relícticas o neocristalizadas en las milonitas, las HREE muestran un enriquecimiento semejante al de los traza Y, U, Pb, Nb y Ta, con quienes tienen afinidad geoquímica. Este enriquecimiento puede, tentativamente, adscribirse a la cristalización de fases accesorias durante la deformación.

Perfil granito protomilonítico-milonita s/c-milonita-ultramilonita (Las Lomitas)

Diagramas de isoconas: Si se considera una isocona Si-Al como en el ejemplo del cerro del Corral, ésta funciona relativamente bien entre el granito protomilonítico y la milonita s/c. Para grados bajos de deformación, ambos elementos aparecen otra vez como los más adecuados para el trazado de la isocona. Sin embargo, cuando el protolito es comparado con la milonita y ultramilonita, estos elementos tienen comportamientos opuestos (el Si incrementa y el Al disminuye) y no permiten el trazado de una isocona válida, puesto que uno de los dos o ambos no ha(n) permanecido inmóvil(es). Nuevamente recurrimos a la petrografía para la elección de una isocona válida. Con el incremento de la deformación las rocas se enriquecen en cuarzo, constituyendo en las ultramilonitas matrices compuestas predominantemente por este mineral. Es éste un enriquecimiento relativo, o ha habido migración de SiO_2 hacia las fajas miloníticas-ultramiloníticas? El cuarzo se presenta mayoritariamente en la forma de granos relícticos y recristalizados, y estos últimos en conjunto son notablemente superiores en proporción a la cantidad de SiO_2 como componente de las fases neominerales (esencialmente micas). La petrografía indica así que el enriquecimiento en sílice con mayor probabilidad es relativo, y puede considerarse al Si como el elemento más inmóvil. En consecuencia, se ha trazado la isocona utilizando este elemento.

Cuando se compara el granito protomilonítico con la milonita s/c adyacente (Fig. 6a), se observa escasa movilidad de los elementos mayoritarios Si, Al, Ti, Mn, Na, K y P, del agua (LOI) y de los elementos traza Rb, Ba, Cr, Cs, V y Ga. Se enriquecen Fe y Mg y los traza Cu, Zn, Sc y Zr, y decrece Ca y los traza Sr, U, Th, Pb, Y, Hf y Ta. Nuevamente la asociación relíctica y neomineral explica satisfactoriamente las variaciones químicas observadas, al menos de elementos mayoritarios y accesorios principa-

les. La constancia en los valores de Si y Al, y la escasa movilidad del K, Rb, Ba, Cs y Cr puede atribuirse a la cristalización de la abundante cantidad de micas que constituyen las folias y matriz. La cristalización de micas, explica también la retención del agua (LOI, Fig. 6a). La constancia del Ti y el enriquecimiento en Fe podría atribuirse a la gran cantidad de ilmenita remanente y explicaría también los enriquecimientos en Mn, V y Zn, frecuentes reemplazos del Fe en magnetitas-ilmenitas (Deer *et al.* 1992). El enriquecimiento en Mg, y en parte del Fe, podría resultar si la composición de las micas fuera fengítica, como parece indicarlo la presencia de color y pleocroísmo en este mineral. El P muestra escasa variación y el Zr aumenta considerablemente. Se ha observado una preservación importante de los minerales accesorios relícticos ilmenita, circón y apatito en los cuales los elementos Fe, Ti, P y Zr son constituyentes esenciales, por lo que se interpreta el incremento de estos últimos (y sus reemplazantes frecuentes), como un enriquecimiento relativo. Ca y Sr presentan una reducción muy significativa que podría representar la retrogradación y disminución de plagioclasa relíctica y la no cristalización de nuevas fases cálcicas. Sin embargo el Na, un componente esencial de plagioclasas, permanece relativamente constante lo que torna problemática la interpretación de su comportamiento, dado que debería decrecer conjuntamente con el Ca y el Sr. Una explicación posible, podría ser su retención en los rebordes albiticos (zonas límpidas, inalteradas), vistos en ambos feldespatos relícticos. El decrecimiento de Y, U, Th, Pb, Nb y Ta, indica que estos elementos se movilizan rápidamente con la deformación. El comportamiento opuesto de los constituyentes esenciales de los accesorios titanita, circón y apatito, muestra que éstos no han sido reservorios importantes de aquellos elementos, y como sostuviera Bea (1995, 1996) pueden haber estado contenidos en la biotita primaria (completamente ausente en estas rocas), o bien en otros accesorios diminutos incluidos en ella. Como comportamientos anómalos deben mencionarse el enriquecimiento notorio de Sc en oposición al decrecimiento del Y y el empobrecimiento en Hf opuesto al enriquecimiento en Zr. Se espera que estos pares de elementos, tengan una tendencia geoquímica similar dada la proximidad de sus radios y cargas iónicas. El comportamiento del Hf indica que no sólo está controlado por el circón. Con el incremento de la deformación, todos los elementos (excepto Cu) decrecen en relación al contenido de Si (Fig. 6b). Muestran decrecimientos notorios los elementos Na, Ti, P, Zr, Hf e Y. Excepto Na, cuya disminución podría estar asociada a la destabilización y merma en la proporción de plagioclasa relíctica, el resto de los elementos son componentes esenciales de los accesorios ilmenita (Ti), apatito (P) y circón (Zr y Hf), cuya abundancia decrece notoriamente en las milo-

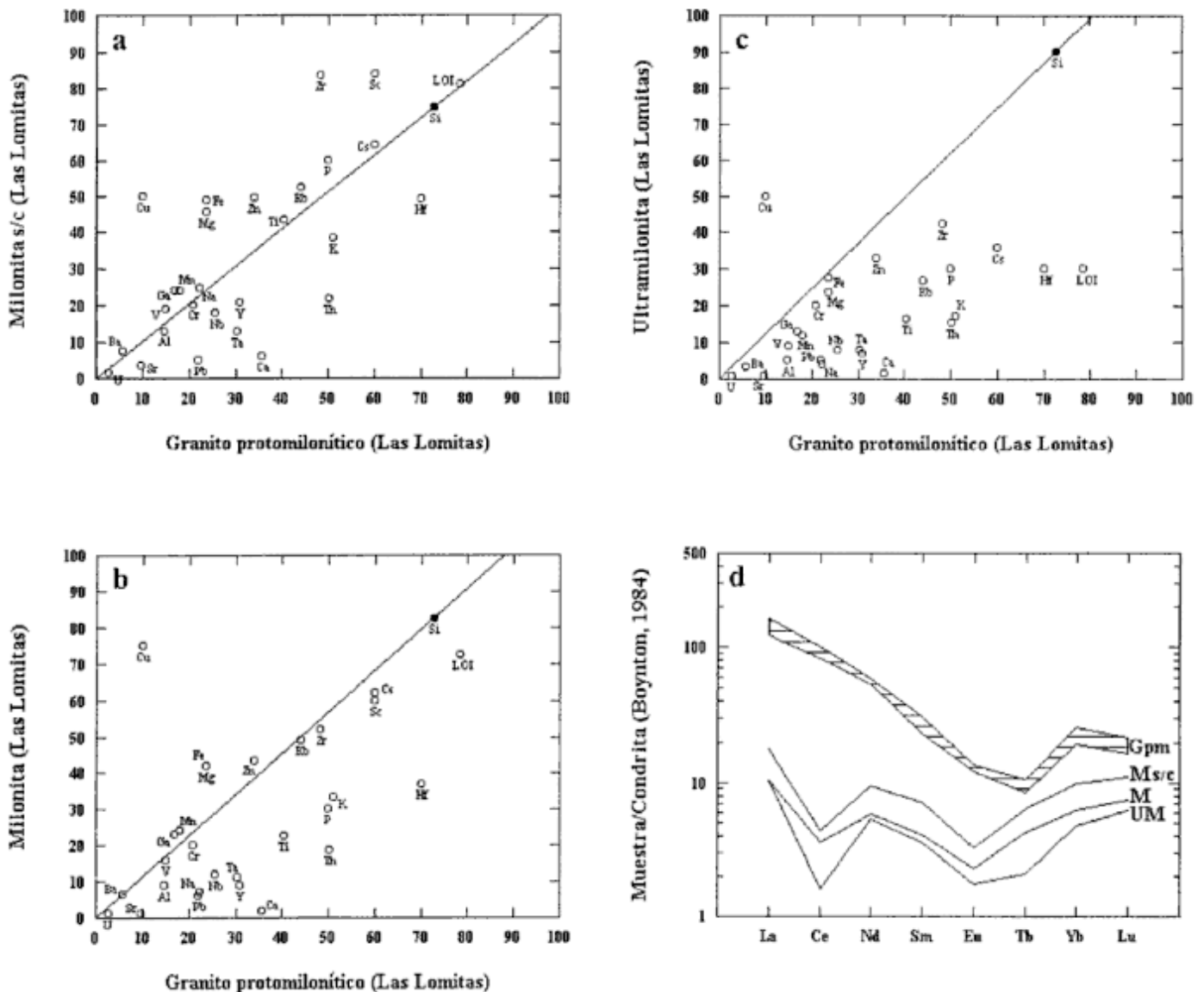


Figura 6: a, b y c, Diagrama de isoconas correspondiente al ejemplo Las Lomitas. En círculos llenos se indican los elementos con los cuales se construyó la isocona. Detalles en el texto. d, Diagrama de tierras raras correspondientes a las muestras de Las Lomitas. Gpm: granitos protomiloníticos; Ms/c: milonita s/c; M: milonitas; UM: ultramilonitas. Detalles en el texto.

nititas. El incremento relativo de matriz cuarzosa recristalizada, se ve reflejada en el decrecimiento de los componentes mayoritarios esenciales de las micas Al y K y los traza Cr, Rb Ba y Cs corrientes sustituyentes de aquéllos en la estructura cristalina de las mismas. A la merma considerable de casi todos los elementos, se suma una pérdida de agua que puede haber actuado como medio de transporte de los elementos extraídos del sistema. Las ultramilonitas (Fig. 6c), muestran mayor decrecimiento de todos los elementos, con pérdida relativa de todos ellos (excepto Cu) respecto a Si. Esto se refleja en la petrografía, en una roca con matriz cuarzosa recristalizada y clastos relictivos casi exclusivamente de cuarzo, con escasas micas neoformadas y relictos pequeños de minerales accesorios. La disminución noto-

ria del agua, indica una escasa retención en los minerales hidratados y sustenta, como en el caso de las milonitas, su posible condición de medio de transporte de los elementos fuera del sistema.

Diagrama de tierras raras: En la Fig. 6d, se presentan los patrones de tierras raras de las rocas de Las Lomitas. La sumatoria de REE en el granito protomilonítico es de alrededor de 180. Las curvas con contenidos totales de tierras raras progresivamente decrecientes, corresponden a la milonita s/c (19,10), milonita (12,07) y ultramilonita (9,63), respectivamente. La notable anomalía de Ce concuerda con la disminución progresiva de las REE, Y, Th, U, Pb, Nb y Ta, elementos con comportamiento geoquímico similar. Nótese que estos elementos decrecen en la

milonita *s/c*, a pesar del enriquecimiento relativo de los constituyentes esenciales de los accesorios circon, apatito e ilmenita, indicando que estos accesorios no controlan en su totalidad, el comportamiento de los mismos. Las tres muestras tienen pronunciadas anomalías de Eu, indicando la disminución progresiva de los feldespatos, especialmente plagioclasa.

Consideraciones finales

El ensayo preliminar sobre la movilidad de elementos químicos como resultado del desarrollo de fajas miloníticas en rocas graníticas del basamento de las Sierras Australes bonaerenses, permite dar sustento a las siguientes consideraciones: 1) Todos los elementos mayoritarios y traza incluyendo a las REE se movilizan durante el proceso de milonitización. Entre ellos el Si, y a grados bajos de deformación el Al, presentan los valores más conservativos. La preservación del cuarzo en forma de granos relícticos y recristalizados, sumado a la cristalización de importantes cantidades de fases hidratadas que cuentan con estos elementos como componentes esenciales, justifican la escasa o relativa inmovilidad de estos elementos. El mismo comportamiento muestra el K, constituyente esencial de las micas y feldespatos neoformados, y los reemplazantes frecuentes de los elementos mayoritarios de dichas fases, como Cr, Rb, Ba y Cs. 2) La deformación extrema produce la movilización de prácticamente todos los componentes, excepto el Si que permanece como el elemento menos móvil. Las rocas ultramilonitizadas compuestas por cuarzo relíctico y recristalizado (frecuentemente en más del 80 %), escasas micas neoformadas y escasos accesorios relícticos, presentan movilidad extrema de todos los componentes, incluyendo a las REE. La pérdida de componentes se asocia a una disminución importante del agua retenida en la roca, que puede haber sido exudada de las fajas miloníticas y aparece como un medio propicio para el transporte de los componentes fuera del sistema. 3) Las LREE decrecen en todos los casos, con el incremento de la deformación. Sin embargo, en el ejemplo de Cerro del Corral, las HREE incrementan en las milonitas respecto del protolito menos deformado. Este enriquecimiento podría estar relacionado a la cristalización de minerales accesorios durante la deformación, como epidoto o algún otro accesorio (observados pero no identificados petrográficamente). 4) Las consideraciones precedentes indican que la movilidad de los elementos químicos en las zonas de cizallamiento dúctil, es función esencialmente de la composición mineralógica del protolito, del arreglo textural inicial que permita o no la exposición de los compuestos mineralógicos a los procesos de deformación y

desestabilización química, de la intensidad de la deformación y de las condiciones físico-químicas en que se desarrolla el evento. Todas estas variables condicionan la persistencia o no de fases relícticas y la constitución de una asociación neomineral específica contemporánea con la deformación. De la capacidad de retención de las fases relícticas y de la asociación neomineral, dependerá la movilidad o inmovilidad de los diferentes elementos químicos y por lo tanto las características geoquímicas de la roca sujeta al proceso de milonitización.

Agradecimientos

Al Departamento de Geología de la UNS por el uso de equipamiento de campo e instrumental de laboratorio. Al CONICET por el apoyo económico brindado para la realización de los análisis químicos y las secciones delgadas. A los árbitros de la revista por sus valiosas sugerencias que permitieron mejorar la versión final del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bailey, C.M., Simpson, C. y De Paor, D.G., 1994. Volume loss and tectonic flattening strain in granitic mylonites from the Blue Ridge province, central Appalachians. *Journal of Structural Geology*, 16 (10): 1403-1416.
- Bea, F., 1995. Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. The origin of granites and related rocks. III Hutton Symposium. Abstracts.
- Bea, F., 1996. Controls on the trace element composition of crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 87: 33-41.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.): *Rare earth element Geochemistry*, pp. 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Cobbold, P., Gapais, D. y Rossello, E., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13 (7): 743-758.
- Condie, K.C. y Sinha, A.K., 1996. Rare earth and other trace element mobility during mylonitization: a comparison of the Brevard and Hope Valley shear zones in the Appalachian Mountains, U.S.A. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 213-226.
- Cox, S.F. y Etheridge, M.A., 1989. Coupled grain-scale dilatancy and mass transfer during deformation at high fluid pressure: examples from Mount Lyell, Tasmania. *Journal of Structural Geology*, 11: 147-162.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. Longman Scientific and Technical, 696 p., Londres.
- Delpino, S., 1993. Mecanismos de deformación y transformaciones mineralógicas como indicadores del régimen de deformación operante sobre rocas del basamento del faldeo occidental del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 21-31.

- Delpino, S. y Dimieri, L.V., 1992. Análisis de la deformación sobre rocas del basamento aflorantes en el faldeo occidental del Co. del Corral, Sierras Australes Bonaerenses. *Actas 7º Reunión de Microtectónica*: 53-61. Bahía Blanca.
- Delpino, S. y Dimieri, L.V., 1993. Característica de la deformación y cinemática de las rocas del Basamento. Perfil Las Lomitas, Sierras Australes de Buenos Aires. *Actas 8º Reunión sobre Microtectónica*: 11-14. San Carlos de Bariloche.
- Dimieri, L.V., Grecco, L.E. y Frisicale, M.C., 1990. Microestructuras en el granito Agua Blanca, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 21 (1/4): 53-60.
- Farver, J.R. y Yund, R.A., 1990. The effect of hydrogen, oxygen and water fugacity on oxygen diffusion in alkali feldspar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2953-2964.
- Grant, J.A., 1986. The isocon diagram. A simple solution to Gresen's equation for metasomatic alteration. *Economic Geology*, 81: 1976-1982.
- Grecco, L.E., 1990. Geoquímica y petrología de los intrusivos graníticos Cerros Colorados y Agua Blanca, Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. Tesis Doctoral, Biblioteca Central, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.
- Grecco, L.E. y Gregori, D.A., 1993. Estudio geoquímico de los intrusivos graníticos Cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires. *Actas del 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 81-89. Mendoza.
- Grecco, L.E., Gregori, D.A. y Ruviños, M.A., 1998. Characteristics of Neoproterozoic magmatism in Sierras Australes. *Zbl. Geol. Palaont.*, H3-6: 609-619.
- Grecco, L.E., Delpino, S.H., Gregori, D.A. y Dimieri, L.V., 1999. Mobility of major and trace elements during mylonitization of basement rocks from Sierras Australes de Buenos Aires. *Actas del 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 98-99. Salta.
- Gresens, R.L., 1967. Composition-volume relationships of metasomatism. *Chemical Geology*, 2: 47-55.
- Hanson, G.N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 26-43.
- Harrington, H., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m-34m. Sas. de Curamalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 61.
- Hirth, G. y Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14: 145-159.
- Japas, M.S., 1989. Las Sierras Australes de Buenos Aires: nuevas evidencias de un sistema de deformación en un régimen transpresivo. *Actas Reunión Geotranssectas América del Sur*: 202-207. Mar del Plata.
- Kilmurray, J., 1975. Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (4): 331-348. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Prozzi, C.R., 1975. Ventania. Relatorio del 6º Congreso Geológico Argentino: 79-101. Buenos Aires.
- Marquer, D., Petrucci, E. e Iacumin, P., 1994. Fluid advection in shear zones: evidence from geological and geochemical relationships in the Aiguilles Rouges Massif (Western Alps, Switzerland). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 74: 137-148.
- Rollinson, H., 1995. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. *Longman Geochemistry Series*, 352 p. Inglaterra.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of the Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina): an example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences*, 2: 317-329.
- Streit, J.E. y Cox, S.F., 1998. Fluid infiltration and volume change during mid-crustal mylonitization of Proterozoic granite, King Island, Tasmania. *Journal of Metamorphic Geology*, 16: 197-212.
- Tullis, J. y Yund, R.A., 1982. Grain growth kinetics of quartz and calcite aggregates. *Journal of Geology*, 90: 301-318.
- Twiss, R.J. y Moores, E.M., 1992. *Structural Geology*. W.H. Freeman and Company, 532 p. New York.
- Varela, R., Leone, E.M. y Mancada, R., 1986. Estructura tectónica en la zona del cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 256-261.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, J., 1991. Metamorphism and deformation mechanism in the Sierras Australes Fold and Thrust Belt (Buenos Aires Province/Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356.

Recibido: 17 de agosto, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

El cerro Bayo de la sierra Negra, Neuquén: ejemplo de un lacolito tipo Árbol de Navidad

Pablo Diego GONZÁLEZ¹ y Eugenio ARAGÓN^{1,2}

¹ Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), Facultad de Ciencias Naturales y Museo (UNLP), 1 N° 644, 1900 La Plata.
E-mail: gonzapab@cig.museo.unlp.edu.ar

² CONICET

ABSTRACT. *Cerro Bayo of Sierra Negra, Neuquén: an example of a 'Christmas-tree' laccolith.* The northern region of Neuquén province is characterised by the presence of several subvolcanic intrusive complexes distributed into two groups of outcrops, western and eastern. In the eastern group, there is a complex in the Cerro Bayo of Sierra Negra (Pehuenches Department), whose main body is a central andesitic-basaltic to andesitic Christmas-tree type laccolith. This body grew up by stacking of a group of sills and is surrounded by a field of sills which radiate from it. The Christmas-tree laccolith and the surrounding sills are cut by a radial swarm of subvertical dacitic dikes. The intrusion depth of the complex was estimated at approximately 500 m. The emplacement model shows that the laccolith domed and uplifted the roof of country rocks (Neuquén and Mendoza groups) whilst the radial swarm dykes fractured them. Multiple pulses of magma were injected through a neck-like feeder channel and the laccolith spreaded to its full diameter as a group of thin sills expanded radially. Although the original magma has been contaminated with P₂O₅, CaO, Ba and Sr from the country rocks, the geochemical signature of the volcanic rocks shows a trend from tholeiitic to calcalkaline. The regional correlation with other intrusions of similar field relations and petrographic-geochemical characteristics suggest an Early Miocene age for the complex.

Key words: *Christmas-tree laccolith, Sills, Subvolcanic intrusives, Sierra Negra, Neuquén*

Palabras clave: *Lacolito Árbol de Navidad, Filones capa, Intrusivos subvolcánicos, Sierra Negra, Neuquén*

Introducción

La región extra-andina de la provincia del Neuquén presenta un conjunto de cuerpos intrusivos subvolcánicos paleógenos y neógenos, que están alojados en sedimentitas mesozoicas de la cuenca Neuquina. Los afloramientos, que están localizados en la región centro-norte de la provincia, se encuentran distribuidos en dos fajas de rumbo submeridiano, la occidental y la oriental. La faja occidental alcanza su máximo desarrollo dentro de las fosas plegadas de Chos Malal y del Agrio y se extiende hacia el sur de Mendoza hasta aproximadamente la latitud de Puntilla Huincán, mientras que hacia el sur desaparece cerca del río Agrio. Es la faja mejor conocida de las dos, ya que existen numerosos trabajos de índole regional (Groeber 1929, 1933, 1946; Zöllner y Amos 1973) y además se conocen las relaciones de campo de los intrusivos con la roca de caja, las edades y sus características geoquímicas (Llambías y Malvicini 1978; Llambías y Rapela 1989; Franchini 1992). La faja oriental, de menor extensión que la occidental, se encuentra al este de la anterior, entre el Chihuido de la sierra Negra al norte y la sierra de Huantraico al sur. El sector de estudio (37°15'-37°25'S/69°15'-69°30'O) está ubicado dentro de esta faja, en la zona del cerro Bayo de la sierra Negra

(Fig. 1). Al mismo se accede desde Rincón de los Sauces por la ruta provincial 6 y luego se toma hacia el sudoeste por numerosos caminos dentro del yacimiento petrolífero Chihuido-Sierra Negra.

Los cuerpos intrusivos que se encuentran dentro de la faja oriental han sido escasamente estudiados. Sólo se conoce la petrografía, la edad y las relaciones de campo del intrusivo que aflora en el cerro Bayo de Huantraico (Ramos 1981; Ramos y Barbieri 1988), mientras que del resto de los cuerpos sólo se mencionan algunas características petrográficas generales y su ubicación dentro del marco estratigráfico regional (Groeber 1946; Freytes 1970; Marcón 1970; Holmberg 1976). El cerro Bayo de la sierra Negra es un buen ejemplo que permite caracterizar a los cuerpos de la faja oriental.

Los objetivos de la presente contribución son caracterizar las relaciones de campo, la petrografía y la geoquímica de los cuerpos de la faja oriental que afloran en el cerro Bayo de la sierra Negra. Además se describirá la morfología de los intrusivos, tanto en superficie como en el subsuelo, y se discutirá su posible mecanismo de emplazamiento.

Para el estudio de los intrusivos se utilizó información de superficie y de subsuelo. El relevamiento de la geología de superficie (Fig. 1) se realizó sobre fotografías aéreas a escala 1:50.000 e imágenes sa-

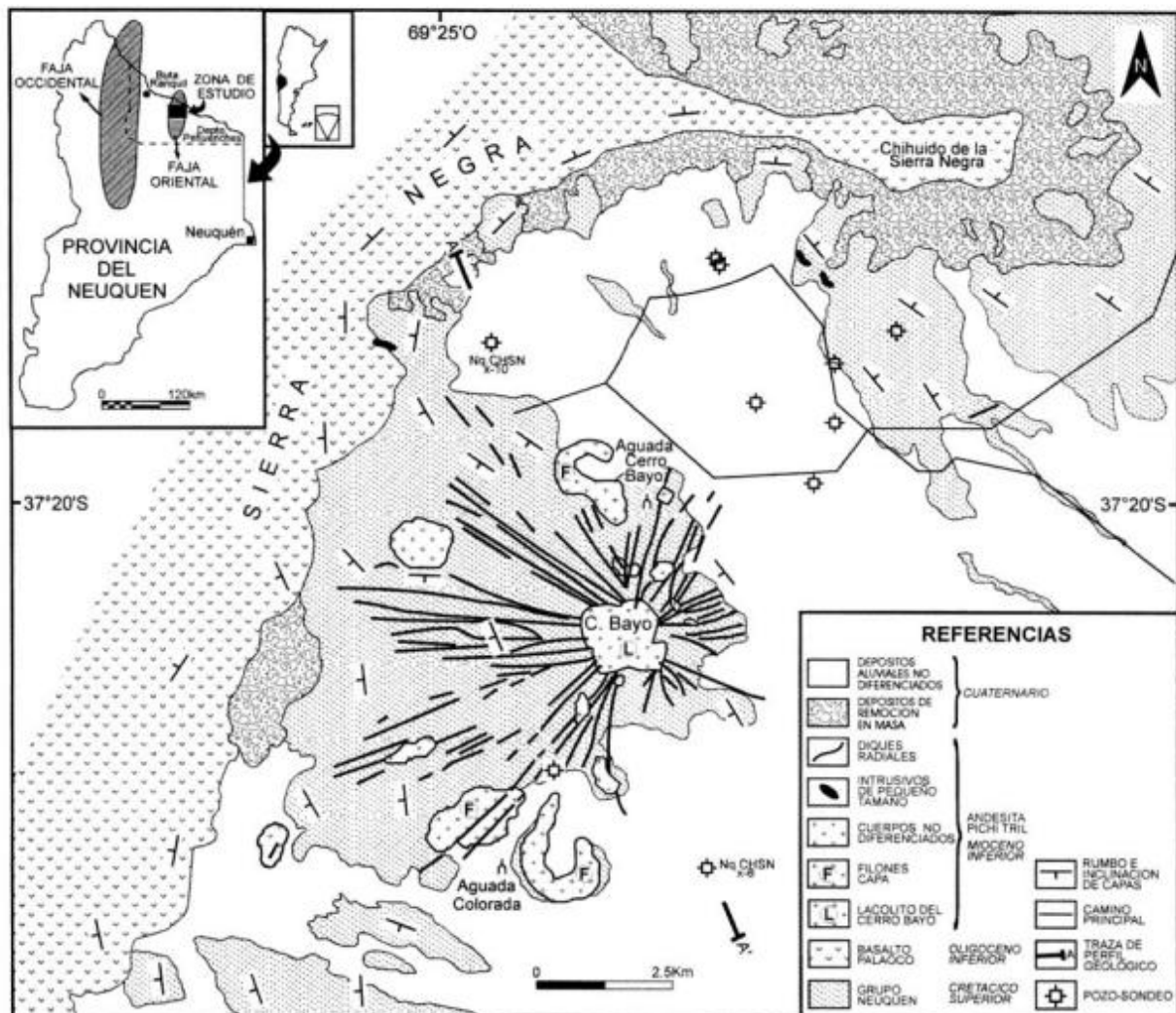


Figura 1: Mapa geológico del cerro Bayo de la Sierra Negra, departamento Pehuénches (Neuquén) obtenido a partir de fotointerpretación y relevamientos de campo.

telitales Landsat MSS blanco y negro a escala 1:1.000.000 y Landsat TM color a escala 1:60.000. La construcción del perfil geológico se dibujó integrando la geología superficial y la información del subsuelo, que se obtuvo de diez informes finales de pozos perforados por Yacimientos Petrolíferos Fiscales en la zona del Chihuido de la Sierra Negra, aunque sólo dos de ellos se utilizaron para trazar la línea de base de dicho perfil.

Marco regional

Las rocas más antiguas que afloran en la región (Fig. 1) son capas rojas continentales del Grupo Neuquén, de edad cretácica superior (Legarreta y Gulisano 1989), que están constituidas por areniscas y pelitas con escasas intercalaciones de bancos lenticulares de sabulitas y conglomerados (Ardolino

et al. 1994). Hacia el oeste el Grupo Neuquén está cubierto en discordancia de bajo ángulo por basaltos y tobas de la Formación Palaoco (Groeber 1946) de 36 ± 2 Ma (K/Ar, roca total), edad que ubica a esta unidad en el Oligoceno inferior (Ramos y Barbieri 1988).

Los cuerpos subvolcánicos del cerro Bayo (Fig. 1), cuya edad radimétrica aún se desconoce, pertenecerían a la Formación Pichi Tril (Ramos 1981; Ramos y Barbieri 1988). En superficie intruyen a las sedimentitas del Grupo Neuquén y a la Formación Palaoco y en el subsuelo están emplazados en sedimentitas más antiguas (Orchuela 1975), como las de los grupos Mendoza (Kimmeridgiano-Barremiano) y Rayoso (Barremiano-Cenomaniano). Cuerpos intrusivos de similar litología y relaciones de campo que los de la Sierra Negra, afloran aproximadamente a 24 km al sudoeste del cerro Bayo, sobre la ladera sudeste de la Sierra de Huantraico (Ramos 1981). Uno de estos cuerpos tiene una edad K/Ar (roca total) de 18 ± 2 Ma (Ramos y Barbieri 1988).

Geología de los intrusivos

Los cuerpos intrusivos que afloran en el cerro Bayo de la sierra Negra son un lacolito, un grupo de filones capa, un enjambre de diques radiales y un gran número de cuerpos menores (Fig. 1). Las capas del Grupo Neuquén inclinan periclinalmente, con un ángulo menor a los 10°, respecto al cuerpo central que aflora en el cerro Bayo. El domamiento de la roca de caja sedimentaria que se ubica por encima, se habría producido por el emplazamiento del intrusivo, y fue registrado tanto en superficie como en el subsuelo. Uliana (1971) fue quien primero interpretó que el combamiento de las capas de sedimentitas del cerro Bayo, estaría relacionado al emplazamiento de filones capa y, además, es una característica que se manifiesta exclusivamente para las unidades que se encuentran por encima del intrusivo. Posteriormente Cangini (1972) confirmó el domamiento de las capas en el subsuelo y destacó que la intrusión de los cuerpos contribuyó a separar las formaciones Quintuco-Vaca Muerta del techo de la Formación Tordillo.

Lacolito del cerro Bayo

El cerro Bayo es un cuerpo cuyo diseño en planta es de forma subcircular, de alrededor de 1,5 km de diámetro y con un espesor total aflorante de aproximadamente 50 metros. Su base no está expuesta aunque de acuerdo con los datos de subsuelo sería subhorizontal. El techo, que se encuentra parcialmente erodado, es ligeramente convexo. En superficie se divide en numerosos filones capa de menor espesor que se interestratifican concordantemente con las sedimentitas rojas de la roca de caja. Estas ramas encierran tabiques de la caja cuya estratificación interna inclina con ángulos bajos hacia afuera del cuerpo. Tienen una actitud similar a las capas que ro-

dean el cerro Bayo, lo que sugiere que los tabiques no han sido rotados o desplazados durante el emplazamiento del cuerpo.

Holmberg (1976) caracterizó a este cuerpo como un único lacolito, pero la información del subsuelo (datos de pozo) nos permitió interpretar que no es un único intrusivo. Está constituido por un enjambre de filones capa que se disponen en forma subhorizontal y que en conjunto forman un cuerpo con un tronco central del cual se desprenden varias ramificaciones (Fig. 2). Estos cuerpos fueron denominados por Corry (1988) como lacolitos tipo “árbol de Navidad” (*Christmas-tree laccolith*). En el subsuelo los filones capa están intruidos en sedimentitas de edad más antigua que las del Grupo Neuquén, aunque sólo en escasas ocasiones se los identificó por debajo de las Formaciones Quintuco-Vaca Muerta (Orchuela 1975). Este hecho sugiere que el sistema de filones capa ramificados tendría un piso cuya ubicación estaría muy próxima a la base de estos niveles. Si se toma la actual superficie topográfica como nivel de referencia, el piso se encontraría a aproximadamente entre los -2500 y -3000 m de profundidad.

Las rocas que forman el lacolito son andesitas castaño amarillentas, de textura porfírica y mesostasis seriada y están constituidas por plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno (Tabla 1). Los fenocristales de plagioclasa son subhedrales de forma tabular o cuadrada, son fuertemente zonales y están frescos o levemente sericitizados. Poseen abundantes inclusiones vítreas totalmente recrystalizadas a un agregado felsítico. Tienen un pasaje gradual y transicional de tamaños desde los fenocristales hacia los cristales de la mesostasis. El anfíbol también se presenta como fenocristales y en la base. En general son subhedrales y algunos cristales tienen núcleos de piroxeno. Los bordes aparecen con una fuerte reabsorción con depositación de un fino agregado de minerales opacos. El clinopiroxeno se encuentra únicamente como fenocristales euhedrales y frescos, que se disponen como individuos aislados o formando glomérulos

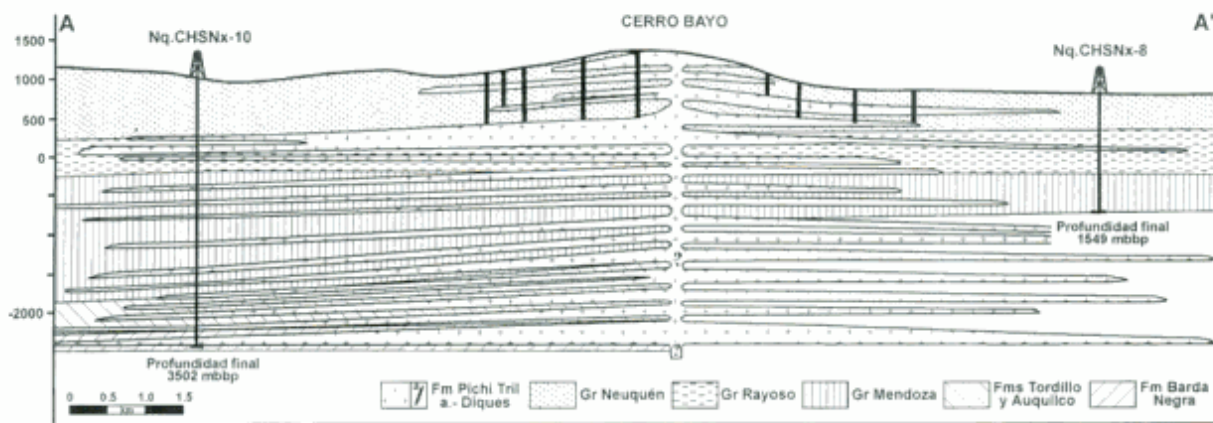


Figura 2: Perfil geológico A-A' construido con la información de superficie y con los datos de los pozos Nq.CHSN x-10 y Nq. CHSN x-8. La ubicación de su traza puede observarse en el mapa geológico de la figura 1.

junto al anfíbol. Como minerales accesorios aparecen escaso circón y opacos e inclusiones de pequeños prismas de apatita dentro de los fenocristales. En los tamaños de grano más finos de la mesostasis y en forma intersticial, se conservó un agregado felsítico que posiblemente está formado por cuarzo y feldespatos alcalinos.

Filonés capa

Los afloramientos más importantes están en la zona de la Aguada Colorada. En general su forma en planta es elíptica u ovoidal de alrededor de 2,4 km² de superficie expuesta. Los ejes mayores de estas elipses se disponen en forma radial y convergen hacia un centro ubicado en el cerro Bayo (Fig. 1).

Los espesores de los filones capa en general no superan los 10-15 m de potencia. La base y el techo son concordantes con las capas rojas del Grupo Neuquén y su intrusión no produjo *hornfels*. El único efecto térmico es un tenue blanqueamiento de las sedimentitas rojas en la zona de contacto y que en general se dispone en una banda que no supera los 20 cm de espesor. En su interior algunos filones capa presentan una marcada disyunción columnar.

Tienen zonas de inflexiones denominadas *step-and-stair* por Francis (1982), cuyos escalones cortan a los estratos de sedimentitas y se ubican en forma normal a sus planos de estratificación. Estos escalones, que se los confunde con diques o cuellos volcánicos, se producen durante la etapa inicial del creci-

miento de cuerpos tabulares cuyo nivel de intrusión es muy superficial y está controlado por el contraste de densidad con la roca de caja (Corry 1988). En los filones capa de menor espesor se ha comprobado que en su extremo distal (zona más alejada del cerro Bayo) culminan abriéndose en varias ramas más pequeñas de escasos metros de espesor. Estas terminaciones ramificadas, denominadas *finger-like terminations* por Francis (1982), encierran entre sus "dedos" a numerosos septos de la roca de caja, los que en ocasiones constituyen bloques que fueron rotados hasta 30° respecto de la ubicación de la estratificación original de las sedimentitas. Pollard *et al.* (1975) atribuyeron la generación de estas estructuras a la diferencia de viscosidad entre el magma y la roca de caja, mientras que la rotación de los septos se produciría por la coalescencia de los dedos durante el avance del magma.

El filón que aflora cerca de la Aguada Cerro Bayo tiene un diseño en planta que también es de forma elíptica y cuyo eje mayor, además, irradia desde el cerro Bayo. La superficie aflorante del cuerpo es de alrededor de 1,84 km² y su espesor es desconocido, ya que la base no está expuesta y el techo se encuentra erodado en el sector central, aunque una parte está pobremente expuesta en el borde norte. En este lugar el cuerpo tiene en planta la forma de una cuña semilunar con el techo desplegado en forma de un abanico buzante hacia el norte. Las capas del Grupo Neuquén, que aquí tienen una inclinación local de 25° a 30° hacia el norte, se ubican concordantemente al techo de la cuña. El perfil transversal de esta estructura muestra que tiene una forma en escalón que

Tabla 1: composición modal y texturas del lacolito árbol de Navidad, los filones capa, el intrusivo de pequeño tamaño y los diques radiales del cerro Bayo de la sierra Negra.

	PCH-05a		PCH-05b		PCH-125		PCH-127		PCH-128		PCH-122		PCH-121		PCH-123	
	Lacolito				Filón Capa		Intrusivo de pequeño tamaño				Dique radial				Dique	
	borde		centro		borde		centro		borde		centro		borde		centro	
	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta
PLAGIOCLASA	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
FELDESPATO ALC.		X(?)		X(?)		X(?)		X(at?)		X(at?)		X(?)		X(?)		
CUARZO		X(?)		X(?)								X(?)				
OLIVINA									X							X
CLINOPIROXENO	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X				X(?)	X	X
ANFIBOL	X		X		X				X		X (gl)		X		X	X
APATITA		X		X		X(i)				X(i)		X		X		X
CIRCON		X		X												
OPACOS		X		X		X		X		X		X		X		X
VIDRIO						X(?)		X(?)						X(?)		
MICROENCLAVES						X(gl)										
VESICULAS								X								
AMIGDALAS								X (ce?)		X (cl-ca)		X(?)				X (ca-sp)
ALTERACION		ba		ab-ba		se-ba-li-id		li		ba-li-cl-ca		li-id		ce-ba-li		ca-ce
TEXTURA		po-sd-gl-pq		po-sd-gl-pq		po-pq-in		po-mi-in-gl-is?		po-sd-mi-in		po-mi-gl		po-mi-gl-is		po-sd-in
CLASIFICACION		andesita		andesita		andesita bas.		andesita bas.		basalto		dacita		dacita		basalto

Alteración: se: señicita; ca: calcita; ba: bastita; ce: ceolitas; li: limonitas; id: iddingsita; ab: albitización; cl: clorita; sp: serpiente.

Textura: po: porfírica; sd: seriada; mi: microlítica; gl: glomeroporfírica; in: intergranular; pq: poiquilítica; is: intersertal.

(i): inclusión; (gl): glomérulo; (?): con dudas; at: anortoclasa.

se diferencia de los acodamientos en los filones capa de la Aguada Colorada porque no corta a las capas de sedimentitas. Esta estructura probablemente pueda representar un escalón remanente dejado atrás por un posible frente de avance de magma. En este sentido Corry (1988) determinó que estos escalones se forman durante las etapas del crecimiento radial de un lacolito que alcanza su diámetro máximo moviéndose como un filón capa de poco espesor.

Las rocas de los filones capa son andesitas basálticas a andesitas, grises a castaño amarillentas o verdosas y fuertemente porfíricas con mesostasis que tienen pasajes entre texturas seriadas e intergranulares (Tabla 1). Tienen glomérulos de formas irregulares a ovoidales que son ricos en anfíboles y cuyos tamaños varían desde pocos centímetros hasta 35 cm de diámetro. Las rocas están formadas por fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol. La plagioclasa, de fuerte zonalidad normal, es euhedral de hábito tabular o cuadrado. Presenta ocasionales inclusiones de vidrio totalmente recrystalizado y una alteración moderada a calcita o sericita. El piroxeno es escaso en la pasta y los fenocristales son más abundantes que los de anfíbol. Tienen una leve a moderada alteración a limonita-iddingsita en forma de parches o como anillos en los bordes. El anfíbol es escaso y se encuentra como fenocristales subhedrales, moderadamente alterados a una mezcla de aluminosilicatos y opacos. Son poiquilíticos, con algunas inclusiones de plagioclasa y apatita. En los sectores de la mesostasis donde el tramado intergranular está un poco más abierto se observó un fino agregado de cristales que podrían corresponder a un posible feldespato alcalino.

Cuerpos intrusivos de pequeño tamaño

Se han identificado tres afloramientos de estos cuerpos pequeños, pero sólo se describirá el intrusivo que se encuentra ubicado en la sierra Negra al noroeste del cerro Bayo (Fig. 1). Este cuerpo intruye la zona de contacto entre los niveles superiores del Grupo Neuquén y las tobas de la Formación Palaoco. El calentamiento térmico de la intrusión no desarrolló *hornfels* en la caja, sino una pequeña salbanda enrojecida en las rocas de menor granulometría.

El cuerpo tiene forma lensoidal a globosa, con extremos ahusados de terminaciones romas. Su eje mayor es de rumbo ONO-ESE y tiene una longitud de aproximadamente 1 kilómetro. Las paredes son verticales y tienen los bordes enfriados con vesículas y amígdalas de pequeño tamaño que están rellenas de un mineral incoloro de bajo relieve (ceolita?). El sector central es de textura más gruesa y, a diferencia de los bordes, está más alterado y tiene vesículas y amígdalas de mayor tamaño que están rellenas con

cloritas y calcita. En la zona de los bordes además tiene numerosos enclaves angulosos de la caja que llegan a tener hasta 1 metro cúbico.

La composición del cuerpo varía entre andesita y andesita basáltica en el borde y basalto en el centro del cuerpo (Fig. 3). Los procesos de diferenciación magmática que ocurren en el interior de los cuerpos subvolcánicos favorecen, en general, la formación de rocas más ácidas hacia el centro del cuerpo, como por ejemplo en los diques compuestos. Sin embargo, este pequeño intrusivo posee un sector central más básico y los bordes más evolucionados (tablas 1 y 2), lo que sugiere que durante su cristalización habrían ocurrido modificaciones en la diferenciación que podrían relacionarse a algún proceso de contaminación.

La fina textura de los bordes está caracterizada por microfenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y anfíbol, rodeados de una pasta afanítica con textura microlítica fluidal y sectores intersertales. La plagioclasa subhedral a euhedral también se encuentra en la pasta, es fuertemente zonal y está fresca. El clinopiroxeno es más abundante en la pasta, en donde es anhedral, está levemente alterado a iddingsita y se ubica formando ocasionales glomérulos junto a plagioclasa. Los fenocristales son escasos, subhedrales a anhedrales y están frescos. El anfíbol es escaso y no aparece en la pasta. En general es euhedral y sus bordes están moderadamente alterados a una mezcla de bastita y opacos. Entre las tablillas de plagioclasa de la pasta se ha identificado un fino agregado felsítico (vidrio recrystalizado?).

El centro del cuerpo tiene textura porfírica más gruesa con fenocristales de plagioclasa, olivina, clinopiroxeno y anfíbol, rodeados de una base seriada con pasajes a intergranular. La plagioclasa es

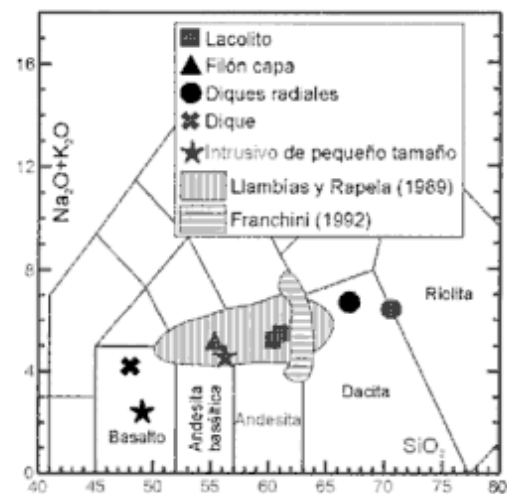


Figura 3: Diagrama TAS (Le Maitre 1984) de clasificación de rocas volcánicas. Para fines comparativos se han graficado los campos composicionales de los cuerpos intrusivos subvolcánicos que pertenecen a la faja occidental según datos de Llabías y Repela (1989) y Franchini (1992).

Tabla 2: Composición química (roca total) de las rocas del complejo intrusivo subvolcánico del cerro Bayo comparadas con los promedios de las composiciones de las rocas de la faja occidental (Llambías y Rapela 1989; Franchini 1992) y del filón de Palisades (Walker 1969).

	PCH-05a	PCH-05b	PCH-125	PCH-127	PCH-128	PCH-122	PCH-121	PCH-123	(1)	(2)	(3)	(4)
	Lacolito		Filón capa	Intrusivo de pequeño tamaño		Dique radial		Dique				
%				borde	centro	borde	centro					
SiO ₂	60,43	60,76	53,35	55,41	47,37	69,11	64,97	46,2	60,97	55,67	48,08	52,35
TiO ₂	0,82	0,84	1,11	1,29	1,44	0,47	0,48	1,61	0,28	0,3	0,74	1,6
Al ₂ O ₃	13,6	12,87	16,38	18,75	15,19	15,73	16,2	16,48	18,64	17,24	18,23	14
Fe ₂ O ₃	8,26	8,2	7,42	6,74	11,3	3,03	3,65	10,54	4,09	8,54	8,87	12,87
MnO	0,19	0,18	0,33	0,15	0,32	0,04	0,12	0,16	0,53	0,1	0,16	0,15
MgO	2,14	2,25	0,72	1,21	5,81	0,17	0,42	7,14	1,26	3,82	6,17	6,15
CaO	6,81	7,1	10,06	8,26	11,81	3,06	4,32	9	4,46	6,24	9,26	9,35
Na ₂ O	4,28	4,34	3,51	3,58	2,75	4,92	4,88	3,28	6,06	4,31	3,74	2,5
K ₂ O	1,38	1,6	2,07	1,49	0	2,42	2,56	0,82	3,23	1,1	1,29	0,85
P ₂ O ₅	0,43	0,39	0,75	0,8	0,58	0,29	0,3	0,52	0,1	0,21	0,24	0,25
LOI	2,2	2,1	4,28	2,3	4,3	1,4	2,1	4,25	3,08	2,68	3,39	1,3#
total	100,54	100,63	99,98	99,98	100,87	100,64	100	100	102,7	100,21	100,17	100,07
F/M	3,47	3,28	9,27	5,01	1,75	16,04	7,82	1,33	2,92	2,01	1,29	1,88
ppm												
Rb	64	67	32	19	20	52	51	9	-	26	27	-
Ba	593	562	490	407	280	741	691	408	-	490	545	215
Sr	817	813	944	1052	922	698	622	784	-	662	882	190
Zr	242	246	164	178	136	348	241	86	-	141	123	130
Y	22	23	23	39	19	21	22	14	-	11	19	29
Th	18	18	11	30	13	30	7	8	-	-	-	-
La	29	28	22	34	15	33	36	14	-	-	-	27
Ce	59	74	56	76	48	87	74	34	-	-	-	-
Nb	30	38	20	24	16	44	33	8	-	2	8	Tr
Cu	22	21	11	55	63	6	3	44	-	-	-	135
Co	20	20	7	24	24	15	15	34	-	-	-	56
Ni	11	13	5	6	30	7	5	31	-	-	-	85
V	84	87	117	159	190	21	23	257	-	-	-	315
Cr	34	38	25	11	75	19	7	72	-	-	-	190
Pb	3	2	2	2	0	7	3	1	-	-	-	18
Zn	64	66	62	98	61	131	85	62	-	-	-	-

F/M=FeO*/MgO; (-): sin datos; Tr: trazas; # corresponde a H₂O

(1) Composición promedio de los filones capa del C° Caicayén, Neuquén (Franchini 1992, tabla 2)

(2) Composición promedio de los filones capa de Las Mellizas en Collipilli, Neuquén (Llambías y Rapela 1989, cuadro II)

(3) Composición química de un dique de la zona de Collipilli, Neuquén (Llambías y Rapela 1989, cuadro II)

(4) Composición promedio del Sill de Palisades, New Jersey, USA (Walker 1969, tablas 9, 13 y 16)

En (1), (2), (3) y (4) el FeO fue recalculado como Fe₂O₃ total

subhedral a euhedral, tiene fuerte zonación y está leve a moderadamente alterada a una mezcla de aluminosilicatos finos de difícil identificación. Algunos fenocristales exhiben un reborde externo de poco espesor, constituido por un feldespató alcalino (anortoclasa?), que tiene un fino punteado sericítico que no lo presenta el cuerpo del cristal. El clinopiroxeno está como individuos subhedrales a anhedrales aislados o dentro de los núcleos de los anfíboles. La olivina es subhedral, está totalmente reemplazada por iddingsita-limonitas y es de mayor tamaño que los clinopiroxenos de la pasta. El anfíbol está únicamente como fenocristales euhedrales que se encuentran totalmente reemplazados por una mezcla de bastita y opacos.

El metamorfismo de contacto sobre la roca de caja, la presencia de texturas finas con vidrio intersticial en la zona de los bordes y las vesículas y amígdalas distribuidas en todo el intrusivo, sugieren que el cuerpo tuvo un emplazamiento somero a poca pro-

fundidad. El mayor tamaño de las vesículas y amígdalas en el sector central sugiere que los bordes enfriados del cuerpo habrían sellado el paso de los fluidos hacia el exterior y que la caja también se comportó como una roca impermeable que no permitió el escape de los mismos hacia afuera del cuerpo. Este hecho permite clasificar a esta alteración como de tipo deutérica, ya que se generó por la vesiculación de los propios fluidos del cuerpo.

Diques radiales

Es un enjambre de diques que tiene su centro emisor en el cerro Bayo (Fig. 1). Cortan a las sedimentitas del Grupo Neuquén y a los filones capa y no se ha observado la relación de campo con la Formación Palaoco, aunque Cangini *et al.* (en Orchueta

1975) encontraron que algunos de los diques radiales atraviesan a la Formación Palaoco. La intrusión de los diques ha causado el arrastre de las capas del Grupo Neuquén, con perturbaciones locales en la inclinación de la estratificación de las rocas que, en ocasiones, llegan a tener hasta 45°.

Los diques son tabulares, subverticales y tienen una longitud máxima de 5,5 km y un espesor máximo de alrededor de 10 metros. Tienen bordes enfriados de textura afanítica, los centros son de textura más gruesa y su emplazamiento sólo provocó el enrojecimiento de la roca de caja cercana a las paredes. Uno de los diques tiene una composición dacítica (Fig. 3), pero con un sector central más básico ($\text{SiO}_2=64,97\%$) que uno de los bordes ($\text{SiO}_2=69,11\%$).

Las dacitas están constituidas por fenocristales de plagioclasa y anfíbol que en el centro del cuerpo están rodeados por una mesostasis microlítica fluidal a intersertal, mientras que en el borde tienen pasta felsítica. La plagioclasa es euhedral, fuertemente zonal y está orientada en forma paralela a pequeños filetes de flujo. Los cristales en general están frescos y tienen inclusiones de vidrio recristalizado. El anfíbol está únicamente como fenocristal, es euhedral y de fuerte pleocroísmo. Presenta una leve alteración a iddingsita y óxidos de hierro que se disponen sobre los bordes y dentro de fracturas transversales a la elongación del cristal. Es poiquilítico con abundantes inclusiones de apatita. Entre las tablillas orientadas de plagioclasa se dispone un fino material felsítico (vidrio recristalizado?), mientras que en otros sectores se ha observado un mineral muy pequeño, de color gris claro que quizá corresponda a un feldespato alcalino. En la zona de los bordes aparecen pequeñas cavidades irregulares que están rellenas por un mineral incoloro y de relieve bajo (ceolita?).

Otra muestra de los diques no es de composición ácida y se la clasifica en el diagrama TAS (Fig. 3) como un basalto. Esta roca tiene textura porfírica y mesostasis seriada que pasa gradualmente en algunos sectores a intergranular. Está constituida por fenocristales de plagioclasa, olivina, piroxeno y anfíbol. La plagioclasa es euhedral con algunos individuos que tienen una fuerte alteración a calcita. Los fenocristales de olivina son euhedrales y están totalmente reemplazados por serpentina, mientras que los cristales de la pasta y los que están como inclusiones en el piroxeno son ecuanes y tienen la misma alteración. El piroxeno es subhedral, es zonal y los cristales de la pasta están fuertemente alterados. El anfíbol también es subhedral, en general tiene los bordes reabsorbidos y ocasionalmente lleva en el núcleo pequeños cristales de piroxeno fresco. Los minerales accesorios más comunes son opacos y apatita. Dentro de las amígdalas de la roca y en forma intersticial presenta serpentina en las paredes y calcita en el sector central.

Geoquímica de los intrusivos

Las rocas intrusivas del cerro Bayo ocupan un amplio rango composicional comprendido entre 46,20% y 69,11% de SiO_2 (Tabla 2). En el diagrama TAS (Le Maitre 1984) las muestras se ubican con una cierta linearidad entre los campos de los basaltos y las dacitas subalcalinas (Fig. 3), lo que sugiere una evolución continua de las rocas. Para fines comparativos sobre este gráfico se han dibujado los campos de los intrusivos de la faja occidental, cuyas rocas subvolcánicas corresponden al área de Collipilli (Llambías y Rapela 1989) y Caicayén (Franchini 1992). Estas rocas presentan un rango más restringido de sílice que las rocas del cerro Bayo, ubicándose casi exclusivamente dentro del campo de las rocas mesosilíceas.

El contenido en SiO_2 se incrementa a medida que disminuye la profundidad de emplazamiento de los cuerpos. Los filones capa de la Aguada Colorada, que son los cuerpos más profundos, contienen un tenor de SiO_2 de 53,35%. Los filones capa del lacolito del cerro Bayo, que se emplazaron en niveles más someros durante las etapas finales del crecimiento de este cuerpo, tienen tenores de SiO_2 de 60,43% y 60,76% respectivamente. Los diques radiales, que se intruyeron tardíamente y cortan a las rocas del lacolito, tienen entre 64,97 y 69,11% de SiO_2 . Esta evolución además sugiere que los cuerpos son más silíceos cuanto más joven es la edad de su emplazamiento.

Los diagramas tipo Harker de elementos mayoritarios (Fig. 4) muestran que las rocas del cerro Bayo presentan una leve dispersión del TiO_2 , CaO , FeO^* , MgO y Na_2O , en tanto que el P_2O_5 , Al_2O_3 y K_2O tienen una dispersión moderada, la cual es más acentuada en el caso de la alúmina. El contenido de TiO_2 (0,47-1,61%) de las rocas las ubica en una situación intermedia entre las de una serie calcoalcalina, como la de Collipilli-Caicayén, y las de una toleítica, como la del filón de Palisades (Tabla 2). En este sentido los tenores de este óxido son mayores que el promedio de las rocas de Collipilli-Caicayén y se acercan al valor promedio del filón de Palisades. De acuerdo con Gill (1981) el contenido de TiO_2 en las andesitas orogénicas nunca supera el 1,3% y su valor promedio se ubica entre 0,5 y 1%.

El FeO^* disminuye con el incremento de la sílice en las andesitas orogénicas calcoalcalinas y aumenta en las andesitas toleíticas, donde alcanza su máximo tenor entre un 50-57% de SiO_2 , para luego decrecer hacia los términos más ácidos (Gill 1981). En las andesitas del cerro Bayo el comportamiento del FeO^* también está en una situación intermedia entre el de una serie calcoalcalina y una toleítica, aunque con una mayor afinidad con esta última. El contenido de este óxido aumenta en las rocas más bási-

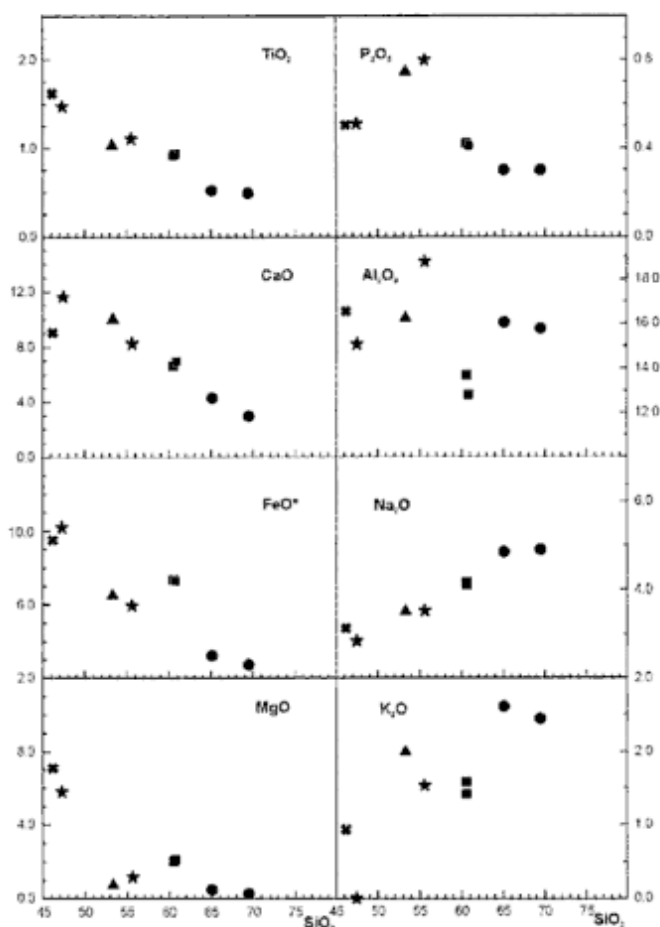


Figura 4: Diagramas tipo Harker de distribución de los elementos mayoritarios del lacolito árbol de Navidad, los filones capa y el enjambre de diques radiales del cerro Bayo de la sierra Negra. Los símbolos de las muestras son los mismos de la figura 3.

cas ($SiO_2 < 50\%$) mientras que se ubica en una meseta en aquellas litologías que tienen entre 50-60% de SiO_2 y disminuye abruptamente hacia las rocas más ácidas (Fig. 4). El MgO presenta un comportamiento inverso al FeO^* en las rocas más básicas, donde disminuye con el aumento de la sílice, mientras que en las litologías con $SiO_2 > 50\%$ exhibe un comportamiento similar al FeO^* .

Los tenores de P_2O_5 de las rocas del cerro Bayo son más elevados que en las de Collipilli-Caicayén y de Palisades (Tabla 2). Según Gill (1981) en las andesitas toleíticas el P_2O_5 aumenta con el incremento de la sílice, alcanzando valores comprendidos entre 0,1-0,2%, mientras que en las andesitas calcoalcalinas se mantiene constante o disminuye cuando sube la sílice, siendo sus tenores promedios de 0,05 a 0,3%. En casi todas las muestras del cerro Bayo los tenores de P_2O_5 (0,29-0,75%) son más elevados que los valores promedios de las andesitas toleíticas y calcoalcalinas. Sus tenores se incrementan hasta alrededor de un 56% de SiO_2 , para luego disminuir abruptamente hacia las rocas más ácidas que superan el 60% de SiO_2 (Fig. 4).

Con respecto a los álcalis, tanto el K_2O como el Na_2O disminuyen con el incremento de la sílice en las rocas más básicas ($< 50\%$). Para las rocas con $SiO_2 > 50\%$ el comportamiento del K_2O exhibe una amplia dispersión, mientras que el Na_2O aumenta rápidamente con el incremento de la sílice (Fig. 4). El CaO aumenta con el incremento de la sílice en las rocas básicas y disminuye abruptamente en las litologías que tienen $SiO_2 > 50\%$. Sus tenores (3,06-9,00%) en general son moderados y se acercan al valor promedio de las toleítas del filón de Palisades (9,35%), aunque algunas muestras tienen contenidos más elevados (PCH-125: 10,06% y PCH-128: 11,81%).

En el diagrama AFM (Fig. 5) de Irvine y Baragar (1971) las rocas mesosilícicas del lacolito y las menos evolucionadas del filón capa y del intrusivo de pequeño tamaño presentan una afinidad toleítica. Los diques radiales, de composición más ácida, se ubican en el campo calcoalcalino. Esta característica también puede observarse en el gráfico $FeO^*/MgO-SiO_2$ (Fig. 6) de Miyashiro (1974), donde las rocas entran dentro del campo toleítico. También para fines comparativos sobre el diagrama AFM se han graficado los campos donde se ubican las rocas de la secuencia calcoalcalina de Collipilli-Caicayén (Llambías y Rapela 1989; Franchini 1992) y de la secuencia toleítica del filón de Palisades (Walker 1969). Las rocas del cerro Bayo están en una situación intermedia entre ambas secuencias, aunque con una mayor afinidad con las toleítas.

Las muestras del cerro Bayo exhiben moderados a elevados tenores de Al_2O_3 (12,87-18,75%) cuya saturación comparada respecto de los álcalis indica que todas las rocas son meta-aluminosas (Fig. 7). Esta

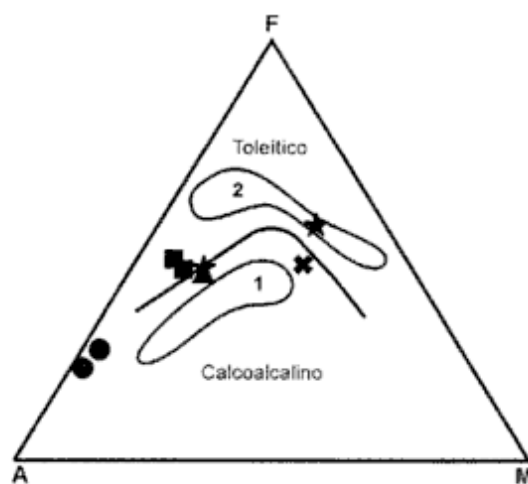


Figura 5: Diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) donde se puede apreciar la afinidad toleítica de las rocas del complejo intrusivo del cerro Bayo. Para fines comparativos se han graficado los campos composicionales de las rocas que pertenecen a la faja occidental (1.-Llambías y Rapela 1989 + Franchini 1992) y al Filón de Palisades (2.- Walker 1969). Los símbolos de las muestras son los mismos de la figura 3.

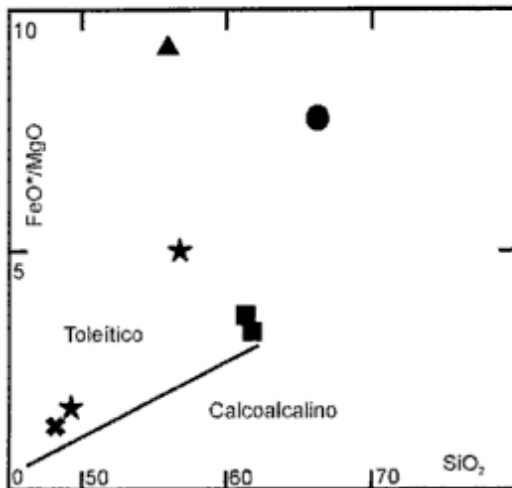


Figura 6: Diagrama SiO₂ vs. FeO*/MgO (Miyashiro 1974) donde se puede apreciar la afinidad toleítica de las rocas del cerro Bayo ya identificadas en el diagrama AFM de la figura 5. Los símbolos de las muestras son los mismos de la figura 3.

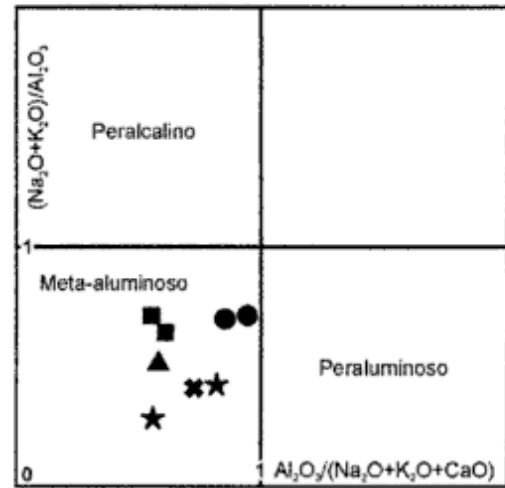


Figura 7: Diagrama de saturación en alúmina (molar) respecto de los álcalis (molar) de las rocas del complejo de intrusivos subvolcánicos del cerro Bayo. Los símbolos de las muestras son los mismos de la figura 3.

es otra diferencia importante respecto de las rocas de Collipilli-Caicayén, donde las rocas mesosilíceas en general son meta-aluminosas y las más evolucionadas se tornan débilmente peraluminosas (Llambías y Rapela 1989; Franchini 1992). Las dacitas de los diques radiales del cerro Bayo no presentan la afinidad peraluminosa de las rocas ácidas de Collipilli-Caicayén (Fig. 7).

En cuanto a los elementos traza los tenores de Rb, Ba y Sr de las rocas del cerro Bayo son más elevados que en la secuencia calcoalcalina de Collipilli-Caicayén y que en la toleítica de Palisades (Tabla 2). Los tenores de Zr se encuentran dentro del promedio general del filón de Palisades, mientras que el

Nb está enriquecido respecto de aquél. Los tenores de los elementos calcófilos como el Cu, Co, Ni, Zn y Pb son menores que los promedios de estos elementos en el filón de Palisades.

La comparación de algunos elementos traza de las rocas del cerro Bayo con los de las andesitas orgénicas calcoalcalinas y toleíticas típicas (Gill 1981), presentan ciertas semejanzas y diferencias. El diagrama multielemento de los mismos muestra un patrón similar para todas las rocas del complejo intrusivo del cerro Bayo (Fig. 8). Los elementos traza que se ubican entre el Rb y el Tl exhiben un patrón general de comportamiento que es similar en todas las rocas, pero las del cerro Bayo están enriquecidas en

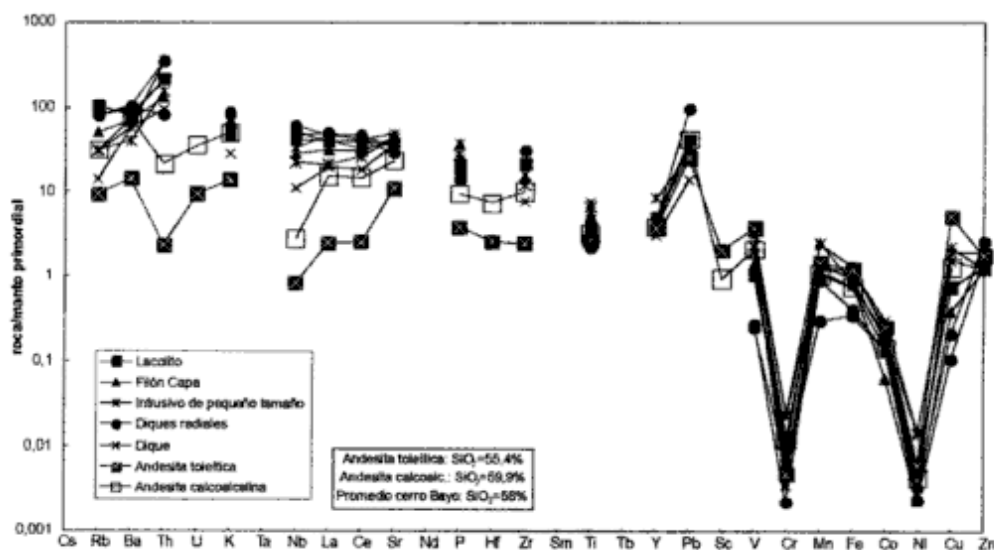


Figura 8: Diagrama tipo multielemento donde se comparan los elementos traza del complejo intrusivo subvolcánico del cerro Bayo de la sierra Negra con los de las andesitas calcoalcalinas y toleíticas típicas. Los valores promedio de los elementos traza de estas últimas se obtuvieron de la tabla 5.2 (págs. 100-101) de Gill (1981). Para la normalización de los elementos traza se tomaron los valores de un manto primordial utilizados por Wood *et al.* (1979) para el P; de Jagoutz *et al.* (1979) para el Sc; de Sun (1982) para el Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu y Zn y de Mc Donough *et al.* (1992) para el resto de los elementos.

todos estos elementos con respecto a las andesitas calcoalcalinas y toleíticas y, además, se diferencian por sus marcadas anomalías positivas de Th y Nb (Fig. 8). Los elementos traza que están entre el Y y el Zn tienen un patrón general que es semejante en las rocas del cerro Bayo y en las andesitas calcoalcalinas y toleíticas, y también sus tenores son similares.

Con respecto a las particulares anomalías positivas de Th y Nb de las rocas del cerro Bayo, se diferencian claramente de las andesitas calcoalcalinas y de las toleíticas, porque estas últimas presentan un comportamiento inverso, con anomalías negativas de estos dos elementos traza (Fig. 8).

Interpretación y discusión

Modelo de emplazamiento

Las características geológicas de superficie y del subsuelo del cuerpo que está ubicado en el centro del complejo intrusivo, sugieren que se trata de uno o más lacolitos que están constituidos por un conjunto de espesos filones capa. La radiación de estos cuerpos desde el centro del cerro Bayo ha originado la formación del extenso campo lateral de filones capa. En forma tardía respecto al emplazamiento de los filones capa, pero relacionado al mismo proceso intrusivo, se emplazó el enjambre de diques radiales (Fig. 2).

La distinción entre lacolito y filón capa que han realizado algunos autores se basa en el espesor, el tamaño y la forma del techo del cuerpo. De acuerdo con Corry (1988) los lacolitos tienen espesores mayores a 30 m, y en los filones capa es menor a 10 metros. A los cuerpos cuyas potencias están comprendidas entre 10 y 30 m los llamó protolacolitos. El cuerpo del cerro Bayo tiene un espesor aflorante de 50 m, pero en el subsuelo Orchueta (1975) mencionó un espesor máximo de 105 m para un solo filón, mientras que el promedio de las potencias está entre 20 y 50 m.

Otra de las diferencias entre los lacolitos y los filones capa es su tamaño. Billings (1972) separó a los lacolitos de los filones capa por la relación entre el diámetro (d) y el espesor (e) de los cuerpos. Si $d/e < 10$ el cuerpo es un lacolito, mientras que si es mayor es un filón capa. Para Price y Cosgrove (1990) si la relación entre d y e es de 3-15 a 1 es un lacolito y si está entre 100-1000 a 1 es un filón capa. Si se toma el espesor máximo de uno de los cuerpos del subsuelo (105 m) y se considera que el diámetro máximo (11700 m) que habría alcanzado es igual a la distancia que separa a los dos pozos de la figura 2, la relación $(d/e)_{\text{máxima}} = 112$.

La convexidad del techo también es importante pa-

ra diferenciar lacolitos de filones capa. En este sentido algunos autores como Billings (1972) y Price y Cosgrove (1990) han distinguido que el techo de los filones capa tiene forma plana, mientras que en los lacolitos es de forma convexa. Corry (1988) consideró que la forma del techo no es una característica útil para diferenciarlos porque el techo de los lacolitos puede ser plano o convexo. El domamiento regional de las capas que están por encima de los filones capa sugiere la convexidad del techo durante el proceso de emplazamiento del conjunto. Los cuerpos de mayores espesores del cerro Bayo se encuentran erodados, lo que no permite distinguir claramente las formas del techo. Los cuerpos cuyas potencias no superan los 10-15 m y la forma del techo es una superficie plana, como por ejemplo los que afloran en la Aguada Colorada, se los puede clasificar como filones capa.

El apilamiento de los filones capa y la radiación de los mismos en forma de ramas, además del espesor individual, la relación diámetro/espesor (tamaño) y la forma del techo de los cuerpos, sugieren que se lo pueda clasificar como un lacolito. Estas características, comparadas con los modelos de lacolitos propuestos por Corry (1988), permiten concluir que se trata de un lacolito tipo árbol de Navidad.

El crecimiento del árbol de Navidad se habría producido en diferentes etapas de ascenso y emplazamiento de sucesivos pulsos de magma, cuyo origen es aún desconocido. La intrusión del conjunto de filones capa centrales comenzó en las etapas iniciales de la evolución del complejo (Fig. 9-1). En el subsuelo los filones capa están alojados concordantemente en las sedimentitas del Grupo Mendoza. Una gran cantidad de cuerpos se emplazaron en las Formaciones Quintuco-Vaca Muerta y una proporción menor en las formaciones Mulichinco-Agrio (Orchueta 1975), lo que sugiere que las rocas del Grupo Mendoza se habrían comportado como niveles favorables para la penetración del magma. En estos niveles, la equiparación de las densidades de la roca de caja y del magma habría sido el mecanismo eficiente para interrumpir momentáneamente el ascenso vertical del magma y generar el inicio de su movimiento en forma horizontal. La radiación lateral del magma es un proceso que necesita generar los espacios necesarios para el avance de las cuñas de magma. En este sentido se estima que el movimiento se produjo por los planos de estratificación de las rocas y a través de los espacios que se habrían generado por la remoción del agua poral de las sedimentitas. Este mecanismo es eficiente para el movimiento horizontal del magma, cuando el frente de avance tiene la suficiente presión magmática para vencer la resistencia de la sobrecarga de las sedimentitas, sin que se requiera energía externa para remover el techo o el piso de la caja (Bradley 1965; Einsele *et al.* 1980;

Francis 1982).

La inyección de nuevos pulsos de magma, cuya composición inicial fue de andesita basáltica, habría inducido al magma a continuar su ascenso vertical y su nuevo emplazamiento lateral en otros niveles más someros. Las sucesivas etapas de ascenso vertical y de radiación horizontal del magma, habría construido el apilamiento hacia arriba del conjunto de filones capa, cuyo emplazamiento habría causado el inicio del domamiento de las sedimentitas de la caja (Fig. 9-2). Este hecho sugiere que la presión magmática alcanzó y superó a la presión ejercida por el peso de las rocas de caja que estaban por encima. Durante la etapa inicial del apilamiento de los filones capa, la sobrepresión magmática no habría tenido la suficiente magnitud como para provocar un campo de esfuerzo local que permitiera la formación de fracturas en la caja. El incremento de la presión magmática por la adición de nuevos filones capa, habría superado la resistencia a la ruptura de las rocas y habría fracturado a la caja con un diseño radial (Fig. 9-3). El comportamiento frágil de las rocas de caja durante la intrusión del enjambre de diques, es diferente al comportamiento dúctil de las mismas durante el emplazamiento de los filones capa y del árbol de Navidad. Estos hechos sugieren dos modelos diferentes de intrusividad para los cuerpos, uno de domamiento para el árbol de Navidad y los filones capa y otro de fracturación para el enjambre de diques.

Las fracturas, que no alcanzaron a extenderse hasta la superficie, fueron abiertas en una roca frágil, fría y de poco espesor. En este sentido se ha estimado que el techo del cuerpo, representado por el último grupo de filones capa que se intruyó, habría alcanzado una profundidad de alrededor de 500 m y que quizás los diques hayan alcanzado una profundidad menor. El espacio abierto por las fracturas fue inyectado por un último pulso de magma de composición más ácida que la de los filones capa. En este momento el magma habría detenido su escurrimiento horizontal dentro de los filones capa superiores para penetrar únicamente a través de los diques radiales que habrían estado conectados a dichos filones.

El cerro Bayo es el centro donde se registran los máximos espesores de los filones capa y desde donde divergen los ejes mayores de las elipses de los filones capa laterales y los diques radiales, lo que sugiere que el lacolito tendría un canal alimentador que se encontraría ubicado por debajo del mismo. Este conducto estaría representado por un cuello discordante con las rocas de caja y de grandes dimensiones, aunque estas características aun no fueron comprobadas (Fig. 2). El apilamiento hacia arriba de los filones capa, alimentados a través del conducto central, habría generado la sobrepresión magmática que causó la fracturación mecánica con diseño radial de las sedimentitas de la caja. La presencia de

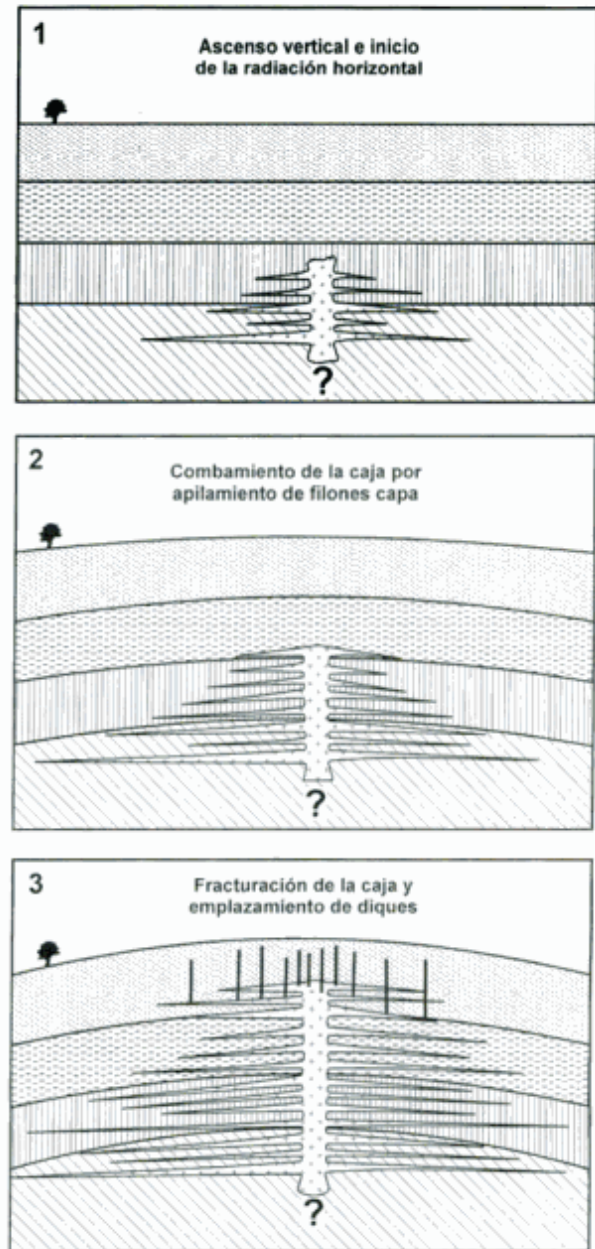


Figura 9: Interpretación esquemática de la evolución del modelo de emplazamiento del complejo intrusivo subvolcánico del cerro Bayo de la sierra Negra. Durante las etapas 1 y 2 se produjeron el emplazamiento y el crecimiento del árbol de Navidad y del campo de filones capa laterales. Además durante estas etapas, la deformación dúctil de las rocas de caja ubicadas por arriba del techo causó su domamiento y ascenso. En la etapa final 3, con las rocas de caja comportándose frágilmente, se produjo su fracturación y el emplazamiento del enjambre de diques radiales. Para mayores detalles ver la discusión en el texto. Las rastras litológicas son las del perfil geológico de la figura 2.

este canal alimentador central sugiere, además, que el mecanismo de emplazamiento de todo el complejo, independientemente del modelo de intrusividad individual de los cuerpos, fue de tipo central y no fisural.

Las características texturales de los cuerpos y sus relaciones con la roca de caja sugieren el emplaza-

miento epizonal del complejo (~500 m). La equiparación de las densidades del magma y la caja habría sido un mecanismo efectivo para el emplazamiento de los cuerpos, pero no fue suficiente para detener por completo el ascenso vertical del magma. La baja viscosidad de los primeros pulsos de magma, que tuvieron mayor temperatura y menor tenor de sílice que los pulsos finales, fue suficiente para permitir el escurrimiento lateral del magma a través de grandes distancias, dentro de los filones capa del piso del lacolito. El magma alojado dentro de los filones capa del techo, que tiene mayor contenido de sílice y es de menor temperatura que el inicial, habría detenido su movimiento por su mayor viscosidad efectiva. Según Arzi (1978) la viscosidad efectiva de un magma se incrementa rápidamente con el aumento de la cantidad de cristales que contenga en suspensión. De esta manera, un magma que alcanza un contenido de cristales de alrededor del 50-60%, disminuye su movimiento y tiende a comportarse como un sólido. Este mecanismo habría sido efectivo para detener el escurrimiento horizontal del magma dentro de los filones capa ubicados hacia el techo, además de promover el espesamiento vertical de los mismos.

El gradiente de temperatura entre los cuerpos y la caja fría sólo produjo leves salbandas de metamorfismo de contacto sobre esta última. La ausencia de *hornfels* y de una aureola térmica de desarrollo regional sugiere que el complejo se emplazó en forma rápida y que no dispuso de fluidos, o tuvo poca cantidad de los mismos, ni tampoco tuvo el suficiente tiempo de residencia para producir un fuerte efecto térmico de contacto sobre la caja.

Evolución geoquímica

Las rocas del complejo subvolcánico evolucionaron desde basaltos-andesitas basálticas en los filones capa de la base del lacolito, hasta andesitas en los filones capa del techo y dacitas en el enjambre de diques radiales. El aumento del tenor de sílice desde los cuerpos inferiores hacia los cuerpos más superficiales es una característica que sólo se registró en la evolución conjunta de todos los cuerpos del complejo.

Con respecto a la afinidad toleítica o calcoalcalina del complejo, las rocas se ubican en una posición intermedia entre ambas series (Fig. 6). Las rocas básicas a intermedias tienen una mayor afinidad con la serie toleítica, mientras que las rocas ácidas se ubican dentro del campo de las calcoalcalinas. En este sentido el comportamiento individual de algunos óxidos, como por ejemplo el FeO^* , MgO y TiO_2 , comparados con el de las andesitas orogénicas calcoalcalinas y toleíticas, también sugieren una afinidad intermedia entre las dos series.

Los tenores de P_2O_5 y TiO_2 de las rocas del cerro Bayo son más elevados que en las andesitas orogénicas calcoalcalinas. El tenor de P_2O_5 es mayor que el de una serie toleítica típica, mientras que el contenido de TiO_2 es menor que en una toleíta pero se acerca al valor promedio de la misma. Si se comparan los tenores de P_2O_5 y de TiO_2 de las volcanitas mesosilíceas de tres ambientes tectónicos diferentes, como un arco magmático continental, uno insular y una zona anorogénica de régimen extensional, se puede apreciar que en el primero las rocas están enriquecidas en estos elementos con respecto a las volcanitas de los arcos de islas, pero en los arcos continentales los tenores de P_2O_5 y de TiO_2 son menores que en las volcanitas de las series alcalinas de ambientes extensionales (Wilson 1989). En el caso de las volcanitas del cerro Bayo el comportamiento del TiO_2 y el P_2O_5 no es concluyente sobre la ubicación de estas rocas en un ambiente u otro.

El enriquecimiento en K, Sr, Ba y Rb y las anomalías positivas de Th y Nb son patrones característicos de los magmas derivados de una zona de subducción (Wilson 1989). Sin embargo la comparación de la abundancia absoluta de estos elementos traza debe realizarse con cautela, por la elevada movilidad de los mismos junto con los fluidos generados en la zona de subducción y que, además, pueden tener diferentes orígenes. En este sentido pueden derivar de la deshidratación de la placa subductada o el magma los puede tomar de diferentes niveles corticales durante sus etapas de ascenso y emplazamiento (Wilson 1989).

Con respecto a la incorporación de materiales de la roca de caja, los elevados tenores de P_2O_5 de las rocas del cerro Bayo, muy superiores a los de las andesitas calcoalcalinas y toleíticas, podrían relacionarse a algún proceso de contaminación superficial del magma. En este sentido, la contaminación con fósforo se habría producido durante el ascenso y el emplazamiento final de los cuerpos subvolcánicos, cuando atravesaron las capas del Grupo Mendoza. Con respecto a la presencia de rocas fosfáticas, Mastandrea *et al.* (1975), Leanza *et al.* (1977) y Leanza y Hugo (1977) identificaron varios niveles de fosforitas que están interestratificados dentro de la secuencia de rocas de esta unidad.

Los elevados tenores de P_2O_5 de las rocas también están acompañados de altos tenores de CaO, Ba y Sr, enriquecimientos que también podrían relacionarse a procesos de contaminación con la roca de caja. El magma habría adquirido el CaO, el Ba y el Sr de las mismas sedimentitas mesozoicas que, además de horizontes con fosforitas, tienen abundantes intercalaciones de bancos de yeso (fuente del calcio) y de sulfatos de estroncio, bario y potasio (Legarreta y Gulisano 1989). Los cuerpos de Collipilli, cuyas rocas de caja son las mismas que las del subsuelo del cerro Bayo, presentan valores elevados en Ba y Sr

(Tabla 2), aunque Llambías y Rapela (1989) no citaron procesos de contaminación del magma para las rocas de esos cuerpos.

La evolución interna individual de algunos intrusivos presenta alguna característica que permite distinguirlos del resto de los cuerpos del complejo. En este sentido la evolución inversa en el intrusivo de pequeño tamaño y en uno de los diques, cuyas rocas más básicas se ubican en el sector central y las más ácidas están hacia los bordes, sugiere que han ocurrido modificaciones en los procesos de cristalización normal. En este sentido, la contaminación con CaO proveniente de las sedimentitas mesozoicas, habría forzado la cristalización temprana de plagioclasa cálcica en estas rocas. Este hecho habría generado el enriquecimiento en FeO y MgO y, por lo tanto, la aparición tardía de minerales ferromagnesianos. Este enriquecimiento tardío sería el responsable de la aparición de olivina y de otros minerales ferromagnesianos en el núcleo del intrusivo de pequeño tamaño (PCH-128) y en uno de los diques radiales (PCH-123).

Correlaciones

Los intrusivos subvolcánicos cenozoicos de la cuenca Neuquina están distribuidos geográficamente en dos fajas (Ramos y Barbieri 1988), cuyas características geológicas son marcadamente diferentes. El lacolito en árbol de Navidad del cerro Bayo de la sierra Negra y los intrusivos de Huantraico están dentro de la faja oriental, cuya edad obtenida a partir de uno de sus cuerpos, corresponde al Mioceno inferior (Ramos y Barbieri 1988). Los intrusivos del área de Collipilli-Caicayén, que están localizados en la faja occidental, son más antiguos que los anteriores, ya que tienen entre $44,7 \pm 2,2$ Ma y $49,9 \pm 3,2$ Ma (K/Ar, roca total), edades que los ubican en el Eoceno medio (Llambías y Rapela 1989).

Otra diferencia entre ambas fajas, además de la edad, es la estructura. En general las intrusiones de Collipilli estuvieron controladas por estructuras de plegamiento anteriores al emplazamiento de los cuerpos y la deformación andina no habría afectado dúctilmente a sus rocas (Llambías y Malvicini 1978). En otros sectores de esta misma faja, como ocurre al norte de Collipilli, los intrusivos han sido afectados por los corrimientos andinos de la fosa plegada del Agrio (Ramos 1978). En este sentido uno de sus cuerpos, el lacolito del cerro Caicayén, se encuentra en un anticlinal asimétrico de vergencia oriental, estructura que se habría originado por la propagación de un corrimiento cuya rampa inclina al oeste (Franchini 1992). Los cuerpos del cerro Bayo se encuentran emplazados en una estructura dómica de flancos con suave inclinación que en general no supera

los 10° . Esta estructura no es anterior al emplazamiento de los cuerpos, como ocurre en el área de Collipilli, sino que fue causada por el emplazamiento de los mismos (Uliana 1971; Cangini 1972; Orchueta 1975). Además los intrusivos no están afectados por las antiguas fajas de corrimientos ándicos y el actual frente orogénico está ubicado hacia el oeste del cerro Bayo, afectando al Basalto Palaoco en la región de Huantraico (Ramos y Barbieri 1988).

El control litológico de las intrusiones es una característica común para ambas fajas, pero son diferentes los niveles hospedantes. En Collipilli los filones capa y los lacolitos se alojan preferentemente en las formaciones Agrio y Huitrín (Llambías y Malvicini 1978), mientras que hacia el norte, como por ejemplo en los cerros El Diablo-Caicayén se ubican, además, en unidades más antiguas como las formaciones Mulichinco, Vaca Muerta, Tordillo, La Manga, Lotena, Tábanos y Los Molles (Llambías y Malvicini 1978; Franchini 1992). Los intrusivos del cerro Bayo tienen en superficie como roca de caja al Grupo Neuquén, mientras que en el subsuelo se hospedan preferentemente en las Formaciones Vaca Muerta-Quintuco y en menor medida en Mulichinco-Agrio (Orchueta 1975).

El emplazamiento de los cuerpos intrusivos en niveles someros de la corteza es otra característica común para ambas fajas. Sin embargo en Collipilli-Caicayén, donde las rocas son más antiguas y se encuentran estructuradas, los procesos erosivos han dejado al descubierto niveles de emplazamiento un poco más profundos, si se los compara con los expuestos en el cerro Bayo. En Collipilli-Caicayén, además de filones capa y lacolitos, aflora un pequeño stock en el cerro de los Bueyes (Llambías y Rapela 1989), que tiene texturas típicas de rocas plutónicas y que sólo está atravesado por escasos y aislados diques transversales de dirección ENE-OSO. Por el contrario, en la faja oriental no afloran cuerpos plutónicos y, además, aún se conservan las cúpulas de las intrusiones con dos enjambres de diques radiales póstumos, uno con centro en el cerro Bayo y el otro con centro en Huantraico. Este último tiene similares características que el primero, pero sus diques son de mayor longitud y espesor que los del cerro Bayo (Uliana 1979; Ramos y Barbieri 1988).

El ambiente tectónico de emplazamiento podría constituir otra diferencia importante entre ambas fajas de intrusivos. Los cuerpos de Collipilli-Caicayén se encuentran ubicados dentro de la provincia volcánica Neuquino-Mendocina (Llambías y Rapela 1989; Franchini 1992), cuyas características geológicas y petrográficas y la geoquímica de sus elementos traza, sugieren un ambiente de arco magmático continental para el emplazamiento de las rocas (Rapela y Llambías 1985; Llambías y Rapela 1987, 1989). Este volcanismo orogénico que estuvo activo durante el Paleógeno (Llambías y Rapela 1989), coincidió con los picos de máxima compresión y deformación An-

dina para la época (Ramos y Barbieri 1988). Hacia fines del Paleógeno (Oligoceno superior) comenzó a manifestarse un volcanismo de retroarco, que durante el Neógeno estuvo asociado a un régimen distensivo alternante con las fases compresivas que estructuraron la comarca (Ramos y Barbieri 1988). Se considera que para caracterizar el ambiente tectónico de emplazamiento del complejo intrusivo subvolcánico del cerro Bayo, son necesarios mayores estudios petrológicos y geoquímicos de tierras raras y relaciones isotópicas de Sr-Nd-Pb y, además, compararlos integralmente con los datos del resto de los cuerpos de la faja oriental. Sin embargo los intrusivos de esta faja se habrían emplazado dentro del ambiente extensional de retroarco que se manifestó en forma intermitente a partir del inicio del Mioceno (Ramos y Barbieri 1988).

Conclusiones

El cerro Bayo de la sierra Negra es un complejo de cuerpos intrusivos subvolcánicos que está constituido por un lacolito central, un campo de filones capa y un enjambre de diques radiales.

El lacolito central es de tipo árbol de Navidad y está formado por un conjunto de espesos filones capa que fueron alimentados por un conducto central. La disminución radial de sus espesores desde el sector de alimentación central hacia los alrededores del cuerpo originó el extenso campo lateral de filones capa. El lacolito y el campo de filones capa fueron intruidos tardíamente por un enjambre de diques radiales.

El crecimiento del lacolito se produjo por la inyección de sucesivos pulsos de magma, que evolucionaron desde una composición basáltica, en los filones capa ubicados en el piso, hasta una andesítica en los cuerpos del techo.

El carácter silíceo de los cuerpos del complejo aumenta a medida que disminuye la profundidad de emplazamiento de los mismos y, además, también son más jóvenes en esta dirección.

El árbol de Navidad y el campo lateral de filones capa se emplazaron (escurrimiento + espesamiento) según un modelo de domamiento de las capas superiores de las rocas de caja. El apilamiento de los filones capa del lacolito creó un campo de esfuerzo local que fracturó la caja con un diseño radial y permitió el emplazamiento de los diques según un modelo de fracturamiento. En este momento el árbol de Navidad congeló el espesamiento de sus cuerpos más someros y el último pulso de magma, de composición dacítica, se inyectó en las fracturas para formar los diques radiales. Estas rocas no alcanzaron a derramarse en la superficie en forma de coladas y se emplazaron en un nivel cortical somero cercano

a los 500 m de profundidad.

La evolución petrográfica y química de las rocas se produjo a partir de un magma que fue contaminado con CaO, P₂O₅, Sr y Ba. Los cuerpos experimentaron esta contaminación durante las etapas de ascenso y emplazamiento final, cuando atravesaron las sedimentitas de la caja de edad mesozoica.

Los cuerpos basáltico-andesíticos menos evolucionados del cerro Bayo son de afinidad toleítica, mientras que los más ácidos de composición dacítica evolucionaron hacia una serie calcoalcalina.

La faja oriental de cuerpos subvolcánicos, cuyas características de intrusividad son equivalentes a la occidental, se diferencia de aquella porque es de edad más joven, está intruida en rocas de caja también más jóvenes y sus rocas no están afectadas por las estructuras producidas por los corrimientos andinos.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer de manera muy especial a E. Llambías (UNLP) por los comentarios y sugerencias que contribuyeron a comprender mejor la morfología de los intrusivos en el subsuelo y que además mejoraron el manuscrito original. El agradecimiento también es muy especial para M. Franchi y A. Ardolino (SEGEMAR) que colaboraron en las tareas de campo y aportaron valiosas ideas sobre la geología de la zona. Apreciamos la cooperación de E. Rodríguez Badiola (Museo de Ciencias Naturales de Madrid) en los análisis químicos. J.C. Danieli proporcionó el apoyo logístico en la zona de trabajo a través de la Dirección Provincial de Minería del Neuquén. Los comentarios y sugerencias de los árbitros del trabajo mejoraron sustancialmente la versión final. Los trabajos de campo se realizaron con el financiamiento y la logística de la ex-Secretaría de Minería de la Nación a través del Programa Nacional de Cartas Geológicas. La ex-Secretaría de Energía permitió la consulta de su archivo de informes finales de pozos de YPF del Yacimiento Chihuido-Sierra Negra.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ardolino, A., Franchi, M. y González, P., 1994. Geología del sector oriental del Departamento Pehuenches, Provincia del Neuquén. Informe preliminar. Secretaría de Minería. Servicio Geológico Nacional. Informe N° 3059 (Inédito).
- Arzi, A., 1978. Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44: 173-184.
- Billings, M., 1972. Geología Estructural. Editorial Universitaria de Buenos Aires, 564 p. Buenos Aires.
- Bradley, J., 1965. Intrusion of major dolerite sill. *Transactions of the Royal Society of New Zealand, Geology*, 3 (4): 27-55.

- Cangini, J., 1972. Informe sobre la estructura del Chihuido de la Sierra Negra, departamento Pehuenches, provincia del Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A. (Inédito). Buenos Aires.
- Corry, Ch., 1988. Laccoliths: Mechanics of emplacement and growth. The Geological Society of America, Special Paper 220. 110 p. Boulder.
- Einsele, G., Gieskes, J., Curray, J., Moore, D., Aguayo, E., Aubry, M., Fornari, D., Guerrero, J., Kastner, M., Kelts, K., Lyle, M., Matoba, Y., Molina Cruz, A., Niemitz, J., Rueda, J., Saunders, A., Schrader, H., Simonett, B. y Vacquier, V., 1980. Intrusion of basaltic sills into highly porous sediments and resulting hydrothermal activity. *Nature*, 283: 441-445.
- Franchini, M., 1992. Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, Provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en skarns. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (4): 399-408. Buenos Aires.
- Francis, E., 1982. Magma and sediment-I. Emplacement mechanism of late Carboniferous tholeiite sills in northern Britain. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 1-20.
- Freytes, E., 1970. Levantamiento geológico de la zona situada entre los Chihuidos y el Auca Mahuida, Departamentos de Añelo y Pehuenches. Provincia del Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A., informe N° 0903 (Inédito). Buenos Aires.
- Gill, J., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. *Minerals and Rocks* N° 16. Springer Verlag, 390 p., Berlín.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén. Dirección General de Minas, Publicación 58.
- Groeber, P., 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Dirección Nacional de Minería e Hidrogeología, Boletín 38.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. *Asociación Geológica Argentina, Serie «C»: Reimpresiones* (1980), 1: 55-161. Buenos Aires.
- Holmberg, E., 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil (Provincia del Neuquén). Servicio Geológico Nacional, Boletín 152, 89p. Buenos Aires.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spottel, B., Lorenz, V. y Wanke, H., 1979. The abundances of major, minor, and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Procedures on Lunar and Planetary Science Conference* N° 10. *Geochimica et Cosmochimica Acta, Supplement* 11: 2031-2050.
- Leanza, H. y Hugo, C., 1977. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° L.S., Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (4): 248-264. Buenos Aires.
- Leanza, H., Marchese, H. y Riggi, J., 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° L.S., Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (3): 190-208. Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Gulisano, A., 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, pp. 221-243. Instituto Miguel Lillo, Serie *Correlación Geológica* 6. San Miguel de Tucumán.
- Le Maître, R., 1984. A proposal by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31: 243-255.
- Llambías, E. y Malvicini, L., 1978. Geología, petrología y metalogénesis del área de Collipilli, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (4): 257-276. Buenos Aires.
- Llambías, E. y Rapela, C., 1987. Las volcanitas de Collipilli y sus relaciones con las provincias volcánicas del Terciario inferior en Neuquén-Mendoza y Patagonia. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 4: 249-256. Tucumán.
- Llambías, E. y Rapela, C., 1989. Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades Paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 224-236. Buenos Aires.
- Marcón, V., 1970. Levantamiento geológico en las zonas de los cerros Villegas, Huantraico y Bayo, Provincia del Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A., informe N° 1238 (Inédito). Buenos Aires.
- Mastandrea, O., Leanza, H., Hugo, C. y Spiegelman, A., 1975. Manifestaciones fosfáticas en la sierra de Vaca Muerta y adyacencias, Provincia del Neuquén, República Argentina. *Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 2: 461. Buenos Aires.
- Mc Donough, W., Sun, S., Ringwood, A., Jagoutz, E. y Hofmann, A., 1992. K, Rb and Cs in the earth and moon and the evolution of the earth's mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta, Ross Taylor Symposium Volume*.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Orchuela, L., 1975. Los cuerpos andesíticos en el subsuelo del Chihuido de la sierra Negra y distribución areal de la arenisca de Avilé. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S.A., informe N° 1492 (Inédito). Buenos Aires.
- Pollard, D., Muller, O. y Dockstader, D., 1975. The form and growth of fingered sheet intrusion. *Bulletin of the Geological Society of America*, 86: 351-363.
- Price, N. y Cosgrove, J., 1990. *Analysis of geological structures*. Cambridge University Press, 502 p. Cambridge.
- Ramos, V., 1978. Estructura. En: Irigoyen, M., (Ed.): *Relatorio de Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino: 98-118. Buenos Aires.
- Ramos, V., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte (Provincia del Neuquén). Servicio Geológico Nacional, Boletín 182, 103p. Buenos Aires.
- Ramos, V. y Barbieri, A., 1988. El volcanismo Cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 210-223. Buenos Aires.
- Rapela, C. y Llambías, E., 1985. La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. *Actas 4° Congreso Geológico Chileno*, 3 (4): 458-488. Antofagasta.
- Sun, S., 1982. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 179-192.
- Uliana, M., 1971. Informe mensual Comisión Geológica N° 1, septiembre de 1971. Yacimientos Petrolíferos Fiscales S. A. (Inédito). Buenos Aires.
- Uliana, M., 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, Provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata (Inédito).
- Walker, K., 1969. The Palisades Sill, New Jersey: A reinvestigation. The Geological Society of America, Special Paper 111. 178p. Boulder.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, 466 p. Londres.
- Wood, D., Joron, J., Treuil, M., Notty, M. y Tarney, J., 1979. Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 70: 319-339.
- Zöllner, W. y Amos, A., 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal (Provincia del Neuquén). Servicio Nacional Minero-Geológico, Boletín 143, 91pp. Buenos Aires.

Recibido: 18 de agosto, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera argentina

Ricardo A. ASTINI¹, Edsel D. BRUSSA² y Charles E. MITCHELL³

¹ CONICET, Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, C.C. 395, 5000 Córdoba. E-mail: rastini@satlink.com

² CONICET, Cátedra de Paleontología I, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa. E-mail: ebrussa@cpenet.com.ar

³ Department of Geology, State University of New York at Buffalo, Buffalo, NY 14260, USA. E-mail: cem@nsm.buffalo.edu

ABSTRACT. *Stratigraphical revision and palaeogeographical considerations of the western tectonofacies of the Argentine Precordillera.* A synthesis of current knowledge on the western tectonofacies of the Argentine Precordillera points to the potential correlation of different lithostratigraphical units on the basis of lithology, facies analysis, petrographical characteristics and faunal content. Graptolites are shown to be particularly useful, not only in constraining ages, but also in identifying specific water masses more precisely and in determining the palaeogeography. Particularly important, is the recent finding of Ashgill, most probably Hirnantian graptolites, intimately associated with pillow lavas of the Alcaparrosa Formation. This new age rules out the hypothesis that these mafic volcanic rocks in western Precordillera were related to the *rifting* that separated the Precordillera from Laurentia. Moreover, contrasting lithofacies and graptolite biogeography indicate that strong differences existed between the Precordillera and Laurentia by the Late Ordovician, and suggest that the Precordillera was located in cool-water western Gondwana latitudes by then. Instead, the mafic volcanic rocks in the western Precordillera were related to Late Ordovician extension (post-orogenic relaxation), and the eventual separation of a para-autochthonous fragment of Grenvillian basement from the Precordillera terrane, known as Chilenia. Moreover, relatively new findings of Early Cambrian oceanic crust, tectonically included in the southern extent of the western tectofacies in Mendoza province, reinforce the postulated Cambrian separation between the Precordillera and Laurentia.

Key words: *Stratigraphy, Biostratigraphy, Palaeogeography, Graptolites, Ordovician, Tectofacies Occidental, Precordillera*
Palabras clave: *Estratigrafía, Bioestratigrafía, Paleogeografía, Graptolitos, Ordovícico, Tectofacies Occidental, Precordillera*

Introducción

La tectofacies occidental precordillerana (Fig. 1) fue definida por Astini (1991, 1992) para diferenciar en el contexto de la Precordillera de Mendoza, San Juan y La Rioja, y para el Paleozoico temprano, el ámbito occidental donde afloran asociaciones de facies predominantemente siliciclásticas y "marinas profundas", afectadas por intensa deformación y suave metamorfismo y vinculadas espacialmente con la denominada faja ofiolítica famatiniana (Haller y Ramos 1984). El concepto involucra a un conjunto de unidades cuya evolución geológica estuvo controlada por un elemento estructural de primera magnitud (Sloss *et al.* 1949), posiblemente constituido por corteza continental atenuada. En contraste con la tectofacies occidental, la tectofacies oriental comprende al cinturón de facies carbonáticas depositadas sobre la plataforma precordillerana y al conjunto heterogéneo de unidades clásticas que le suprayacen (Fig. 2). Con anterioridad y con un sentido

similar, Blasco y Ramos (1976) emplearon el término tectofacies para diferenciar a los depósitos turbidíticos de la Formación Alcaparrosa (del ámbito occidental) de las pelitas negras de la Formación Los Azules en el ámbito oriental.

El registro estratigráfico de la tectofacies oriental es más continuo y completo que el de la tectofacies occidental (Astini 1992, 1993); no obstante, dentro de la tectofacies occidental se reconoce un registro del Cámbrico y del Ordovícico que, aunque fragmentario, es bastante completo en cuanto al rango de edades que abarca. Este trabajo presenta una revisión estratigráfica actualizada de la tectofacies occidental aportando nuevas edades que amplían el lapso anteriormente registrado en ella y establece, sobre la base de criterios lito (Astini 1991) y bioestratigráficos (Brussa 1994), una correlación entre unidades de dicho ámbito. Asimismo, se discuten aspectos paleogeográficos basados en el nuevo hallazgo de Precámbrico-Cámbrico basal y de Ashgiliano tardío dados a conocer por Davis *et al.* (1997, 2000a) y Brussa *et al.* (1999), respectivamente.

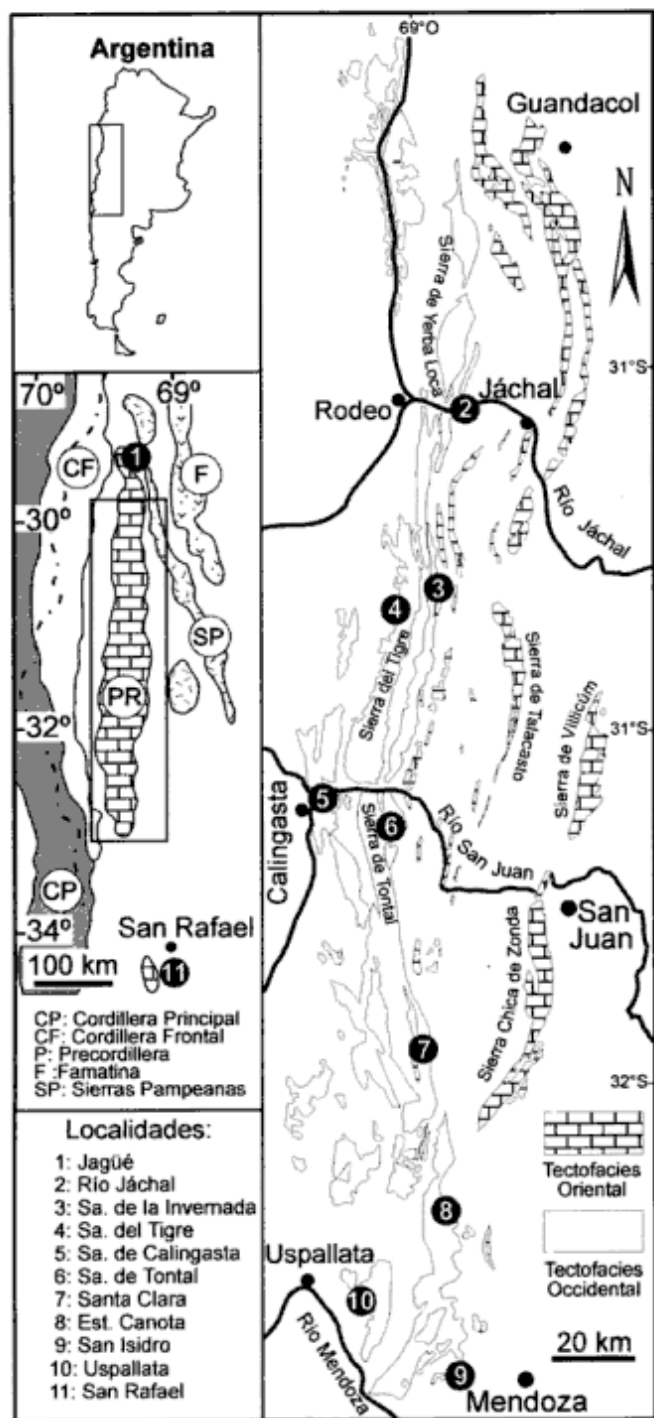


Figura 1: Mapa general de ubicación de la Precordillera y subdivisión en tectofacies.

Estratigrafía

La tectofacies occidental se extiende desde los afloramientos septentrionales en la provincia de La Rioja (región de Jagüé) hasta los afloramientos más australes ubicados al SO de San Rafael en la provincia de Mendoza. A lo largo de toda la extensión de la provincia geológica precordillerana las unidades

allí expuestas cambian de nombre, pero desde un punto de vista lito y bioestratigráfico pueden ser correlacionadas (Fig. 3). Si bien en ninguna localidad aflora la columna completa de dicho ámbito, proponemos a la columna expuesta en la sección del río Jáchal, que es estructural y estratigráficamente más simple, como la columna de referencia de la tectofacies occidental, sintetizando ella gran parte de sus características típicas.

Precordillera de La Rioja

La sierra de Yerba Loca compuesta por la unidad homónima (Formación Yerba Loca) penetra en La Rioja (Furque 1963) habiendo sido estudiada y cartografiada posteriormente por Astini (1991) quien describe una sucesión de turbiditas arenosas con intercalación de capas de arenitas híbridas y calcarenitas intercaladas. Asomos de una unidad muy similar se exponen en la Precordillera de Jagüé donde está relacionada, tectónicamente, con lavas almohadilladas estudiadas por Kay *et al.* (1984). El conjunto fue vinculado, originalmente, con la tectofacies oriental por Aceñolaza *et al.* (1971) y Baldis *et al.* (1982), aunque Haller y Ramos (1984) lo incluyeron dentro de la faja de afloramientos de las "ofiolitas famatinianas" y Aceñolaza (1969), originalmente, remarcó sus similitudes con el "pretilítico" de la tectofacies occidental. Desde un punto de vista litofacial y considerando la graptofauna (Ortega *et al.* 1991) hallada en la unidad clástica (Esquistos Cerro Cóndor, Fig. 3), ésta se correspondería con asomos de la tectofacies occidental (Martino y Astini 1998).

Precordillera de San Juan

En el ámbito de la Precordillera sanjuanina es donde la tectofacies occidental adquiere mayor desarrollo (Astini 1992). La exposición más accesible se encuentra a lo largo del perfil del río Jáchal, donde de más antiguo a más joven y de este a oeste se destacan las Formaciones Los Sombreros, Yerba Loca y Alcaparrosa (Fig. 3). La Formación Los Sombreros expuesta en la localidad de Los Túneles (Benedetto y Vaccari 1992; Banchig y Bordonaro 1994) contiene importantes olistolitos que incluyen bloques de cuarcitas, bloques de conglomerados, bloques graníticos y una importante variedad de bloques carbonáticos. La estratigrafía de los bloques se remonta muy probablemente al Grenviliiano, basamento de la Precordillera, de donde provendrían los bloques graníticos. Dicho basamento habría estado cubierto por sucesiones conglomerádicas y cuarcíticas cuyos restos, preservados como bloques, han sido interpreta-

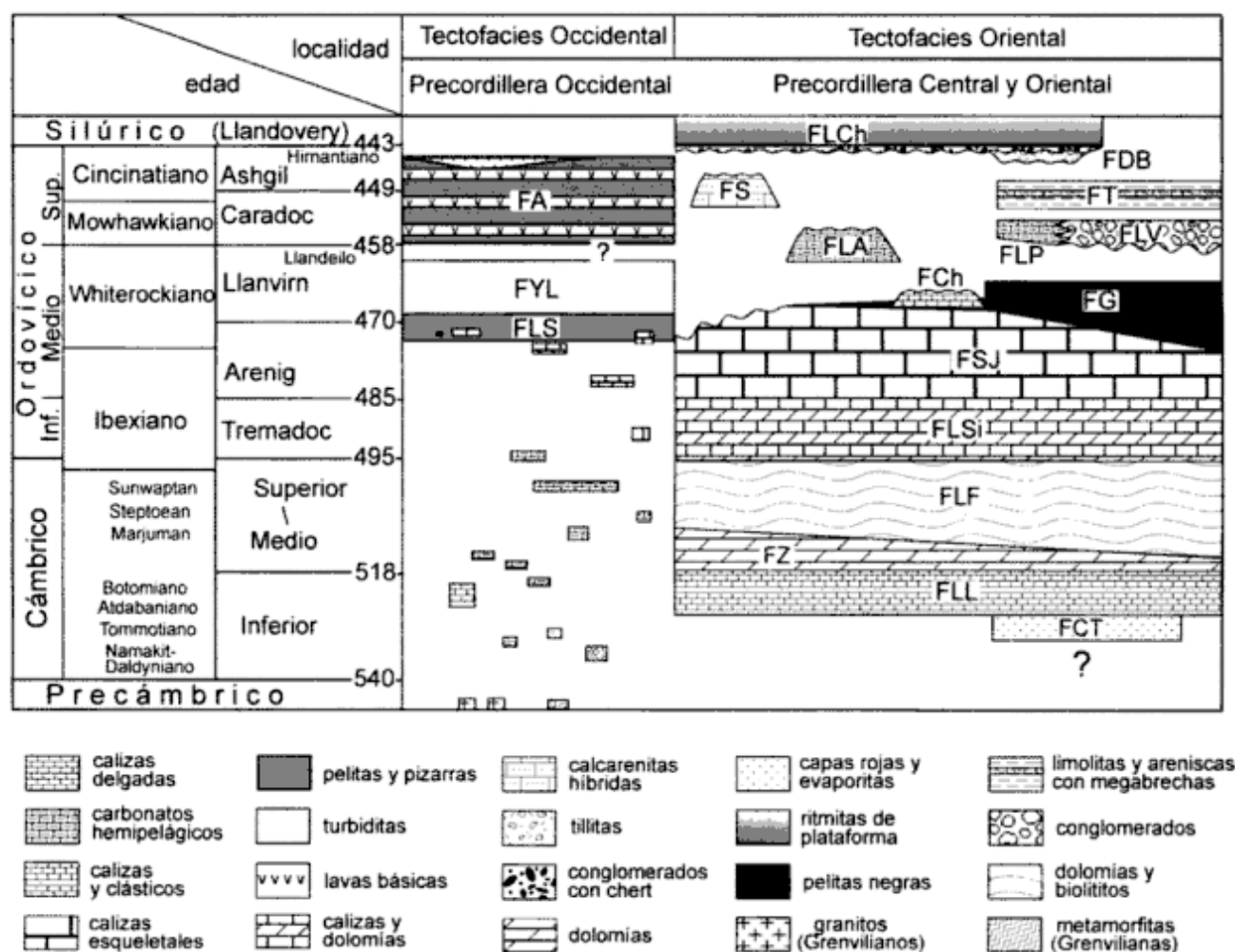


Figura 2: Cuadro cronoestratigráfico y posicionamiento relativo de unidades presilúricas en la tectofacies occidental y oriental de la Precordillera argentina. FCT: Fm Cerro Totorá, FLL: Fm. La Laja, FZ: Fm. Zonda, FLS: Fm. La Silla, FSJ: Fm. San Juan, FG: Fm. Gualcamayo, FLA: Fm. Las Aguaditas, FCh: Fm. Las Chacritas, FLV: Fm. Las Vacas, FT: Fm. Don Braulio, FLCh: Fm. La Chilca, FLS: Fm. Los Sombreros, FYL: Fm. Yerba Loca, FA: Fm. Alcázarrosa (modificado de Astini 1998b).

doos como "muestras" de los sistemas depositacionales vinculados con el episodio de *rifting* inicial del terreno de Precordillera (Thomas y Astini 1996, 1999). En tanto, los bloques carbonáticos (alóctonos, A en Fig. 3) representan diferentes facies expuestas en la tectofacies oriental y vinculadas con la historia sedimentaria de la plataforma. Recientemente, se ha descrito dentro de esta unidad (Astini y Thomas 1999), un bloque olistolítico en facies siliciclásticas y mixtas con improntas de pseudomorfo de halita y una transición a facies rojas. Su contenido faunístico permite situarlo en el Cámbrico temprano y correlacionarlo con los depósitos evaporíticos descritos por Astini y Vaccari (1996) en la tectofacies oriental, que fueran interpretados como pertenecientes a depósitos de *sinrift*. La estratigrafía de bloques contenidos en esta unidad a lo largo de la Precordillera ha sido recientemente estudiada por Bordonaro y Banchig (1996) quienes concluyen que el abanico de edades involucrado se extiende entre el Cámbrico temprano

y el Arenigiano. Dicho lapso ha sido también estimado por Benedetto y Vaccari (1992), quienes además, asignan una edad arenigiana tardía-lanvirniana temprana para el encajonante siguiendo a Ortega *et al.* (1991). Registros paleontológicos más jóvenes han sido mencionados para esta formación (Cuerda *et al.* 1983, 1985), pero es posible que la tectónica extensiva que afectó a la Precordillera durante el Ordovícico medio y tardío haya originado mezcla de bloques más jóvenes dentro de la tectofacies occidental que producen cierta confusión estratigráfica.

La Formación Yerba Loca en la sierra homónima y sobre el río Jáchal se relaciona tectónicamente con la Formación Los Sombreros. La graptofauna y conodontes asociados de los niveles de calcarenitas que cubren a los olistostromas y olistolitos de esta última limitan la edad del tope. Ortega *et al.* (1991) y Albanesi *et al.* (1995) refieren la asociación al límite Arenigiano-Llanvirniano (Fig. 3). La Formación Yerba Loca, en tanto, posee una conodontofauna que

la ubica dentro del Llanvirniano (Albanesi *et al.* 1995) y está compuesta por sucesiones turbidíticas arenosas interpretadas como depósitos de lóbulos asociados con sectores medios de abanicos submarinos (Astini 1988, 1991).

Las Formaciones Don Polo y Cabeceras han sido reconocidas en la tectofacies occidental en el área comprendida entre Calingasta y el río Cabeceras (Scalabrini Ortiz *et al.* 1969), al sur de Barreal. Ambas han sido afectadas por plegamiento intenso y desarrollan un clivaje de plano axial penetrativo, deformación asociada a un muy bajo grado de metamorfismo (epimetamorfismo). Estas características permiten su correlación litoestratigráfica con la Formación Yerba Loca, aún cuando en ellas no se han hallado faunas.

La Formación Cortaderas aflorante en el sur de la sierra de Tontal en el límite entre San Juan y Mendoza posee características turbidíticas, una importante deformación asociada a metamorfismo de bajo grado y abundantes intercalaciones de diabasas y serpentinitas (Cucchi 1972). Cuerda *et al.* (1987) describieron una asociación de graptofaunas de pobre preservación en el perfil de Santa Clara, asignándolos

al Ordovícico medio y superior con ciertas dudas (Fig. 3). Asimismo, la refirieron a la Formación Villavicencio como figura en el mapa de Harrington (1971). En tanto la Formación Portezuelo de Tontal (Fig. 3) es la unidad que domina en la región cumbre de la sierra homónima y su graptofauna y análisis litofacial y paleoambiental fue dado a conocer por Cuerda *et al.* (1986) y Spalletti *et al.* (1989), respectivamente. De acuerdo con este último trabajo, esta unidad también sería correlacionable con la Formación Yerba Loca, siendo sus litofacies y rango de edades (Llanvirniano inferior-superior) muy similares a excepción de una mayor presencia de asociaciones conglomerádicas interpretadas por dichos autores como pertenecientes a depósitos más proximales, vinculados con complejos de canales distributarios.

La Formación Alcaparrosa (Harrington 1957) constituye una clásica referencia de la tectofacies occidental (Fig. 3) tanto desde el punto de vista lito como bioestratigráfico, ya que contiene el grueso de las rocas básicas asignadas a la faja ofiolítica famatiniana (Haller y Ramos 1984) y a graptofaunas originalmente referidas al Caradociano (Blasco y Ramos 1976). Recientes trabajos de investigación lleva-

SERIES ORDOVICICAS		ZONAS DE GRAPTOLITOS	FORMACIONES DE LA TECTOFACIAS OCCIDENTAL DE LA PRECORDILLERA											
NORTE AMERICA	AUSTRALIA	GRAN BRETAÑA	PRECORDILLERA OCCIDENTAL	Jagüé (1)	Río Jáchal (2)	Sa. de la Invernada (3)	Sa. del Tigre (4)	Calingasta (5)	Sa. del Tontal (6)	Santa Clara (7)	Canota (8)	San Isidro (9)	Uspallata (10)	Bloque San Rafael (11)
CINCINNATIANO	Bo	ASHGIL	<i>N. extraordinarius</i>											
			<i>D. ornatus</i>											
MOHAWKIANO	Ea	CARADOCIANO	<i>D. complanatus</i>											
			<i>P. linearis</i> ?											
WHITEROCKIANO	Gi	LLANVIRNIANO	<i>D. clingani</i> ?	?		?	Alcaparrosa	Alcaparrosa				Empozada		
			<i>C. bicornis</i> ?											
IBEXIANO	Da	ARENIGIANO	<i>N. gracilis</i>											
			<i>H. teretiusculus</i>											
TREM	Ya		<i>P. tenuis</i>											
			<i>U. austrograptus</i>											
	Ca													
	Ch													
	Be		<i>P. fruticosus</i>											
			<i>T. approximatus</i>											
	La		<i>Dictyonema/ Callograptus</i>											

Figura 3: Cuadro de correlación estratigráfica de las unidades aflorantes en la tectofacies occidental de la Precordillera incluyendo las diferentes divisiones del Ordovícico de mayor aceptación y la división de biozonas de graptolitos consideradas en este trabajo. Los números sobre cada columna están ubicados en el mapa de la Fig. 1. Los límites de unidades se marcan con líneas de trazos. Cuando incluye signo de pregunta significa dudoso, cuando sólo se marca un signo de pregunta significa que su ubicación sólo contempla argumentos litoestratigráficos. A significa bloque alóctono. Las flechas indican que se extendería más allá del límite comprobado. A los efectos de comparación se ha incluido la columna de San Isidro (9) al ser considerada por algunos autores como perteneciente a la TOC.

dos a cabo en varias localidades de la Precordillera Occidental revelan la posibilidad de que esta unidad se prolongue en el tiempo hasta fines del Ordovícico. En efecto, Ortega *et al.* (1991) mencionan que las edades sugeridas por la graptofauna en la sierra del Tigre serían más jóvenes que las originalmente asignadas por Blasco y Ramos (1976). Recientemente, en la región de Calingasta (Brussa *et al.* 1999) se ha recolectado una asociación de graptofaunas referida inequívocamente al Ashgiliano y muy posiblemente al Hirnantiano (Biozona de *N. extraordinarius*). Esto ubica a los niveles intercalados con las lavas almohadilladas básicas del área en edades bastante más jóvenes de lo concebido con anterioridad, hecho significativo desde el punto de vista paleogeográfico, como se verá más adelante. Es importante agregar que la Formación Alcaparrosa contiene, hacia el tope, importantes intercalaciones de arenitas cuarzosas gruesas y ocasionalmente sabulíticas, descritas y analizadas por Astini (1991), hecho que posiciona a ésta en un ambiente menos distal que el supuesto en reconstrucciones previas (Ramos *et al.* 1984, 1986). Las arenitas cuarzosas se disponen en la localidad de Las Juntas (inmediatamente al norte de Calingasta) rellenando grandes artesas con capas amalgamadas, con estructura interna gradada normal y separadas por superficies erosivas con marcas de flujo dirigidas al oeste. Asociadas a las capas gradadas han sido observados niveles con estratificación cruzada y delgados conglomerados finos lenticulares. Esta asociación litofacial ha sido interpretada por Astini (1991) como depósitos resedimentados pertenecientes a complejos de canales, de posición relativamente proximal, dentro de un contexto marino profundo (Mutti y Normark 1987). En contacto neto sobre las arenitas cuarzosas se desarrollan mantos basálticos con estructura vesicular próxima a los bordes y escasa evidencia de cocción. Estos se interpretan como efusiones básicas submarinas que evidentemente no pueden considerarse de ambientes restringidos u "oceánicos" por su íntima relación con las facies canalizadas mencionadas precedentemente. Asimismo, desde un punto de vista composicional y granulométrico, a pesar de su naturaleza resedimentada, las arenitas cuarzosas indican un retrabajo intenso, propio de ambientes litorales y una zona de pasaje hacia la cuenca profunda, relativamente corta.

Las Formaciones Corralito, Cántaro de Oro y Sierra de La Invernada fueron definidas por Furque y Caballé (1988) en la localidad de la sierra de La Invernada, al oeste de Gualilán (Fig. 3). Estas unidades muestran una estratigrafía análoga a la desarrollada por las Formaciones Los Sombreros, Yerba Loca y Alcaparrosa y anteriormente se hallaban agrupadas dentro de la Formación La Invernada (Furque 1983; Banchig 1996). Desde el punto de vista litofacial la Formación La Invernada cuenta dentro de

la sección inferior no sólo con bloques y olistostromas que contienen clastos de calizas de la Formación San Juan con abundante macrofauna, sino también clastos de metamorfitas micáceas y migmatitas granatíferas que fueron mencionadas y descritas por Astini (1991). Es importante subrayar, sin embargo, que en esta región algunos de los bloques olistolíticos de mayor dimensión están incluidos en el Devónico, hecho señalado por Astini (1996). Calcarenitas y arenitas híbridas con aloquímicos intracuencales coetáneos (peloides y bioclastos) permitieron sugerir el desarrollo parcialmente contemporáneo del depocentro de la Formación La Invernada con el de la plataforma carbonática (Formación San Juan) de la tectofacies oriental (Astini 1991; Brussa y Astini 1995). Los litoclastos metamórficos, en tanto, provendrían del zócalo (basamento) expuesto a erosión en sectores próximos al depocentro. El desarrollo de calcarenitas con componentes de naturaleza intracuencales coetánea es también característico de la Formación Yerba Loca (Astini en Ortega *et al.* 1991; Astini 1994) en niveles estratigráficos análogos, aunque la posición cronoestratigráfica ha sido mejor acotada en la Formación La Invernada, donde fuera asignada al intervalo Arenigiano tardío-Llanvirniano basal (Brussa 1994, 1997a y b).

La Formación Cántaro de Oro, a su vez, contiene un importante registro de graptofaunas referido a las zonas de *Climacograptus bicornis*-*Climacograptus pygmaeus* (Caballé *et al.* 1993). Desde el punto de vista litofacial, es equivalente a la Formación Alcaparrosa. En ella pueden diferenciarse cuerpos básicos con lavas almohadilladas interestratificados con sucesiones de vaques gradados, con frecuentes marcas subestratales (turbiditas) en paquetes de geometría tabular estratocrecientes y decrecientes que alternan con paquetes de pelitas negras localmente muy clivadas y satinadas.

Precordillera de Mendoza

Dentro de la Serie de La Horqueta expuesta en el bloque de San Rafael pueden diferenciarse según Cuerda y Cingolani (1998 y referencias en él expuestas) varias unidades de las cuales al menos dos poseen faunas ordovícicas. La Formación La Horqueta, compuesta por areniscas líticas y grauvacas intruidas por cuerpos básicos, afectada por metamorfismo de bajo grado e intensa deformación, y la Formación Pavón (Fig. 3) constituida por una alternancia de ritmitas sublíticas gradadas, dispuestas en microsecuencias grano y estratocrecientes y decrecientes, con muy buen desarrollo de marcas de base y sin metamorfismo evidente. Estos paquetes de turbiditas arenosas se intercalan con paquetes de lutitas negras con abundante graptofauna reciente-

mente descrita por los autores (Cuerda y Cingolani 1998 y referencias allí citadas). Las pelitas localmente presentan brillo satinado en los planos de partición, lo que sugiere su inclusión dentro del campo del epimetamorfismo. Ésto también es sugerido por el estado de preservación de la graptofauna que semeja la hallada en la Formación Alcaparrosa.

En los asomos de la Precordillera Occidental de Mendoza se exponen unidades siliciclásticas afectadas por intensa deformación y metamorfismo en facies de esquistos verdes (Formaciones Farallones y Bonilla, véase Cucchi 1971 y trabajos allí citados) dentro de las que, recientemente, se han descrito y datado complejos ultrabásicos y granulitas granatíferas interpretadas como restos de corteza oceánica, aparentemente correspondiendo a colgajos tectónicos (Davis *et al.* 1997, 2000a y b). La edad de estos complejos ultrabásicos fue recientemente calculada en 565 ± 45 (Davis *et al.* 1997) y 576 ± 17 (Davis *et al.* 2000a), constituyendo el registro más antiguo en la tectofacies occidental. Desde un punto de vista litofacial las areniscas gradadas de estas unidades fueron correlacionadas con las turbiditas de las Formaciones Cortaderas, Don Polo y Yerba Loca expuestas en la Precordillera de San Juan (Cucchi 1971; Astini 1991). Debe resaltarse que en estas unidades existen asimismo, paquetes que incluyen frecuentes intercalaciones de calcarenitas y calcipelitas en capas delgadas como en los equivalentes menos deformados de la Precordillera sanjuanina. Asomos asignados a la Formación Villavicencio, no visitados por los autores de este trabajo, cercanos a la estancia Canota en la Precordillera mendocina permiten asimismo establecer una correlación tentativa con los del ámbito occidental basados en las litologías descritas y faunas publicadas por Cuerda *et al.* (1988). Los autores preferimos reservar el nombre de Formación Villavicencio para las sedimentitas siliciclásticas siluro-devónicas que no han sufrido metamorfismo.

A diferencia de Bordonaro y Banchig (1996), excluimos a los afloramientos ubicados al oeste de la ciudad de Mendoza, más precisamente los de la quebrada de San Isidro y adyacencias, del ámbito occidental, por cuanto consideramos que ellos son lito y biofacialmente similares a unidades de la tectofacies oriental (Astini 1991, 1993). El grueso de la Formación Empozada es incluida dentro de la Aloformación Trapiche (o Miosintema Trapicheano, Astini 1998a). Como ha sido expuesto por Bordonaro *et al.* (1993), esta unidad contiene bloques de variada edad y composición (Cámbrico temprano hasta Arenigiano) (Mitchell *et al.* 1998). Esta mezcla de bloques puede explicarse por efectos de una tectónica extensional ordovícica tardía que afectó a la Precordillera con posterioridad a ese intervalo (Astini 1997, 1998a y b), redepositando olistolitos y olistostromas removidos desde altos intracuencales (*unroofing*) que servían como áreas fuente.

Consideraciones paleogeográficas

El amplio registro estratigráfico de la tectofacies occidental permite establecer nuevos aportes respecto de la paleogeografía del terreno de Precordillera. El descubrimiento de restos de corteza oceánica cámbrica-precámbrica en el sector de la Precordillera mendocina (Davis *et al.* 1997, 2000a y b) constituye la primer evidencia independiente de la bio y litoestratigráfica, de la existencia de fondo oceánico en la tectofacies occidental que se vincularía con el inicio de la separación entre el terreno de Precordillera y Laurentia (Thomas y Astini 1999). El registro de olistolitos cámbricos (Bordonaro y Banchig 1996) junto a los bloques de basamento asignables al Grenviliano (Fig. 2) representan fragmentos del margen continental y del zócalo cristalino que se habrían incorporado a la tectofacies occidental durante la etapa de extensión del Ordovícico medio-tardío vinculada con un fenómeno de extensión poscolisional que afectó a la totalidad del terreno de Precordillera (Astini 1997, 1998b).

La nueva edad ashgiliana, y muy posiblemente hirsantiana, aportada por Brussa *et al.* (1999), introduce una variación en las interpretaciones referentes a la edad de la Formación Alcaparrosa, anteriormente referida al Caradociano. La revisión crítica de las formas presentes en esta unidad indican un rango de edades más compatible con el intervalo caradociano superior - ashgiliano para las sedimentitas interestratificadas con volcanitas almohadilladas. Si bien con anterioridad estos basaltos han sido vinculados a un contexto distensivo (Kay *et al.* 1984; González Bonorino y González Bonorino 1991), recientemente se han supuesto dos posibles marcos tectónicos ligados alternativamente: a) con una etapa de extensión y relajamiento poscolisional (Astini 1998b), aceptando la hipótesis de acreción de la Precordillera al margen gondwánico en el Ordovícico medio, o b) con el episodio de *rifting* y separación entre Precordillera y Laurentia (Keller *et al.* 1998). En este segundo caso, los autores siguiendo a Dalziel (1993, 1997) sostienen que la Precordillera no habría evolucionado como un terreno independiente como lo señalan Astini *et al.* (1995, 1996), sino que se habría desprendido de Laurentia recién hacia fines del Ordovícico. La edad ashgiliana de, al menos parte, de los depósitos vinculados con la extensión finiordovícica (Brussa *et al.* 1999) permite refutar esta idea, ya que para ese entonces Laurentia estaba posicionada en bajas latitudes (Torsvik *et al.* 1996) (provincia de Edgewood de Rong y Harper 1988) mientras que el terreno de Precordillera se hallaba en la órbita del Gondwana según los indicadores litológicos (Astini 1995, 1999) y faunísticos (Benedetto 1998; Benedetto *et al.* 1995, 1999) que señalan su ubicación en altas latitudes. La baja diversidad de la grap-

tofauna de la Formación Alcaparrosa (Brussa *et al.* 1999) es compatible, asimismo, con latitudes altas y aguas templadas frías comunes en cuencas oceánicas abiertas, lejos de regiones de *upwelling*, donde la concentración de individuos aumenta notablemente (Finney y Berry 1997).

De ser confirmada la filiación extensional de la "faja ofiolítica famatiniana" y su posible extensión temporal hasta el Silúrico (Cortes 1992; Cortes y Kay 1994; Astini *et al.* 1996), una alternativa sería vincularla con la separación de Chileña (Ramos *et al.* 1984), considerando a éste, como un fragmento cortical parautoctono separado y acrecionado nuevamente durante la fase Precordilleránica (Astini 1996). Datasiones recientes del basamento de Chileña (Ramos y Basei 1997; Basei *et al.* 1998) le asignan una edad grenviliense, hecho que refuerza esta hipótesis. No obstante, resulta aún prematuro encasillar a las unidades clásticas ordovícicas y las lavas básicas almohadilladas de la tectofacies occidental, que se habrían desarrollado sobre corteza continental atenuada, en un contexto geotectónico determinado (e.g. retroarco).

Agradecimientos

Se reconoce especialmente a la Fundación Antorchas quien subvencionó parte del estudio de la tectofacies occidental. Asimismo, se agradece el apoyo económico brindado por subsidios de CONICET, CONICOR y ANPCYT. Gran parte de la información sobre la tectofacies occidental proviene de las tesis doctorales de dos de los autores (RAA y EDB), desarrolladas en el ámbito de la Universidad Nacional de Córdoba. Versiones preliminares del manuscrito fueron beneficiadas por la lectura crítica de V.A. Ramos, J.L. Benedetto y R.D. Martino. Los árbitros de la revista mejoraron sustancialmente la versión final.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., 1969. Características geológicas y estratigráficas del sector septentrional de la Precordillera riojana. *Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1: 1-13. Buenos Aires.
- Aceñolaza, F.G., Toselli, A. y Bernasconi, A., 1971. La Precordillera de Jagüé, La Rioja, Argentina: su importancia geológica y estructural. *Acta Geológica Lilloana*, 11: 259-290.
- Albanesi, G.L., Ortega, G. y Hténick, M.A., 1995. Conodontes y graptolitos de la Formación Yerba Loca (Arenigiano-Llandeiliense) en las Quebradas de Ancaucha y El Divisadero, Precordillera de San Juan, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 60: 365-400. Córdoba.
- Astini, R.A., 1988. Consideraciones sedimentológicas de la Formación Yerba Loca, Ordovícico de la Precordillera argentina. *Actas 2° Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 11-15. Buenos Aires.
- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 851 p. (Inédita).
- Astini, R.A., 1992. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos*, 48(5-6): 315-327.
- Astini, R.A., 1993. Secuencias deposicionales y niveles del mar en el Sistema Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 88(1-4): 113-126.
- Astini, R.A., 1994. Sucesiones calcáreo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca. *Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología*: 113-118. San Miguel de Tucumán.
- Astini, R.A., 1995. Paleoclimates and paleogeographic paths of the Argentine Precordillera during the Ordovician: evidence from climatically sensitive lithofacies. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. SEPM Pacific Section, Book 77:177-180.
- Astini, R.A., 1996. Las fases diastróficas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino-evidencias estratigráficas-Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración e Hidrocarburos, 5: 509-526. Buenos Aires.
- Astini, R.A., 1997. Stratigraphic evidence of two-stage rifting and collision in the Laurentian derived Precordillera terrane, south-central Andes. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 29(6), A-116.
- Astini, R.A., 1998a. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trápiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Superior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4): 489-503. Buenos Aires.
- Astini, R.A., 1998b. Stratigraphic evidence supporting the rifting, drifting and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*, pp. 11-33. Geological Society of London Special Publication, 142. Londres.
- Astini, R.A., 1999. The Late Ordovician glaciation in the Proto-Andean margin of Gondwana revisited: geodynamic implications. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, 43: 171-174.
- Astini, R.A. y Thomas, W.A., 1999. Un bloque cámbrico inferior en la Precordillera occidental de San Juan con afinidad apalachiana: nueva evidencia de la vinculación Precordillera-Laurentia. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 56-57. Salta.
- Astini, R.A. y Vaccari, N.E., 1996. Sucesión evaporítica del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51:97-106. Buenos Aires.
- 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. *Geological Society of America Bulletin*, 107(3): 253-273. Boulder.
- 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 de 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.
- Banchig, A.L., 1996. Litofacies y paleoambiente sedimentario del Ordovícico clástico de la Sierra de la Invernada (Formación Sierra de la Invernada), Precordillera Central, San Juan. *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología*: 169-174. Bahía Blanca.
- Banchig, L.A. y Bordonaro, O. 1994. Reinterpretación de la For-

- mación Los Sombreros: secuencia olistostrófica de talud, Precordillera Argentina. Actas 5° Reunión Argentina de Sedimentología: 283-288. Tucumán.
- Basci, M., Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Poma, S., 1998. El basamento metamórfico de la Cordillera Frontal de Mendoza: Nuevos datos geocronológicos e isotópicos. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 412-417. Buenos Aires.
- Benedetto, J.L., 1998. Early Paleozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: their bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): The Proto-Andean margin of Gondwana, pp. 57-83. Geological Society of London Special Publication, 142.
- Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E., 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques cámbricos y ordovícicos resedimentados de la Precordillera Occidental, Argentina. Estudios Geológicos, 48: 305-313.
- Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Carrera, M. y Sánchez, M.T., 1995. The evolution of faunal provincialism in the Argentine Precordillera during the Ordovician. En: Cooper, J.D., Droser, M.J. y Finney, S.C. (Eds.): Ordovician Odyssey, pp. 181-184. SEPM Pacific Section, Book 77.
- Benedetto, J.L., Sánchez, T.M., Carrera, M.G., Brussa, E.D. y Salas, M.J., 1999. Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during the early Paleozoic. En: Ramos, V.A. y Keppie D. (Eds.): Laurentia-Gondwana connections before Pangea, pp. 21-42. Geological Society America Special Paper 336.
- Blasco, G. y Ramos, V.A., 1976. Graptolitos caradocianos de la Formación Yerba Loca y del Cerro La Chilca, departamento Jáchal, provincia de San Juan. Ameghiniana, 13: 312-329.
- Bordonaro, O. y Banchig, A.L., 1996. Estratigrafía de los olistolitos cámbricos de la Precordillera Argentina. Actas 13° Congreso Geológico Argentino, 5: 471-479. Buenos Aires.
- Bordonaro, O.L., Beressi, M.S. y Keller, M., 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico de San Isidro, Precordillera de Mendoza. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploraciones de Hidrocarburos, 2: 12-19. Mendoza.
- Brussa, E.D., 1994. Las graptofaunas ordovícicas del sector central de la Precordillera Occidental sanjuanina. Tesis doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 323 p. (inédito).
- Brussa, E.D., 1997a. Graptolitos del Arenigiano tardío-Llanvirniano de la Formación Sierra de La Invernada, Precordillera Occidental sanjuanina, Argentina: parte 1. Ameghiniana, 34: 357-372.
- Brussa, E.D., 1997b. Graptolitos del Arenigiano tardío-Llanvirniano de la Formación Sierra de La Invernada, Precordillera Occidental sanjuanina, Argentina: parte 2. Ameghiniana, 34: 373-383.
- Brussa, E.D. y Astini, R.A., 1995. Relationships between graptolite-bearing strata (*Paraglossograptus tentaculatus* Zone) and sedimentary environments in Eastern and Western Argentine Precordillera: Preliminary study. 5° International Meeting of the Graptolite Working Group, Graptolite News 8: 17-19. Long Beach.
- Brussa, E.D., Mitchell, C.E. y Astini, R.A., 1999. Ashgillian (Hirnantian?) graptolites from the western boundary of the Argentine Precordillera. Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 43: 199-202. Praga.
- Caballé, M., Cuerda, A., Alfaro, M. y Furque, G., 1993. Nuevos hallazgos de graptolitos en el Ordovícico de la sierra del Tigre, Precordillera de San Juan. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 268-280. Mendoza.
- Cortes, J.M., 1992. Las lavas almohadilladas del Grupo Ciénaga del Medio, extremo noroccidental de la Precordillera mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47: 115-117. Buenos Aires.
- Cortes, J.N. y Kay, S.M., 1994. Una dorsal oceánica como origen de las lavas almohadilladas del Grupo Ciénaga del Medio (Silúrico-Devónico) de la Precordillera de Mendoza. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 1005-1009. Concepción.
- Cucchi, R.J., 1971. Edades radimétricas y correlación de metamorfitas de la Precordillera, San Juan y Mendoza, Rep. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26: 503-515. Buenos Aires.
- Cucchi, R.J., 1972. Geología y estructura de la Sierra de Cortaderas, San Juan-Mendoza, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27: 229-248. Buenos Aires.
- Cuerda, A. y Cingolani, C., 1998. El Ordovícico de la región del Cerro Bola en el Bloque de San Rafael, Mendoza: sus faunas graptolíticas. Ameghiniana, 35: 427-448. Buenos Aires.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1983. Las graptofaunas de la Formación Los Sombreros, Ordovícico inferior de la vertiente oriental de la Sierra del Tontal. Ameghiniana, 10: 272-312. Buenos Aires.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Shauer, O. y Varela, R., 1985. El Ordovícico de la Sierra del Tontal, Precordillera de San Juan, Argentina. Actas 4° Congreso geológico Chileno, 1:102-132. Antofagasta.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Shauer, O., 1986. Cámbrico y Ordovícico en la Precordillera de San Juan: Formación Los Sombreros, ampliación de su conocimiento bioestratigráfico. Actas 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 5-17. Mendoza.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A., Varela, R. y Shauer, O., 1987. Graptolitos ordovícicos del "Grupo Villavicencio", flanco sudoriental de la Sierra del Tontral en el área de Santa Clara, Precordillera de San Juan-Mendoza, República Argentina. Actas Congreso Latinoamericano de Paleontología, 1: 111-118. Santa Cruz de la Sierra.
- Cuerda, A.J., Lavandaio, E., Arrondo, O. y Morel, E., 1988. Investigaciones estratigráficas en el "Grupo Villavicencio", Canota, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 43: 356-365. Buenos Aires.
- Dalziel, I.W.D., 1993. Tectonic tracers and the origin of the proto-Andean margin. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploraciones de Hidrocarburos, 3: 367-374. Mendoza.
- Dalziel, I.W.D., 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics, Review, hypothesis, environmental speculation. Geological Society of America Bulletin 109: 16-42.
- Davis, J.S., McClelland, W.C., Roeske, S.M., Gerbi, C., y Moores, E.M., 1997. The early to middle Paleozoic tectonic history of the SW Precordillera terrane and Laurentia-Gondwana interactions. Geological Society of America, Abstracts with Programs, 29(6). A-380.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. y Kay S.M., 2000a. Mafic and ultramafic crustal fragments of the southwestern Precordillera terrane and their bearing on tectonic models of the early Paleozoic in western Argentina. Geology, 28: 171-174.
- Davis, J.S., Roeske, S.M., McClelland, W.C. y Snee, L.W., 2000b. Closing the ocean between the Precordillera terrane and Chileania: Early Devonian ophiolite emplacement and deformation in the SW Precordillera. En: Ramos, V.A. y Keppie D. (Eds.): Laurentia-Gondwana connections before Pangea. Geological Society of America Special Paper, 336.
- Finney, S.C. y Berry, W.B.N., 1997. New perspectives on graptolite distributions and their use as indicators of platform margin dynamics. Geology, 25: 919-922.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guadacol, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92. Buenos Aires.
- Furque, G., 1983. Descripción geológica de la Hoja 19c, Ciénaga de Gualilán, Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 193. Buenos Aires.

- Furque, G. y Caballé, M.F., 1988. Descripción geológica de la Hoja 20c Ullún. San Juan. Dirección Nacional de Geología y Minería, Buenos Aires (inédito).
- Haller, M.J. y Ramos, V.A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza, Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 66-83. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1957. Ordovician formations of Argentina. En: Harrington, H.J. y Leanza, A.F. (Eds.), Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas Special Publication: 1-59.
- Harrington, H.J., 1971. Descripción geológica de la Hoja 22c Ramblón. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 114. Buenos Aires.
- González Bonorino, G. y González Bonorino, F., 1991. Precordillera de Cuyo y Cordillera Frontal en el Paleozoico temprano: terrenos "bajo sospecha" de ser autóctonos. Revista Geológica de Chile, 18: 97-107. Santiago.
- Kay, S. M., Ramos, V.A. y Kay, R.W., 1984. Elementos mayoritarios y trazas de las vulcanitas ordovícicas de la Precordillera Occidental: basaltos de rift oceánico temprano? Próximos al margen continental. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 48-65. Buenos Aires.
- Keller, M., Buggisch, W. y Lehnert, O., 1998. The stratigraphical record of the Argentine Precordillera and its plate tectonic background. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): The Proto-Andean margin of Gondwana, pp. 35-56. Geological Society of London Special Publication, 142.
- Martino, R.D. y Astini, R.A., 1998. La faja de deformación de Jagüé: límite septentrional del terreno de la Precordillera? Actas 9° Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires.
- Mitchell, C.E., Brussa, E.D., Toro, B.A. y Astini, R.A., 1998. Late Ordovician graptolites from the Empezada Formation, Argentine Precordillera, an outer shelf, cool water, peri-Gondwanan assemblage? En: Gutierrez-Marco, J.C. y Rabano, I. (Eds.): Proceedings 6th International Graptolite Conference & Field Meeting, IUGS Subcommission on Silurian Stratigraphy, pp. 224-226. Temas Geológico-Mineros ITGE, 23. Madrid.
- Mutti, E. y Normark, W., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. En: Leggett, J.K. y Zuffa, G.G. (Eds.): Marine elastic sedimentology, pp. 1-38. Graham y Trotman, Londres.
- Ortega, G., Brussa, E.D. y Astini, R.A., 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. Ameghiniana, 28: 163-178. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Basei, M., 1997. The basement of Chilenia: an exotic continental terrane to Gondwana during the Early Paleozoic. En: Bradshaw, J.D. y Weaver, S.W. (Eds.): Terrane Dynamics-97. International Conference on Terrane Geology, Conference Abstracts, 140-143. Christchurch.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.N., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1984. Chilenia; un terreno alóctono en la evolución Paleozoica de los Andes Centrales. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 84-106. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M. y Palma, M.A., 1986. Paleozoic terranes of the Central Argentine Chilean Andes. Tectonics, 5: 855-880.
- Rong, J. y Harper, D.A.T., 1988. A global synthesis of the Late Ordovician Hirnantian brachiopod faunas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 79: 383-402.
- Scalabrini Ortiz, J., Amos, A.J. y Quartino, B.J., 1969. El anticlinorio de Las Cabeceras: Estructura y significado de su litología. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24:132-138. Buenos Aires.
- Sloss, L.L., Krumbein, W.C. y Dapples, E.C., 1949. Integrated facies analysis. Geological Society of America Memoir, 39: 91-123.
- Spalletti, L.A., Cingolani, R., Varela, R. y Cuerda, A., 1989. Sediment gravity flow deposits of an Ordovician deep-sea fan system (western Precordillera, Argentina). Sedimentary Geology, 61: 287-301.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A., 1996. Asymmetric conjugate pair rift margins of the Ouachita rift and the Argentine Precordillera. Geological Society of America Abstracts with Programs, 28(1): 66.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A., 1999. Conjugate margins of the Ouachita rifted margin of Laurentia and the Argentine Precordillera. Geological Society of America, Bulletin, 111(7): 1069-1079.
- Torsvik, T., Smethurst, M., Meert, J., Van der Voo, R., McKerrow, S., Brasier, M., Sturt y Walderhaug, H., 1996. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Paleozoic-A tale of Baltica and Laurentia. Earth Science Review, 40: 229-258.

Recibido: 7 de setiembre, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

Quimismo de algunas monacitas aluvionales argentinas

Raúl LIRA¹, María S. O'LEARY¹ y Ian M. STEELE²

¹ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas – Museo de Mineralogía y Geología “Dr. A. Stelzner”, Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, E-mail: rlira@gtwing.efn.uncor.edu

² Department of the Geophysical Sciences, The University of Chicago, 5734 South Ellis Avenue, Chicago, 60637 Illinois, USA

ABSTRACT. *Chemistry of some alluvial monazites from Argentina.* Sixteen microprobe analyses were conducted on randomly selected monazite alluvial grains from four Argentine localities: Rodeo de los Molles (RDLM) and Río La Carpa, in San Luis province, Río Tercero in Córdoba province and Río Orosmayo in Jujuy province. All areas except for one (RDLM) have been known since the late 1950s as holding heavy mineral deposits of potential economic significance. All analysed grains correspond to monazite-(Ce) with analytical values within the known compositional range for “normal” monazite. Río La Carpa monazites are Y-enriched, within the highest known range for this element in monazites, and RDLM monazites are Th-depleted. Provenance interpretation, based upon chemical composition in relationship to the lithologies affected by the drainage system indicates that all but one of the monazite concentrates derive from non-discriminated granitoids and/or medium- to high-grade metamorphic rocks. RDLM monazites are the exception because of their enrichment in light REE (high La/Nd) and depletion in intermediate and heavy REE. Their variable REE compositional range is attributed to a possible mixture of monzogranitic monazite with late-formed hydrothermal monazite paragenetically associated with the RDLM main REE mineralization stage.

Key words: *Monazite, Alluvial, Chemistry, Provenance*

Palabras clave: *Monacita, Aluvional, Quimismo, Proveniencia*

Introducción

El mineral objeto del presente estudio pertenece al denominado “grupo de la monacita” que incluye arseniatos, fosfatos y silicatos monoclinicos, cuya fórmula general es ABO_4 , donde A representa al Bi, Ca, Ce, La, Nd, Th, y B al As^{+5} , P^{+5} y Si^{+4} . Este grupo está constituido por las especies brabantita, cheralita, gaspartita-(Ce), huttonita, monacita-(Ce), monacita-(La), monacita-(Nd) y roosvelita (Burt 1989; Fleischer y Mandarino 1991) y la recientemente propuesta monacita huttonítica (Förster 1998).

La monacita aparece como un mineral accesorio en rocas graníticas, en pegmatitas sieníticas y graníticas, en carbonatitas y en distintos tipos de metamorfitas; las monacitas hidrotermales y supergénicas constituyen importantes volúmenes en algunos complejos carbonatíticos que fueron sometidos a una profunda meteorización laterítica (Mariano 1989). Se trata de un mineral moderadamente resistente a la meteorización por lo cual está frecuentemente concentrado como mineral detrítico en depósitos aluviales y arenas de playa (Overstreet 1967; Clark 1984). Desde el punto de vista económico la monacita detrítica ha constituido la principal fuente de cerio y otras tierras raras livianas (ETRL) (Neary y Highley 1984; Mariano 1989; Morteani 1991). El descubrimiento de las monacitas oscuras (Rosenblum y Mosier 1983) generó una importante fuente de eu-

ropio; estas monacitas son grises oscuras a negras, son más ricas en SiO_2 y Eu_2O_3 que las amarillas comunes y contienen menos ThO_2 . El origen de estas monacitas ricas en Eu ha sido interpretado como resultado del metamorfismo de contacto sobre rocas metamórficas regionales de bajo grado (pizarras y filitas) (Rosenblum y Mosier 1983; Windle *et al.* 1993). La monacita-(Nd) es una especie rara con predominancia de ETR de Z medio (Graeser y Schwander 1987, en Mariano 1989). Recientemente se ha descrito monacita-(Nd) en carbonatitas de la sierra de Los Cobres, Salta, Argentina (Del Blanco *et al.* 1998).

La presencia de monacita en depósitos aluvionales en la República Argentina es conocida desde fines de la década del '50. Entre otros, los trabajos de Hillar (1956), Villar Fabre *et al.* (1958), Lucero Michaut (1960, en Noya y Lucero Michaut 1981) y Linares y Toubes (1962) dan cuenta de la ocurrencia de este fosfato en los ríos Tercero (Córdoba), Quinto y La Carolina (San Luis) y Orosmayo y Cincel (Jujuy). Estos trabajos también contienen datos de reservas inferidas de monacita, principalmente de los ríos Tercero y Quinto que, calculadas para tramos parciales de los cauces respectivos, no superan las 35.000 Tn de mineral (Hillar 1990; Lucero Michaut 1990).

Las principales motivaciones de este trabajo fueron la escasez de datos acerca de la composición

química de monacitas contenidas en aluviones de la República Argentina, sumada a la importancia industrial que adquirieron los elementos de las tierras raras (ETR) en los últimos tiempos (Neary y Highley 1984; Hedrick 1985; Vijayan *et al.* 1989; Falconnet 1993).

En este trabajo se realiza un estudio de la composición química de muestras representativas de aluviones correspondientes a los arroyos cercanos al yacimiento de ETR-Th-U Rodeo de Los Molles (RDLM) (San Luis), al río Tercero (Córdoba), al río La Carpa (San Luis) y al río Orosmayo (Jujuy) (Fig. 1).

Proveniencia de las monacitas

Rodeo de Los Molles

La geología del área de estudio fue descrita por Gay y Lira (1984) y corresponde a los afloramientos más septentrionales del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, en la provincia de San Luis. Los tipos de roca predominantes integran el plutón Las Huertitas (Brogioni 1991, 1997); se trata de una facies monzogranítica biotítica, y subordinada arealmente, una facies feldespática alcalina (fenita), producto de la alteración hidrotermal del monzogranito biotítico que es portadora de mineralización de ETR, Th, U y F (Lira y Ripley 1992; Gieré 1996). Los aluviones actuales a partir de los cuales se efectuó el muestreo corresponden a las cabeceras de los cauces de la red de drenaje del sector que involucran tanto al monzogranito como a la fenita. Se tomaron muestras de arroyos que vuelcan sus aguas en el dique La Huertita y de otros cauces que se dirigen hacia el norte, afluentes del arroyo Los Piquillines y luego del Río Quines. En un estudio realizado sobre estos aluviones por Lira *et al.* (1987), se identificaron veinticinco minerales pesados entre los que se determinó la presencia de monacita, la que posteriormente fue utilizada para este trabajo.

Río Tercero

Se seleccionaron monacitas pertenecientes a los ya conocidos depósitos aluviales del Río Tercero (Hillar 1956), en la provincia de Córdoba. Estos depósitos aluviales derivan de potentes bancos de sedimentos compuestos por arenas y gravas pertenecientes al Cuartario y al Terciario superior, que provienen de la denudación de las rocas del basamento plutónico-metamórfico de las sierras de Córdoba. Las arenas rojas y negras del río Tercero están formadas principalmente por los siguientes minerales pesados: granate, magnetita, ilmenita y monacita (Hillar 1990).



Figura 1: Mapa de ubicación de las áreas de procedencia de muestras de monacitas aluviales.

Río La Carpa

Las monacitas estudiadas fueron seleccionadas a partir de muestras provenientes de aluviones cuaternarios del río La Carpa, tributario del río Cañada Honda que a su vez desagua en el río Quinto, en la provincia de San Luis. Las rocas graníticas y metamórficas de medio a alto grado ubicadas en las nacientes del río La Carpa son la fuente más probable de estas monacitas (Noya y Lucero Michaut 1981; Lucero Michaut 1990). Rossello y Barbosa (1988) estudian los placeres auríferos – monacíticos del río Cañada Honda en los cuales identifican varias especies pesadas, algunas de interés económico, entre las que se destacan minerales de Ta y Nb (tapiolita, tantalita y columbita-tantalita). Además de la presencia de monacita, los aluviones del río La Carpa son portadores de otros minerales pesados como biotita, piriboles, granate, magnetita, ilmenita, hematita, scheelita, turmalina, circón, apatita y titanita (Martínez 1990).

Río Orosmayo

El área se localiza en el ambiente de la Puna, cercana a la población de Orosmayo en la provincia de Jujuy; en esa zona se encuentran conocidos depósi-

tos aluviales auríferos pertenecientes al río Orosma-
yo. La monacita fue seleccionada a partir de aluvio-
nes de cauces actuales y terrazas recientes, en la zo-
na de influencia del cerro Granadas; se halla asocia-
da a otros minerales pesados como corindón (zafiro),
citrón, apatita, limonita según pirita, hematita, mag-
netita, ilmenita, granate y oro (César *et al.* 1993);
un examen más detallado de los concentrados permiti-
ó identificar, además, leucóxeno, piriboles y otras
especies no determinadas. La proveniencia de las mo-
nacitas aún no está totalmente aclarada. En cuanto a
su posible origen relacionado a las vulcanitas de la
zona, Nash (1984) indica que la monacita no ha sido
reconocida en lavas silíceas, información consistente
con su grado de solubilidad decreciente con el gra-
do de diferenciación (empobrecimiento en ETRL y
Th) (Rapp y Watson 1986); a pesar de ello, disminu-
tos granos de monacita como inclusiones pueden es-
tar presentes en fundidos silíceos diferenciados. De
cualquier manera, las monacitas de Orosma-
yo estudiadas deben derivar de otra fuente diferente a las
ignimbritas de las inmediaciones, dado que sus tama-
ños de grano (50 a 500 μm) son excluyentes, lo cual
sugiere descartar a estas vulcanitas como una posi-
ble fuente de aporte. De acuerdo a Caffè (com.
pers.), los xenolitos metamórficos que aparecen en
lavas e ignimbritas de la zona serían una posible
fuente de aporte ya que contienen varios minerales
que aparecen en los aluviones como corindón, apa-
tita, ilmenita y otros.

Metodología analítica

Las muestras aluvionales provenientes de RDLM,
río La Carpa (Martínez 1990) y río Orosma-
yo fueron secadas, cuarteadas, tamizadas y separadas densi-
métricamente con bromoformo. Los minerales pesados
($d > 2,89 \text{ g/cm}^3$) fueron determinados con lupa
binocular y microscopio de refracción. En el caso
de las muestras del río Tercero, las monacitas se se-
leccionaron a partir de un concentrado previo dona-
do por el profesor N. Hillar al Museo de Mineralogía
y Geología "Dr. A. Stelzner".

Para el análisis mediante microsonda electrónica
se tomaron al azar cinco granos de monacita de la
zona de RDLM (J), tres del río Tercero (T), cuatro
del río La Carpa (I) y cuatro granos del río Orosma-
yo (O); éstos fueron montados y pulidos como sec-
ciones delgadas de granos sueltos. Las determinacio-
nes analíticas fueron realizadas en el Laboratorio de
Microsonda Eletrônica, Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil
(I. Steele). Se utilizó una microsonda electrónica Ca-
mea modelo SX-50 y las mediciones fueron efectua-
das por energía dispersiva de longitudes de onda
(WDS) en condiciones de operación de 15 kV y 50

nA, con programa incluido para correcciones de ma-
triz según Pouchou y Pichoir (1985). Los patrones
analíticos empleados fueron apatita sintética $\text{Ca}_2\text{P}_2\text{O}_7$
para P y Ca, vidrio diopsídico sintético para Si, vi-
drios sintéticos de Drake y Weill (1972) para ETR
(N° 1: Gd, N° 2: Sm y Nd, N° 3: La y Pr, N° 4:
Dy), CeO_2 sintético para Ce, ThO_2 sintético para Th,
 UO_2 sintético para U e $\text{Y}_3\text{Al}_5\text{O}_{12}$ sintético para Y.

Características físicas de la monacita

Las monacitas de los aluviones estudiados no ma-
nifiestan diferencias importantes entre sí en lo que
respecta a sus características físicas. Aparecen como
cristales idiomórficos predominantemente prismáticos a-
chatados según {100}, frecuentemente subredondea-
dos, de color amarillo claro a levemente ambarino.
Las monacitas correspondientes al río Tercero presen-
tan, como un rasgo particular, inclusiones ferrugi-
nosas no identificadas. En todas las muestras analiza-
das las monacitas tienden a concentrarse en el reteni-
do malla ASTM # 120 y presentan un tamaño de
grano que oscila entre 70 y 500 μm .

Quimismo

Los datos composicionales microanalíticos se pre-
sentan en la tabla 1. Se analizaron ocho ETR (inclu-
yendo Y), además de Th y de U en algunas mues-
tras. La estructura tetraédrica de la monacita, normal-
mente ocupada por P_2O_5 (28,2 a 30,6 %), está com-
partida por SiO_2 en proporciones variables entre 0,1
y <1%. Los contenidos de CaO oscilan entre ~0,6 y
~1,4 %, con excepción de las monacitas de RDLM
que presentan valores notablemente más bajos (0,25
a 0,44 % CaO), lo que indica que en estos casos
los conocidos reemplazos del Ce^{+3} por Ca^{+2} y del
 La^{+3} por Th^{+4} (Deer *et al.* 1975) (Fig. 2) han sido
menos significativos.

En todos los análisis los ETR mantienen el siguien-
te orden decreciente de abundancia: $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} > \text{Pr} >$
 $\text{Sm} > \text{Gd} > \text{Dy}$. Las relaciones La/Ce y Nd/Ce, en los
rangos 0,4 a 0,5 y 0,3 a 0,45 respectivamente, permie-
ten clasificar a todas las muestras como monacitas-
(Ce). Los valores de Nd_2O_3 oscilan entre 7,5 y
12,3%, dentro del rango citado por Förster (1998)
para rocas graníticas (8 a 12 %), en los cuales se
comprueba la relación de proporcionalidad directa
con los tenores de Sm_2O_3 . Las monacitas de RDLM
registran los valores más bajos de Nd_2O_3 .

El factor Σ (sigma), introducido por Murata *et al.*
(1953, en Murata *et al.* 1957) para designar la suma
de porcentajes atómicos de La, Ce y Pr del total de
ETR, ha sido utilizado como índice de distribución

Tabla 1: Microanálisis por sonda de electrones de monacitas. Cada muestra identificada corresponde a un análisis puntual de un grano aluvional elegido al azar en el concentrado de minerales pesados.

Área	Rodeo de los Molles					Río Tercero			Río La Carpa				Río Orosmayo			
	J1	J2	J3	J4	J5	T1	T2	T3	I1	I2	I3	I4	P1	P2	P3	P4
SiO ₂	0,17	0,52	0,97	0,61	0,73	0,34	0,37	0,36	0,21	0,12	0,31	0,10	0,47	0,42	0,56	0,67
CaO	0,25	0,44	0,29	0,34	0,35	1,09	1,06	1,36	0,94	1,22	1,30	1,03	0,90	0,87	0,99	0,59
P ₂ O ₅	30,60	28,90	28,20	29,30	28,50	29,30	29,10	29,70	29,80	30,10	30,00	29,90	28,80	29,50	29,30	29,50
Y ₂ O ₃	1,18	0,65	0,56	0,57	0,95	0,86	0,14	0,34	3,13	3,00	3,56	3,96	0,85	0,84	0,48	0,50
La ₂ O ₃	17,3	20,1	16,00	14,90	16,90	12,50	12,50	11,70	12,20	11,50	11,00	11,70	14,30	14,30	15,40	16,00
Ce ₂ O ₃	35,20	34,6	33,20	36,70	34,90	31,20	30,50	28,10	29,00	27,40	26,40	27,20	30,60	31,00	31,80	32,90
Pr ₂ O ₃	3,03	2,65	3,03	3,12	2,85	2,90	3,03	3,04	3,16	2,82	2,70	2,74	2,84	2,86	2,91	2,99
Nd ₂ O ₃	9,39	7,54	10,30	10,50	10,00	12,10	12,00	12,30	11,00	10,70	10,50	11,00	11,10	11,00	10,00	10,30
Sm ₂ O ₃	1,40	0,68	1,18	1,05	1,38	2,10	2,16	2,37	2,19	2,12	2,10	2,28	1,72	1,68	1,27	1,21
Gd ₂ O ₃	0,69	0,46	0,58	0,46	0,55	1,26	1,21	1,70	1,77	1,84	1,79	2,20	1,02	0,96	0,78	0,79
Dy ₂ O ₃	0,60	0,22	0,12	0,16	0,09	0,20	0,16	0,24	0,94	0,95	1,03	1,22	0,21	0,26	0,23	0,28
ThO ₂	0,54	2,44	4,49	2,33	2,29	5,42	5,89	7,31	3,84	5,16	6,13	4,54	5,47	5,91	6,91	5,21
UO ₂	na	na	na	na	na	na	na	na	0,15	0,68	0,09	0,01	na	na	na	na
Total	100,01	99,20	98,92	100,04	99,49	99,27	98,12	98,52	98,33	97,61	96,91	97,88	98,28	99,60	100,63	100,94

Valores expresados en % en peso.

na: no analizado

Área	Rodeo de los Molles					Río Tercero			Río La Carpa				Río Orosmayo			
	J1	J2	J3	J4	J5	T1	T2	T3	I1	I2	I3	I4	P1	P2	P3	P4
Si	0,028	0,084	0,156	0,096	0,116	0,052	0,060	0,056	0,032	0,020	0,048	0,016	0,076	0,068	0,088	0,104
Ca	0,040	0,076	0,048	0,056	0,060	0,184	0,184	0,232	0,160	0,208	0,220	0,172	0,156	0,148	0,168	0,100
P	4,012	3,892	3,832	3,904	3,844	3,932	3,948	3,984	3,976	4,020	4,012	3,992	3,912	3,940	3,900	3,904
Y	0,096	0,056	0,048	0,048	0,080	0,072	0,012	0,028	0,264	0,252	0,300	0,332	0,072	0,072	0,040	0,040
La	0,988	1,176	0,948	0,864	0,992	0,732	0,740	0,684	0,708	0,668	0,640	0,680	0,844	0,832	0,892	0,920
Ce	1,992	2,012	1,948	2,112	2,032	1,808	1,788	1,628	1,672	1,580	1,524	1,568	1,796	1,788	1,828	1,880
Pr	0,172	0,152	0,176	0,180	0,164	0,168	0,176	0,176	0,180	0,160	0,156	0,156	0,164	0,164	0,168	0,172
Nd	0,520	0,428	0,592	0,588	0,568	0,684	0,688	0,696	0,620	0,604	0,592	0,620	0,636	0,620	0,560	0,576
Sm	0,076	0,036	0,064	0,056	0,076	0,116	0,120	0,128	0,120	0,116	0,116	0,124	0,096	0,092	0,068	0,064
Gd	0,036	0,024	0,032	0,024	0,028	0,068	0,064	0,088	0,092	0,096	0,092	0,116	0,056	0,052	0,040	0,040
Dy	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,040	0,040	0,040	0,080	0,000	0,000	0,000	0,000
Th	0,020	0,088	0,164	0,084	0,084	0,196	0,216	0,264	0,136	0,184	0,220	0,164	0,020	0,212	0,248	0,184
U	---	---	---	---	---	---	---	---	0,004	0,024	0,004	0,000	---	---	---	---

Número de átomos en fórmula estructural en base a 16 O

Área	Rodeo de los Molles					Río Tercero			Río La Carpa				Río Orosmayo			
	J1	J2	J3	J4	J5	T1	T2	T3	I1	I2	I3	I4	P1	P2	P3	P4
La	25,46	30,28	24,89	22,31	25,18	20,07	20,62	19,95	19,16	18,99	18,49	18,49	23,03	22,98	24,80	24,92
Ce	51,34	51,80	51,15	54,55	51,57	49,56	49,83	47,49	45,24	44,94	44,05	42,65	49,02	49,39	50,83	50,92
Pr	4,43	3,91	4,62	4,65	4,16	4,60	4,90	5,13	4,87	4,55	4,51	4,24	4,48	4,53	4,67	4,66
Nd	13,4	11,02	15,55	15,19	14,42	18,75	19,17	20,30	16,77	17,18	17,11	16,87	17,36	17,13	15,57	15,60
Sm	1,96	0,93	1,68	1,45	1,93	3,18	3,34	3,73	3,25	3,30	3,35	3,37	2,62	2,54	1,89	1,73
Gd	0,93	0,62	0,84	0,62	0,71	1,86	1,78	2,57	2,49	2,73	2,66	3,15	1,53	1,44	1,11	1,08
Dy	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,08	1,14	1,16	2,18	0,00	0,00	0,00	0,00
Y	2,47	1,44	1,26	1,24	2,03	1,97	0,33	0,82	7,14	7,17	8,67	9,03	1,96	1,99	1,11	1,08
*Σ(La+Ce+Pr)	81,23	85,99	80,66	81,51	80,91	74,23	75,35	72,57	69,27	68,48	67,05	65,38	76,53	76,90	80,30	80,50

Valores expresados en % del total de ETR

* Factor Σ (Murata *et al.* 1953, en Murata *et al.* 1957)

de ETR en minerales. En monacitas, este índice nunca es menor que 58 % at. (Murata *et al.* 1957), incluyendo los correspondientes a las monacitas oscuras ricas en Eu, en las cuales la mayoría de los valores exceden el 70 % at. (Rosenblum y Mosier 1983). Estos valores de Σ indican que las monacitas tienden a concentrar selectivamente ETRL, con la excepción de las monacitas-(Nd) cuyo sigma es de 42,9 % at. (Mariano 1989). Para las monacitas estudiadas en este trabajo el parámetro Σ varía entre 65,5 y 86 % at.; las cifras más elevadas corresponden a las muestras de RDLM (Fig. 3).

Según Förster (1998), las monacitas naturales promedian contenidos de Y₂O₃ entre 0,5 y 2,5 %, reportando aquéllos superiores al 4 % como los más altos registrados. Los valores de Y₂O₃ de las muestras estudiadas son bajos (entre 0,15 y 1,2 %), a excepción de las monacitas del río La Carpa que muestran las cifras más elevadas (3 a 4 %). Los tenores de Y₂O₃ se distribuyen en rangos estrechos para todas las áreas de estudio indicando uniformidad composicional y probablemente una única fuente litológica de aporte, aunque con rangos diferenciados según las zonas (3 a ~4 % en el río La Carpa; 0,6 a

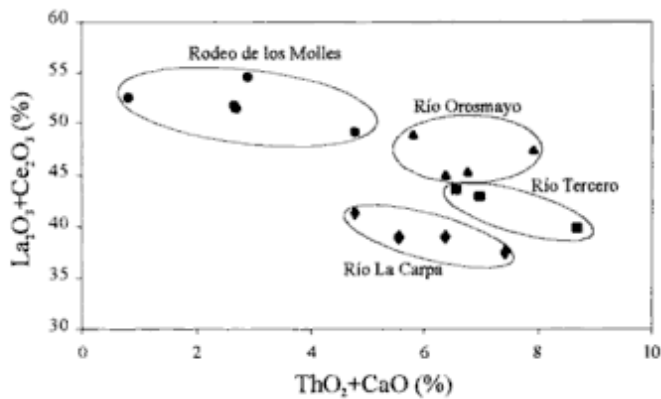


Figura 2: Discriminación composicional de las monacitas estudiadas en base a las relaciones de sustitución Th-La y Ca-Ce.

1,2 % en RDLM; 0,5 a 0,85 % en el río Orosmayo y de 0,14 a 0,86% en el río Tercero).

Los porcentajes de ThO₂, variables entre 3,8 y 7,3%, se mantienen dentro del rango conocido para las variedades más comunes (4 a 12%, Deer *et al.* 1975; Förster 1998), con excepción de las monacitas de RDLM que son considerablemente pobres en ThO₂ (de 0,5 a 4,5; Fig. 2). Es sabido que los conte-

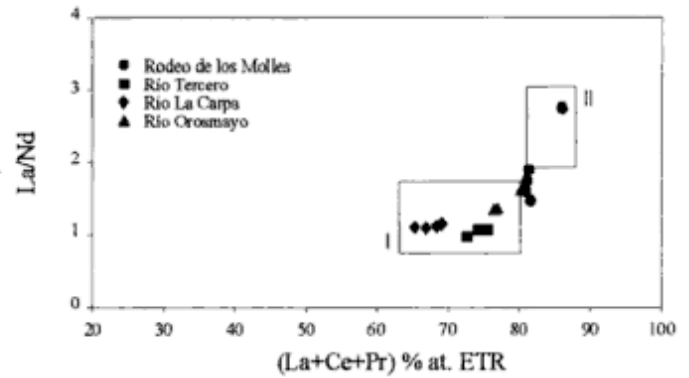


Figura 3: Relaciones de ETRL en monacitas de las cuatro áreas de estudio. El campo I circunscribe, con límites aproximados, las composiciones promedio de monacitas de origen granítico, pegmatítico, gnéisico e hidrotermal (venas de cuarzo); el campo II aloja monacitas de paragénesis de rocas alcalinas y carbonatíficas (campos aproximados en base a valores de Rapp y Watson 1986).

nidos de ThO₂ en monacitas de metamorfitas regionales aumentan con el grado metamórfico, así como lo hace su grado de abundancia (Overstreet 1960); en todas las zonas de aporte de las muestras de este trabajo, a excepción de las de RDLM, participan metamorfitas en facies de anfibolita y granulitas, sin embargo las composiciones de monacitas derivadas de rocas granitoides y de metamorfitas de medio y

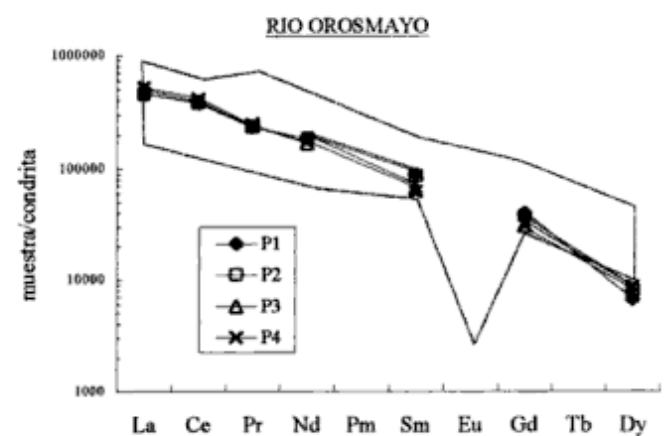
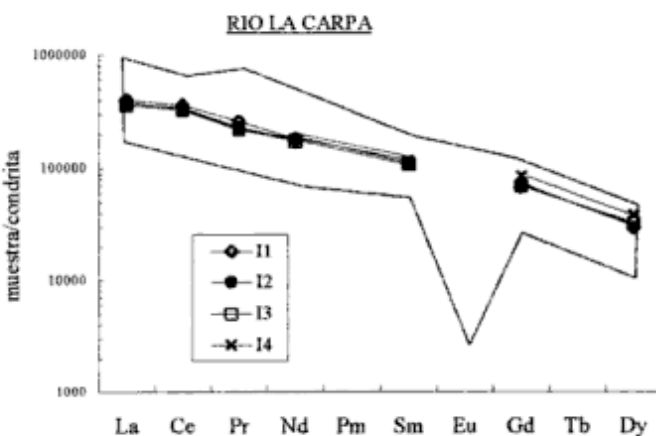
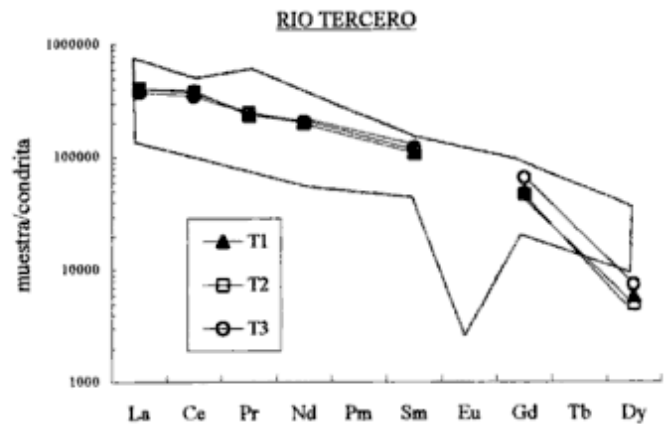
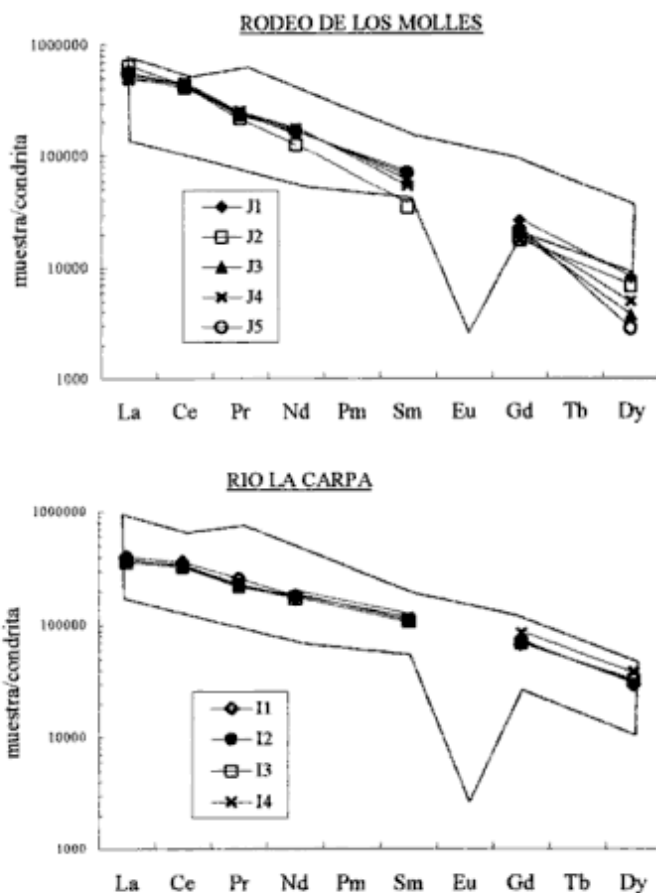


Figura 4: Diagramas de ETR normalizados a condrita según Boynton (1984, 1989). El área contorneada está construida a partir de promedios de composiciones de monacitas graníticas y metamórficas (Grauch 1989).

alto grado presentan composiciones solapadas, especialmente en los rangos ~ 5 a 7% ThO_2 , lo que imposibilita, con la información disponible, discriminar entre monacitas de origen granítico y metamórfico.

Las figuras 4 y 5 exhiben los valores de ETR normalizados a condrita (Boynton 1984, 1989), por muestra y con valores promedio, respectivamente, comparados con un campo representativo de monacitas de derivación granítica y metamórfica tomado de Grauch (1989). Puede observarse que todos los análisis se hallan enmarcados en el campo citado, con la excepción de aquéllos correspondientes a RDLM, que están notablemente deprimidos en ETRM (intermedias) y ETRP (pesadas). Tanto en estos diagramas (Figs. 4 y 5) como en la figura 3 puede distinguirse también un enriquecimiento en ETRL para las monacitas de RDLM ($\Sigma > 80\%$ at., $\text{La}/\text{Nd} > 1,5$), tendencia química que las ubica en los límites y dentro del campo composicional dominado por monacitas de rocas alcalinas y carbonatitas (Rapp y Watson 1986).

Conclusiones

Todas las muestras analizadas corresponden a monacita-(Ce) ("normal"), rica en ETRL y con contenidos habituales de Th. Las monacitas del río La Carpa poseen elevados contenidos de Y, dentro de los valores más altos conocidos; las monacitas de RDLM tienen los valores más deprimidos en Th. No se han encontrado monacitas oscuras ricas en Eu, ni tampoco monacitas-(Nd). Se considera que todas las monacitas denotan una proveniencia granítica y/o metamórfica a pesar de los solapamientos composicionales con otras litologías (Fleischer y Altschuler

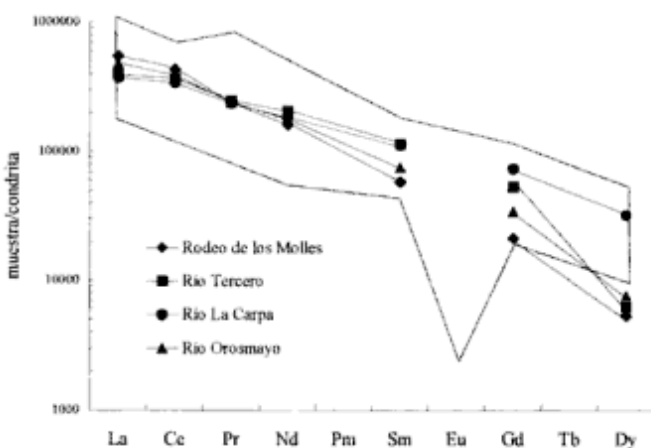


Figura 5: Diagrama de ETR normalizado a condrita según Boynton (1984, 1989). Se representan los promedios de los contenidos de ETR de las distintas áreas de estudio. El área circunscripta indica el rango composicional de monacitas graníticas y metamórficas según Grauch (1989).

1969), acorde con las litologías dominantes en las zonas circundantes y de aporte a los puntos de muestreo, con la excepción de las de RDLM. La fuente de aporte más probable para las monacitas del río Orosmayo la constituirían los xenolitos metamórficos alojados en las vulcanitas ignimbríticas de la zona.

Los valores bajos de ThO_2 en las monacitas de RDLM señalan, tal como fuera destacado por Lira *et al.* (1987), en relación a las litologías de las zonas de aporte, proveniencia granítica sin participación de monacitas metamórficas. La tendencia química sugerida por las relaciones La/Nd y el valor Σ , indicada por un manifiesto rango de variabilidad composicional entre los campos de monacitas graníticas y de paragénesis alcalinas, guarda estrecha relación con la ubicación de los puntos de muestreo en las litologías afectadas. Es posible que las monacitas analizadas de RDLM representen mezclas aluvionales de monacitas monzograníticas con tendencias alcalinas y de monacitas paragenéticamente derivadas de los fluidos alcalinos responsables de la formación de britholita-(Ce) y allanita-(Ce) en este yacimiento (Lira y Ripley 1990).

Agradecimientos

Agradecemos a E.B. Martínez por habernos provisto los concentrados de minerales pesados del río La Carpa y por su colaboración en la preparación de muestras para análisis. Reconocemos a R. Becchio su aporte de información y sugerencias con respecto a la proveniencia de algunos minerales pesados en la Puna argentina. Hacemos extensivo nuestro reconocimiento a los árbitros de la Revista de la Asociación Geológica Argentina por sus constructivas sugerencias. Esta contribución fue realizada con fondos de CONICET (PID 0089/92) y SeCyT (UNC) (257/98).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: Henderson, P. (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2, pp. 63-114. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Boynton, W. V., 1989. Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Condensation and Evaporation Processes. En: Lipin, B. R. y McKay, G. A. (Eds.): Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy, 21, pp. 1-24. Mineralogical Society of America.
- Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Las Chacras - Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. Actas 6° Congreso Geológico Chileno, 1: 766-770. Viña del Mar, Chile.
- Brogioni, N., 1997. Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras - Piedras Coloradas, San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(4): 515-538. Buenos Aires.

- Burt, D.M., 1989. Compositional and phase relations among rare earth element minerals. En: Lipin, B.R. y McKay, G.A. (Eds.): *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy*, 21, pp. 259-307. Mineralogical Society of America.
- César, D., Viñas, N.A. y Lira, R., 1993. Los aluviones con zafiro de la zona del Cerro Granadas, provincia de Jujuy. Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner", Universidad Nacional de Córdoba, 1p. (Inédito).
- Clark, A.M., 1984. Mineralogy of the rare earth elements. En: Henderson, P. (Ed.): *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry* 2, pp. 33-61. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J., 1975. *Rock-forming Minerals, Non-silicates*, 5: 371 p. Longman, London.
- Del Blanco, M., Costas Ulbrich, M., Echeveste, H. y Vlach, S.R.F., 1998. Las monacitas- (Nd) con samario de los diques carbonatíticos del sector nororiental de la Sierra de Cobres, Salta, Argentina. *Actas 4ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia, MINMET'98-EDIUNS*: 63-69. Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca.
- Drake, M.J. y Weill, D.F., 1972. New rare-earth elements standards for electron microprobe analysis. *Chemical Geology*, 10: 179-181.
- Falconnet, P., 1993. The rare earth industry: a world of rapid change. *Journal of Alloys and Compounds*, 192: 114-117.
- Fleischer, M. y Altschuler, Z.R., 1969. The relationship of the rare-earth composition of minerals to geological environment. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 33: 725-732.
- Fleischer, M. y Mandarin, J.A., 1991. *Glossary of Mineral Species, The Mineralogical Record Inc.*, 267p. Tucson, U.S.A.
- Förster, H.J., 1998. The chemical composition of REE-Y-Th-U-rich accessory minerals in peraluminous granites of Erzgebirge-Fichtelgebirge region, Germany, Part I: The monazite-(Ce)-brabantite solid solution series. *American Mineralogist*, 83: 259-272.
- Gay, H.D. y Lira, R., 1984. Mineralización torifera y de tierras raras en el extremo septentrional del batolito de Las Chacras, San Luis. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 7: 342-356. San Carlos de Bariloche.
- Gieré, R., 1996. Formation of rare earth minerals in hydrothermal systems. En: Jones, A.P., Wall, F. y Williams, C.T. (Eds.): *Rare Earth Minerals. Chemistry, origin and ore deposits. The Mineralogical Society Series*, 7, pp. 105-150. Chapman & Hall, London.
- Grauch, R.I., 1989. Rare earth elements in metamorphic rocks. En: Lipin, B.R. y McKay, G.A. (Eds.): *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy*, 21, pp. 147-167. Mineralogical Society of America.
- Hedrick, J.B., 1985. Rare-earth elements and Yttrium. En: *Minerals Facts and Problems*, U.S. Bureau of Mines, edition 1985: 647-664. Washington D.C.
- Hillar, N.A., 1956. El yacimiento aluvional de Río Tercero: granato, magnetita, ilmenita y monacita. *Revista Minera*, 22: 72-78.
- Hillar, N.A., 1990. El yacimiento aluvional de Río Tercero, Provincia de Córdoba. *Actas Primeras Jornadas de Tierras Raras*, 5p. Córdoba.
- Linares, E. y Toubes, R.O., 1962. Los minerales radiactivos de la República Argentina. *Anales de las Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 191-205. Buenos Aires.
- Lira, R. y Ripley, E.M., 1990. Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, Central Argentina. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 663-671.
- Lira, R. y Ripley, E.M., 1992. Hydrothermal alteration and REE-Th mineralization at the Rodeo de Los Molles deposit, Central Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110 (2/3): 370-386.
- Lira, R., Gay, H.D., Kirschbaum, A.M. y Martínez, E.B., 1987. Minerales pesados de dos facies graníticas del extremo septentrional del batolito Las Chacras, Sierra de San Luis, Argentina. *Miscelánea* 74, 17 p. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lucero Michaut, H.N., 1990. Yacimientos aluvionales con monacita - Río Quinto - provincia de San Luis. *Actas Primeras Jornadas de Tierras Raras*, 3p. Córdoba.
- Mariano, A.N., 1989. Economic Geology of Rare Earth Elements. En: Lipin, B.R. y McKay, G.A. (Eds.): *Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earth Elements, Reviews in Mineralogy*, 21, pp. 309-337. Mineralogical Society of America.
- Martínez, E., 1990. Estudio mineralógico de material aluvional (Intihua, provincia de San Luis). Cátedra de Mineralogía, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 2p. (Inédito).
- Morteani, G., 1991. The rare earths: their minerals, production and technical use. *European Journal of Mineralogy*, 3: 641-650.
- Murata, K.J., Rose Jr., H.J., Carron, M.K. y Glass, J.J., 1957. Systematic variation of rare-earth elements in cerium-earth minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 11: 141-161.
- Nash, W.P., 1984. Phosphate Minerals in Terrestrial Igneous and Metamorphic Rocks. En: Nriagu, J.O. y Moore, P.B. (Eds.): *Phosphate Minerals*, pp. 215-241. Springer-Verlag, Berlín, Heidelberg.
- Neary, C.R. y Highley, J.E., 1984. The economic importance of rare earth elements. En: Henderson, P. (Ed.): *Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry* 2, pp. 423-466. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Noya, J.M.A. y Lucero Michaut, H.N., 1981. Recursos minerales nucleares. En: Yrigoyen, M. (Ed.): *Geología y recursos naturales de la Provincia de San Luis. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, Relatorio*, pp. 287-300. Buenos Aires.
- Overstreet, W.C., 1960. Metamorphic grade and the abundance of ThO₂ in monazite. *U.S.G.S. Professional Paper*, 400-B: 55-57.
- Overstreet, W.C., 1967. The geologic occurrence of monazite. *U.S.G.S. Professional Paper*, 530: 327p.
- Pouchou, J.L. y Pichoir, F., 1985. "PAP" (j-r-z) procedure for improved quantitative microanalysis. En: Armstrong, J.T. (Ed.): *Microbeam Analysis*, San Francisco Press, pp. 104-106. San Francisco, California.
- Rapp, R.P. y Watson, E.B., 1986. Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94: 304-316.
- Rosenblum, S. y Mosier, E.L., 1983. Mineralogy and Occurrence of Europium-Rich Dark Monazite. *U.S.G.S. Professional Paper*, 1181: 67 p.
- Rossello, E.A. y Barbosa, C.E., 1988. Tantalatos y otros minerales detríticos con interés económico en el aluvión aurífero de Cañada Honda, San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 18(3): 296-303. Buenos Aires.
- Vijayan, S., Melnyk, A.J., Singh, R.D. y Nuttall, K., 1989. Rare Earths: their mining, processing, and growing industrial usage. *Mining Engineering*, January 1989: 13-18.
- Villar Fabre, J.F., Santomero, A.M.O. y Lucero H.N., 1958. Los minerales de torio en la Argentina. *Comisión Nacional de Energía Atómica*, 29p., 4 fig. Buenos Aires (Inédito).
- Windle, S.J., Laval, M., Ortega, E., Amor, J.M., Jezequel, P. y Nesbitt, R.W., 1993. The genesis of grey monazites: evidence from Central Spain, The French Pyrenees and Rwanda. En: *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits, Abstracts*, p. 159. Mineralogical Society of G. Britain and Ireland and The Natural History Museum, London.

Recibido: 11 de octubre, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

COMUNICACIÓN

Evidencias de paleolicuefacción en la quebrada del río Acequión, Sarmiento, San Juan

Juan de Dios PAREDES y Laura Patricia PERUCCA

CONICET- Gabinete de Neotectónica, INGENIO, Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Juan
Av. Ignacio de La Roza y Meglioli, 5400 San Juan
E-mail: jparedes@unsj.edu.ar; lperucca@unsj.edu.ar

ABSTRACT. *Evidence of palaeoliquefaction in Río Acequión gorge, Sarmiento, San Juan.* Three elastic dikes that penetrate Quaternary sediments in the gorge of Río Acequión, 80 km south of San Juan city, Argentina, are evidence of palaeoliquefaction processes. The palaeoliquefaction features were produced by two palaeo-earthquakes and the possibility of a third palaeoearthquake has been registered in the area.

Key words: *Palaeoliquefaction, Earthquakes, Acequión River, Dikes*
Palabras clave: *Paleolicuefacción, Terremotos, Río Acequión, Diques*

Introducción

La licuefacción es definida como el proceso que transforma un sólido en un líquido. En depósitos de materiales granulares, esta transformación de estados es el resultado de un incremento en la presión de fluidos porales que produce una disminución de la tensión efectiva intergranular (Yeats *et al.* 1997).

Este proceso puede ser originado por distintas causas tales como compactación de sedimentos, oleajes fuertes, aumento repentino del nivel freático, sismos, entre otros y produce distintas estructuras sedimentarias entre las que se destacan: cráteres de arena, diques y *sills* de arenas, laminación en convoluta y pseudonódulos.

Cuando estas estructuras se encuentran en zonas de alta sismicidad y asociadas a otros rasgos de deformación tectónica como fallas y pliegues, el origen sísmico de la licuefacción es indudable. Asimismo, si no están asociadas a sismos históricos o instrumentales, su causa se relaciona con sismos ocurridos con anterioridad al registro histórico o paleosismos. En el país el registro histórico no supera los 500 años.

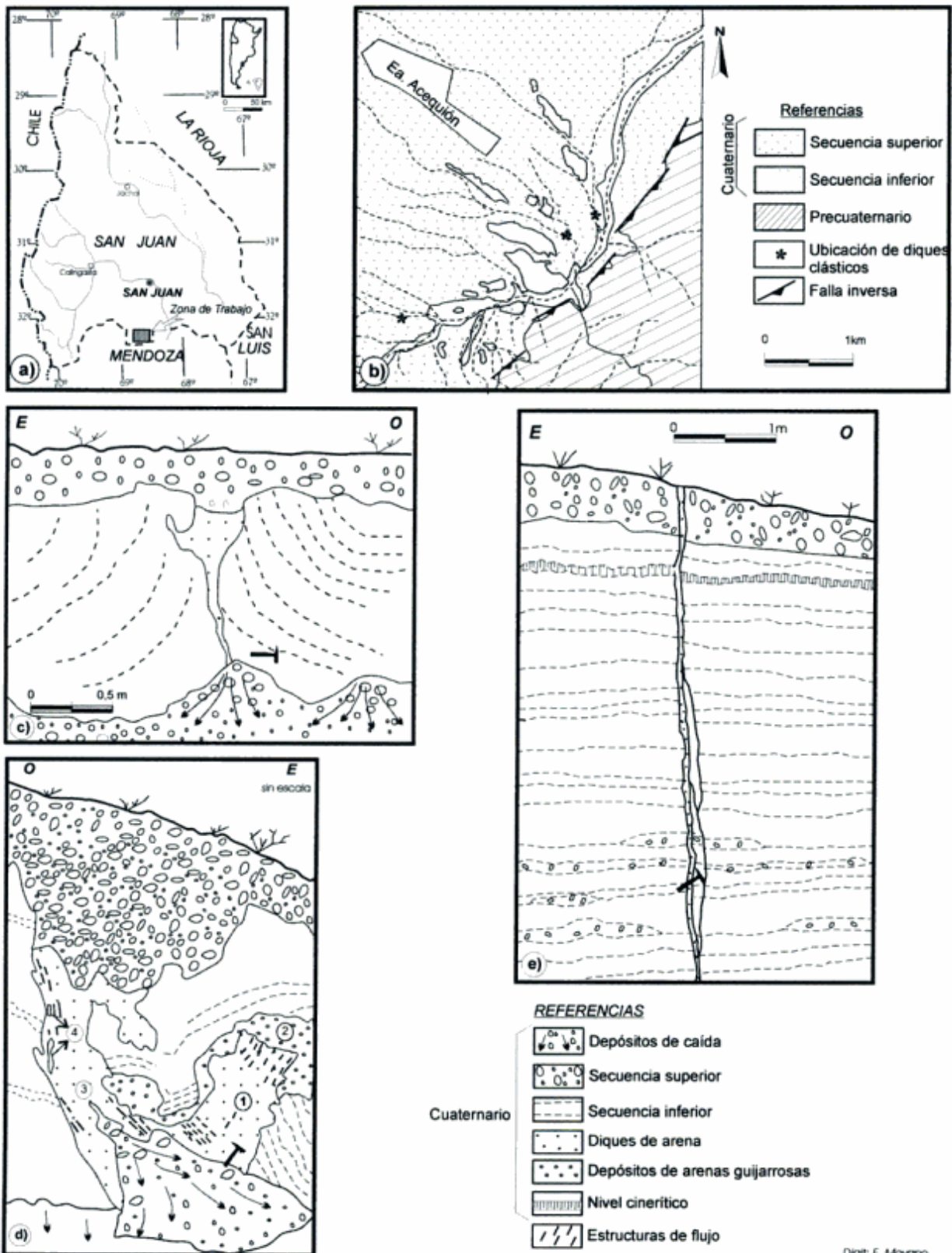
La observación de estructuras de paleolicuefacción, en cortes naturales o en excavaciones artificiales es muy difícil, debido principalmente a que son depósitos localizados, de pequeñas dimensiones (hasta 3-4 m de diámetro como máximo) y fácilmente erodables. En nuestro país existen referencias sobre licuefacción

asociada a terremotos históricos (Bodenbender 1895; Harrington 1944; Giuliani *et al.* 1982; INPRES 1993), pero no se conocen trabajos que mencionen la existencia de este tipo de fenómenos relacionados a sismos prehistóricos. Por ello, la presencia de varios depósitos de arena y sedimentos deformados por la acción de paleolicuefacción en la quebrada del río Acequión constituye un ejemplo digno de mención.

El estudio de los depósitos de paleolicuefacción que se describen en este trabajo ha permitido discernir claramente la ocurrencia de dos paleosismos y la probable ocurrencia de un tercer evento sísmico que han quedado registrados en la secuencia sedimentaria de edad cuaternaria localizada en la quebrada del río Acequión.

Estructuras de paleolicuefacción

Las estructuras de paleolicuefacción descritas se localizan en la quebrada del río Acequión, ubicada aproximadamente 80 km al SSO de la ciudad de San Juan (Fig. 1a). Este cauce de agua intermitente posee una dirección prácticamente oeste – este. Es efímero en su tramo superior y permanente en las cercanías de la estrechura donde corta transversalmente el extremo austral de las rocas de Precordillera Oriental (Fig. 1b).



Digit: E. Moyano

Figura 1: a, Mapa de ubicación general del área estudiada. b, Mapa de ubicación de los diques clásticos en el área Acequión. c, Esquema del Dique Norte, donde se aprecia claramente la forma de embudo irregular del dique clástico y la deformación hacia la paleosuperficie de los sedimentos de la caja. d, Esquema del Dique Sur. Están representados los diques clásticos del Dique Oriental (1) y el Dique Occidental (3), el banco de arenas guijarrosas (2) y trozos de arcillas (4) de la roca de caja que han sido incorporados al depósito de arena del Dique Occidental. e, Esquema del Dique Angosto, se observa nítidamente cómo el depósito de arena corta toda la secuencia sedimentaria, incluyendo los depósitos de la secuencia superior.

En esta zona se han identificado depósitos cuaternarios formados por dos secuencias sedimentarias claramente diferenciables. La inferior compuesta por una sucesión de tonalidades claras, de bancos delgados, no mayores a 30 cm, de arenas de granulometría fina a media, limos y escasas lentes de arcillas y gravas. La superior consiste en un banco de gravas de clastos de tamaño variable y color gris oscuro.

En barrancas labradas por este río se han encontrado varias estructuras de paleolicuefacción, de las cuales se han seleccionado, por reunir características indudables de licuefacción y paleosismos asociados, las siguientes tres.

Dique Norte

Esta estructura consiste en un dique clástico con forma de embudo irregular formado por un depósito de arena de granulometría fina a media, sin cohesión, de 40 cm de ancho máximo. Presenta un conducto central de forma cónica que aumenta su diámetro paulatinamente hacia la superficie (Fig. 1c).

Esta estructura atraviesa sedimentos de la secuencia inferior, roca de caja, compuesta principalmente por arena fina, limos, limos-arcillosos y arcillas, que se disponen en bancos de 3 a 12 cm de espesor medio. El depósito de arena con forma de embudo y los sedimentos que lo contienen están cubiertos por un nivel conglomerádico de 0,60 a 1 m de espesor, de la secuencia superior, que se dispone en forma horizontal y no está afectado por esta estructura (Fig. 1c).

La secuencia sedimentaria inferior que está intruida por el dique clástico posee una deformación muy notable, que se manifiesta elevando hacia arriba, con mayor intensidad, los sedimentos que se encuentran más cerca del conducto y se atenúa paulatinamente hacia los bordes hasta desaparecer a los pocos metros del conducto central (Fig. 1c). La deformación descrita indica claramente una presión hacia arriba, que puede haber sido ejercida por un fluido ascendente que se desplazaba por el conducto central hacia la paleosuperficie.

Dique Sur

Es una estructura compuesta por dos diques clásticos con un aparente conducto central común para ambos, pero con características diferentes, por lo cual se describen en forma separada.

Dique Oriental: Es un depósito de arena inclinado hacia el este (Fig. 1d) de granulometría media que intruye en forma discordante una secuencia sedi-

mentaria inferior que en esta exposición presenta un banco de arenas guijarrosas. El dique de arena contiene en su masa clastos del banco de arenas guijarrosas. Consiste en un cuerpo con un ancho de 0,80 m en la base de la bifurcación y aumenta paulatinamente su espesor hasta alcanzar 1,50 m en el techo. Posee una longitud de 2,20 m y se interrumpe a 1,50 m por debajo del contacto de la secuencia inferior con el material conglomerádico aluvial de la secuencia superior. Los bordes laterales del dique son irregulares con protuberancias que penetran en la secuencia sedimentaria inferior.

Hacia el techo del dique oriental es muy notable la existencia de estructuras de flujo, que se disponen en forma paralela a las paredes y que disminuyen hacia la porción media del cuerpo. Asimismo, el banco de arenas guijarrosas se encuentra deformado por la intrusión del dique clástico al igual que el resto de la roca de caja que presenta la mayor deformación en el costado este, extremo inferior derecho del esquema de la figura 1d.

Dique Occidental: Es un cuerpo que posee una longitud aflorante de 3,20 m, un ancho medio de 1,40 m que aumenta bruscamente hacia el techo hasta 2,40 metros. Está constituido por arena de granulometría media que en la parte central del borde izquierdo posee trozos de arcillas de color blanco, los que forman parte de los sedimentos que intruye. Los bordes del dique son irregulares con salientes que penetran la caja.

La ocurrencia de estructuras de flujo y trozos de la caja alineados, indica una dirección de flujo hacia la paleosuperficie, hasta la cual es probable que este cuerpo haya llegado y luego erosionado por el paleocauce aluvial que se instaló en esta zona de debilidad.

La posición de las estructuras de flujo en la base del dique occidental (Fig. 1d) señala que probablemente este depósito corresponde a un evento sísmico posterior al que originó el dique oriental y sería el responsable de la inclinación de este último.

Dique Angosto

Es una estructura formada por un depósito de arena muy fina que se encuentra en posición vertical en una pared de 6,30 m de altura y posee un ancho máximo de 5 cm (Fig. 1e). Corta transversalmente las dos secuencias sedimentarias que constituyen los depósitos cuaternarios que se disponen en forma horizontal. La secuencia inferior en este sector está integrada por una alternancia de areniscas finas y gruesas con escasas lentes de areniscas conglomerádicas que poseen un espesor máximo de 10 cm y están ausentes hacia el techo. Hacia los términos su-

periores, a 1 m del techo, se ubica un nivel cinerfítico de 20 cm de espesor. Se observan estructuras de entrecruzamiento y grietas de desecación. En forma concordante y separado por una superficie de erosión se dispone un nivel conglomerádico de 60 cm de espesor, de la secuencia superior, constituido por clastos redondeados a subangulosos de areniscas grises y blancas con escasos representantes de rocas ígneas, con tamaños máximos de 7 a 8 centímetros.

Este dique presenta evidencias de flujo paralelas al eje mayor de la estructura, compuestas por clastos líticos alineados y con la cara plana orientada hacia la pared y posee estrías longitudinales.

Los depósitos cuaternarios atravesados por este dique están desplazados verticalmente 10 cm por una falla vertical con el bloque bajo hacia el oeste (Fig. 1e). Se infiere que el flujo de arena ascendió por esta zona de debilidad.

Discusión

La descripción efectuada de los tres ejemplos de paleolicuefacción detectados en la quebrada del río Acequión, permiten sospechar la ocurrencia de un primer paleosismo que estaría registrado por el dique oriental, el cual habría sido intruido e inclinado por el dique occidental y constatar claramente la ocurrencia de dos paleosismos posteriores. El primer evento efectivamente registrado es el que produjo la paleolicuefacción representada por el dique clástico denominado Dique Norte del esquema de la figura 1c y el dique Occidental de la figura 1d, que cortan toda la secuencia sedimentaria inferior pero no los depósitos conglomerádicos aluviales que la

sobreyacen, secuencia superior. Es decir que este paleosismo ocurrió previamente a la sedimentación de la secuencia superior.

El otro paleosismo que está evidenciado en los depósitos cuaternarios es el que origina la paleolicuefacción que forma el dique Angosto (Fig. 1e), el cual corta las dos secuencias sedimentaria existentes en la zona, lo que indica que tuvo lugar con posterioridad a la depositación de los conglomerados aluviales o secuencia sedimentaria superior.

Agradecimientos

La realización del trabajo fue posible gracias al apoyo financiero otorgado por CICITCA- UNSJ al proyecto de investigación "Fallamiento cuaternario en el valle Maradona - Acequión."

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bodenbender, G., 1895. El terremoto argentino del 27 de octubre de 1894. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 14: 293-329. Córdoba.
- Giuliani, H., Suarez, R. y Fiore, J.M., 1982. Licuación de arena en la provincia de San Juan. Actas Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, 2: 139-152. Buenos Aires.
- Harrington, H., 1944. Volcanes y terremotos. Editorial Pleamar, 251 p. Buenos Aires.
- INPRES, 1993. Publicación Técnica N° 18, 46 p. San Juan.
- Yeats, R., Sieh, K. y Allen, C., 1997. The Geology of Earthquakes. Oxford University Press, 568 p. New York.

Recibido: 17 de diciembre, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

NOTA BREVE

Deformaciones dúctiles paleozoicas y corrimientos terciarios en el Neopaleozoico del Chubut

Marcelo J. MÁRQUEZ^{1,2} y Raúl E. GIACOSA^{1,2}

¹Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) - Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM) CC 38 B, Km. 8, (9003) Comodoro Rivadavia, Chubut.

²Departamento de Geología - Universidad Nacional de la Patagonia.
E-mail: fmarquez@satlink.com.ar; sgmadrp@infovia.com.ar

ABSTRACT. *Palaeozoic ductile deformation and tertiary thrusts in the Neopalaeozoic of Chubut.* The Neopalaeozoic sedimentary rocks of the western part of Chubut province were traditionally considered to form a major eastward-inclined homocline. Various stratigraphical, sedimentological and palaeomagnetic interpretations were developed on the basis of this structural model. New field evidence shows two compressive tectonic phases that produced shortening and stratigraphical repetition in the Neopalaeozoic rocks. The first is characterised by ductile structures, such as NW-overtaken folds, flattening, boudinage and lineations, possibly formed during the Late Permian; the second is the W-verging Tertiary thrust belt of the Tecka and Tepuel ranges. We suggest that more detailed structural studies might clarify the stratigraphical, sedimentological and palaeomagnetic data and help in understanding the evolution of southern Gondwana.

Key words: *Tectonics, Neopalaeozoic, Tertiary, Chubut*

Palabras clave: *Tectónica, Neopaleozoico, Terciario, Chubut*

Introducción

La revisión de algunos perfiles en el Neopaleozoico de Chubut durante las tareas de campo del proyecto «Gabros de Tecka», que lleva adelante el IGRM, permitió constatar la presencia de deformación interna dúctil en las sedimentitas del Grupo Tepuel, así como de una tectónica de corrimientos terciaria, como responsable de la actual morfoestructura de las sierras de Tecka y de Tepuel.

La evaluación preliminar de esta deformación supone, en primer término, una futura reconsideración de aspectos tales como los espesores estratigráficos reales de las secuencias, y sus posibles consecuencias sobre aspectos estratigráficos y paleoambientales. Esta sugerencia se basa en que los perfiles estratigráficos del Neopaleozoico, en particular los perfiles de Pampa de Tepuel (Suero 1947) y el perfil de Lefiú (Perrot 1961), fueron relevados considerando a la secuencia neopaleozoica como una estructura homoclinial.

Varios factores dificultan sobremanera la identificación de estructuras plegadas. Entre ellos pueden citarse la falta de horizontes guías de tonos que permitan una fácil identificación, el carácter apretado del plegamiento, la presencia de potentes bancos de pelitas sin intercalaciones arenosas, y afloramientos cubiertos por una delgada cobertura vegetal y de derrubio.

Antecedentes

El Neopaleozoico de la provincia de Chubut cuenta con numerosas contribuciones de índole estratigráfica y sedimentológica entre los que cabe mencionar a Suero (1947, 1953), Perrot (1961), Rolleri (1970), Freytes (1971), González (1972), Page (1982), Page *et al.* (1984), Cucchi (1980), López Gamundí (1980), Andreis *et al.* (1985), González Bonorino *et al.* (1988), González Bonorino y González Bonorino (1988) y Turner (1982, 1983) entre otros. Estudios paleomagnéticos y de evolución tectosedimentaria corresponden a Rapalini *et al.* (1994), González Bonorino (1991) y Eyles *et al.* (1995).

Ubicación y estratigrafía general de las áreas de trabajo

Las observaciones estructurales fueron realizadas en la región de las sierras de Tecka y de Tepuel y en la zona de El Molle (Fig. 1a), más precisamente en las siguientes áreas: a) En la sierra de Tepuel a ambos lados del arroyo Puesto Pardo de la estancia La Mimosa; este tramo coincide exactamente con el perfil N° 3 de Suero (1947) y la geología y los datos estructurales a ambos lados del arroyo se observan en la figuras 1b y 1d; b) En la zona de El Molle

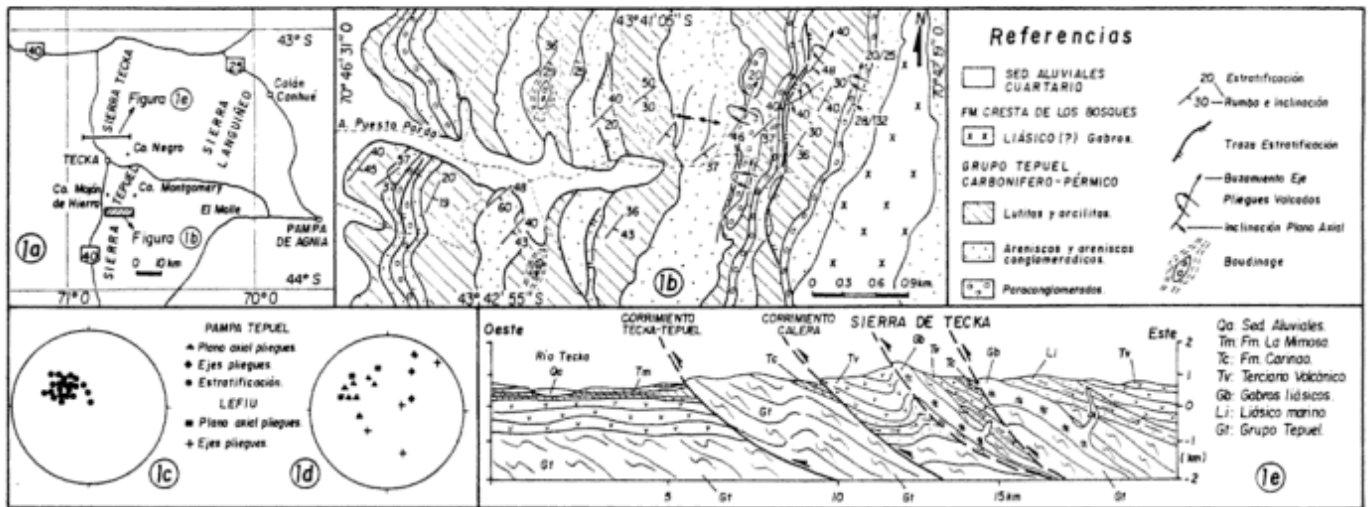


Figura 1: a, Mapa de ubicación de las áreas estudiadas. b, Mapa geológico de un sector de la sierra de Tepuel en la zona ubicada sobre los márgenes del arroyo que desagua en el puesto Pardo, de la estancia La Mimosa. c y d, Proyección estereográfica en el hemisferio inferior de la red de Schmidt, de los principales datos estructurales en las rocas neopaleozoicas del sector mapeado en 1b y de los alrededores de la tapera Lefiú (El Molle) y e, corte estructural en la parte sur de la sierra de Tecka, basado en la geología de Turner (1982).

se efectuaron observaciones en adyacencias de la tapera Lefiú (Fig. 1c) en el sector correspondiente al perfil cañadón Lefiú de Perrot (1961), y c) En la parte sur de la sierra de Tecka a los 43° 25' de latitud sur, se realizó un bosquejo estructural (Fig. 1e) utilizando el mapa de la Hoja Tecka (Turner 1982).

La estratigrafía de la región de las sierras de Tecka y de Tepuel (Turner 1982; Page 1982) está integrada por sedimentitas neopaleozoicas asignadas al Grupo Tepuel, las que son cubiertas discordantemente por las sedimentitas marinas liásicas de la Formación Lepá; ambas unidades están intruidas en el Jurásico inferior a medio, por los gabros y diabasas de la Formación Tecka o Formación Cresta de los Bosques y en el Cretácico por las plutonitas calcoalcalinas de la Formación Aleusco. El Terciario está representado por volcanitas mesosilíceas paleógenas, sedimentitas calcáreas y limolíticas de la Formación Carinao del Oligoceno-Mioceno, sedimentitas clásticas mio-pliocenas de las formaciones La Mimosa y Huaqui, efusiones basálticas pliocenas y depósitos glaciares, coluviales y aluviales.

Estratigrafía y características del Grupo Tepuel

El Grupo Tepuel está compuesto por varias unidades de sedimentitas terrígenas de edad carbonífera y pérmica, caracterizadas por la presencia de niveles sedimentarios de origen glacial. A lo largo del tiempo los autores han propuesto diferentes esquemas estratigráficos, que en términos generales concuerdan con la existencia de dos secciones, conocidas como Formación Pampa de Tepuel y Formación Mojón de Hierro. Un último esquema estratigráfico

del Grupo Tepuel fue propuesto por Page *et al.* (1984), el que divide a la unidad en tres formaciones: la Formación Jaramillo es la sección inferior con dominio de areniscas y un espesor de 1.000 m, una sección intermedia identificada como Formación Pampa de Tepuel e integrada por 2.900 m de pelitas y areniscas con algunos conglomerados y abundantes restos de invertebrados y bioturbación. Finalmente, una sección superior de 500 m denominada Formación Mojón de Hierro, constituida por areniscas portadoras de restos fósiles de invertebrados y vegetales.

En general se asigna al Grupo Tepuel un espesor máximo del orden de 4 a 5 km (5.300 m, Suero 1953; 4.400 m, Page *et al.* 1984; 5.000 m, Eyles *et al.* 1995). Con respecto a las características estructurales de las sedimentitas en la sierra de Tepuel, Suero (1947) mapea una estructura anticlinal de rumbo N-S, donde la sierra de Tepuel constituye su flanco oriental. Consecuentemente, su perfil número 3 es parte de este flanco y se lo interpreta como una secuencia homoclinal inclinada al E-SE. Este criterio es compartido por autores subsiguientes, entre ellos Freytes (1971), autor que denomina anticlinal Tepuel a la estructura, aclarando que posee una longitud de 18 kilómetros. En el perfil de El Molle, Perrot (1961) interpreta que el conjunto de sedimentitas paleozoicas y liásicas forman una estructura homoclinal inclinada 20° a 40° al E-SE.

Deformaciones dúctiles

Como se mencionó previamente, en Pampa de Tepuel las sedimentitas se observan dispuestas como

una estructura homoclinal inclinando entre 30° y 60° al E-SE (Figs. 1b y 1c). En su mitad oriental (Fig. 1b) presentan evidencias de deformaciones dúctiles, tales como plegamiento, *boudinage*, lineaciones y aplanamiento en las pelitas (pelitas con fractura astillosa; Suero 1947).

El plegamiento se caracteriza por pliegues apretados a isoclinales y en todos los casos volcados al noroeste con el plano axial inclinando al SE (Fig. 1d); en varios sectores el flanco normal está casi horizontal (Figs. 2a y 2b). El buzamiento más común de los ejes de pliegues es hacia el NE aunque en algunos sectores poseen buzamientos al SO; los mejores ejemplos se encuentran en alternancias samopelíticas del orden de 10 a 30 cm de espesor. Microestructuras asociadas al plegamiento son *boudinage* en capas arenosas competentes y lineación de microplegamiento; ocasionalmente hay lineación *pen-cil* en capas pelíticas ubicadas en núcleos de pliegues apretados.

En sectores donde predominan grandes espesores de pelitas se observa un aplanamiento importante, visible como un marcado clivaje que se curva alrededor de los bancos de areniscas competentes o en los bloques de las diamictitas.

En el perfil del cañadón Lefiú, especialmente en las inmediaciones de la tapera y hacia el oeste, las rocas están intensamente plegadas por flujo flexural, con desarrollo de clivaje en las pelitas en sectores cercanos a las charnelas de los pliegues. De manera similar al perfil anterior, los pliegues son isoclinales a muy apretados y están volcados hacia el NO (Fig. 1d).

La tectónica terciaria

Elementos de juicio tales como la morfología, el diseño y la altura de las sierras de Tepuel y de Tecka, así como la repetición estratigráfica de niveles guías paleógenos y la presencia y distribución de sedimentitas pre y sinorogénicas, llevan a los autores a postular una tectónica de corrimientos durante el Terciario para este sector precordillerano de la provincia del Chubut.

Las sierras constituyen un elemento orográfico de orientación meridional con alturas que alcanzan los 1.500 m s.n.m. y que, comparado con el adyacente valle del río Tecka de 650 m s.n.m. de altura, suponen un desnivel cercano a los 900 metros; una situación similar se repite al sur, entre la sierra de Tepuel y el valle del río Putrachoique. En cuanto a la morfología, ésta es claramente asimétrica, con faldeos occidentales más abruptos y orientales tendidos.

En las sierras de Tecka y de Tepuel se han identificado por repeticiones estratigráficas, al menos cuatro corrimientos principales inclinando hacia el este, como responsables del levantamiento de las mismas

(Fig. 1e). Al más occidental, ubicado en adyacencias del río Tecka se propone denominarlo Corrimiento Tecka-Tepuel; sus efectos más notorios en la sierra de Tecka, son el levantamiento del Grupo Tepuel y de los depósitos liásicos de la Formación Lepá (Fig.

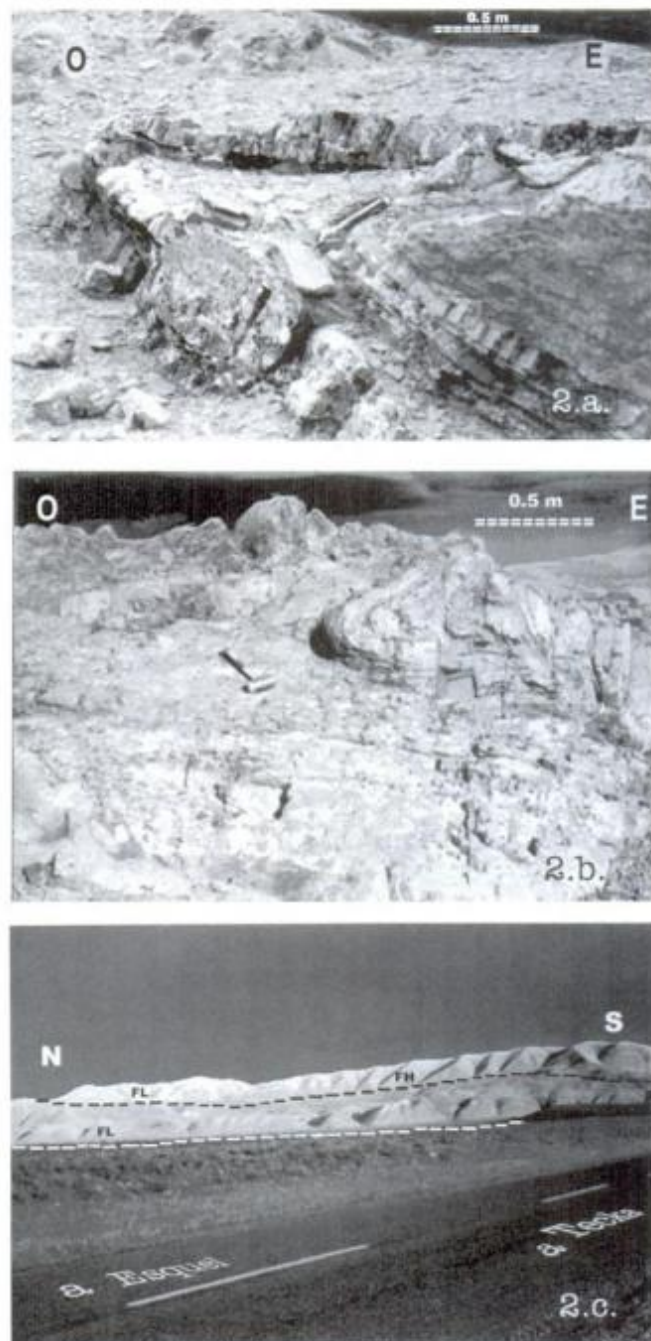


Figura 2: a, Mesoplague asimétrico volcado al NO en las sedimentitas de la Formación Pampa de Tepuel; b, Mesoplague recumbente en areniscas de la Formación Pampa de Tepuel y c, vista general hacia el este de la parte norte de la sierra de Tecka, donde se observan las escarpas de falla, la traza aproximada del Corrimiento Tecka-Tepuel en líneas blancas, del Corrimiento Calera en líneas negras, la Formación Lepá (FL.) y la Formación Hualqui (FH).

2c). Esta estructura limita hacia el este la expansión de los depósitos continentales miocenos de la Formación La Mimosa, unidad que en las proximidades del corrimiento se encuentra levemente inclinada hacia el oeste con tendencia a horizontalizarse hacia el poniente, lo que sugiere que las sedimentitas serían sinorogénicas con el Corrimiento Tecka-Tepuel. En el extremo sur de la sierra de Tepuel, más precisamente en un corte de la ruta 40, en el codo del arroyo Putrachoique (estancia El Chacay), pueden observarse las rocas cataclásticas asociadas a este corrimiento.

Hacia el este se encuentra otro corrimiento (Corrimiento Calera, Fig. 2c), el que cabalga las volcanitas eoterciarias con retazos de la Formación Carinao, por sobre las sedimentitas carboníferas del Grupo Tepuel, las que a su vez también soportan a estratos de la Formación Carinao (Fig. 1e) en inmediaciones del puesto La Calera. Su continuación hacia el sur es visible en el área de estancia Torres en donde las sedimentitas carboníferas cabalgan por sobre la Formación Carinao y más al sur levantaría los depósitos carboníferos repitiéndolos parcialmente a la altura del puesto Pardo. En el extremo norte de la sierra de Tecka, las sedimentitas de la Formación Huaiqui representarían los depósitos sinorogénicos asociados al Corrimiento Calera (Fig. 2c). Finalmente, sobre la ladera oriental de la sierra de Tecka se interpretan otros dos corrimientos que hacen emerger los gabros asignados por Turner (1982) a la Formación Tecka, conjuntamente con retazos de la roca de caja (Fig. 1e). Estas estructuras no fueron nominadas ya que se desconoce su continuidad hacia el sur en la sierra de Tepuel.

En relación con el sistema de corrimientos de la Cordillera Patagónica Septentrional cuya vergencia es hacia el este, las estructuras de la sierra de Tecka y de Tepuel pueden ser clasificadas como retrocorrimientos ya que inclinan hacia el este. Se estima que estos retrocorrimientos, representarían estructuras extensionales liásicas invertidas durante la compresión terciaria.

Conclusiones

En la presente comunicación fueron descriptas una serie de estructuras compresivas dúctiles que afectan a las rocas paleozoicas del Grupo Tepuel. Esta deformación produjo un acortamiento que al momento y dado la falta de mayores datos, no puede ser estimado. A este acortamiento deben sumarse las modificaciones desarrolladas durante el Terciario, por la tectónica de corrimientos que caracterizó la formación de la precordillera en este sector. La falta de una cartografía detallada impide cuantificar estas modificaciones; sin embargo y a modo estimativo cabe

mencionar que otros autores estiman una repetición estratigráfica de unos 600 m de espesor, basados en una aparente duplicación de niveles fosilíferos en la sierra de Tepuel (Andreis *et al.* 1985).

Nos permitimos sugerir que, en el marco de una cuantificación de estas deformaciones, deberían reconsiderarse los espesores reales del Grupo Tepuel, ya que los mismos fueron medidos considerando a la secuencia sedimentaria como una estructura homoclinal. Es posible que esto conlleve una posterior revisión de aspectos estratigráficos y de interpretación de datos paleomagnéticos.

Finalmente y con respecto a la edad de las deformaciones, cabe consignar que la deformación dúctil del Grupo Tepuel, habría ocurrido en forma previa a la habilitación de las cuencas liásicas, lo cual acota la edad al intervalo Pérmico superior-Triásico.

En cuanto a la edad de la tectónica terciaria en las sierras de Tecka y de Tepuel, la misma es con seguridad posterior a la depositación de la Formación Carinao (Oligoceno-Mioceno) y probablemente contemporánea con la Formación La Mimosa del Mioceno medio-superior. La incertidumbre con respecto a la génesis de la Formación Hualqui (depósitos fluvio-glaciales o depósitos fluviales sinorogénicos?) cuyos depósitos están ubicados en el bloque colgante del Corrimiento Calera, impide por el momento utilizarlos para datar episodios de deformación más jóvenes.

Agradecimientos

Se agradece a las autoridades del IGRM por la autorización para publicar los datos del presente trabajo. El mismo es una contribución al proyecto PICG 436 (Pacific Gondwana Margin).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R., González, C. y Cortiñas, J., 1985. Estratigrafía de los Grupos Tepuel y Río Genoa (Neopaleozoico de Chubut). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 40 (3-4): 284-289. Buenos Aires.
- Cucchi, R. J., 1980. La Formación Esquel: nueva interpretación estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (2): 167-173. Buenos Aires.
- Eyles, N., González Bonorino, G., Franca, A. B., Eyles, C. H. y López Paulsen, O., 1995. Hydrocarbon-bearing late Paleozoic glaciated basins of southern and central South America. En: Tankard, A. J., Suarez, R. y Welsink, H. J. (Eds.): Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoria 62: 165-183.
- Freytes, E. A., 1971. Informe geológico preliminar sobre la sierra de Tepuel, Departamento Languiño y Tehuelches, Provincia de Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Comodoro Rivadavia, 65 p. (Inédito).

- González, C., 1972. La Formación las Salinas, Paleozoico superior del Chubut (República Argentina). Parte I: Estratigrafía, facies y ambiente de sedimentación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27(1): 95-115. Buenos Aires.
- González Bonorino, G., 1991. Late Paleozoic orogeny in the northwestern Gondwana continental margin, western Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 131-144.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (4): 518-528. Buenos Aires.
- González Bonorino, G., Rafine, G., Vega, V. y Guerin, V., 1988. Ambientes de plataforma nerítica dominada por tormentas en la sección glaciogénica del Grupo Tepuel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (2): 239-252. Buenos Aires.
- López Gamundí, O. R., 1980. La Formación Esquel, litología y estructura. Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 187-194. Buenos Aires.
- Page, R. F., 1982. Descripción geológica de la Hoja 45b, Sierra de Tepuel, Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, 136 p., (Inédito).
- Page, R. F., Limarino, C. O., López Gamundí, O. y Page, S., 1984. Estratigrafía del Grupo Tepuel en su perfil tipo y en la región del Molle, Provincia del Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, (1): 619-632.
- Perrot, C., 1961. Estudio geológico de las inmediaciones del paraje El Molle, Departamento Tehuelches, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15(1-2): 53-79. Buenos Aires.
- Rapalini, A. E., Tarling, D. H., Turner, P., Flint, S. y Vilas, J. F., 1994. Paleomagnetism of the Carboniferous Tepuel Group, central Patagonia, Argentina. *Tectonics* 13 (5): 1277-1294.
- Rolleri, E., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel (Comunicación). *Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 273-277.
- Suero, T., 1947. Reconocimiento geológico de la zona comprendida entre Cordón Cherque, Cordón Putrachoique, Río Tecka y Sierra de Languiño (Departamento Tehuelches y Languiño) – Territorio Nacional de Chubut. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Comodoro Rivadavia, 101 p. (Inédito).
- Suero, T., 1953. Las sucesiones sedimentarias suprapaleozoicas de la zona extraandina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8 (1): 37-53. Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1982. Descripción geológica de la Hoja 44c, Tecka, Provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 180. Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1983. Descripción geológica de la Hoja 44d, Colan Conhué, Provincia de Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín 197. Buenos Aires.

Recibido: 19 de abril, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

NOTA BREVE

Edades ^{14}C y ciclicidad de la acreción en depósitos costeros elevados. Bahía Engaño, Chubut.

Alejandro J. A. MONTI

Centro Nacional Patagónico. Brown 3500, (9120) Puerto Madryn, Chubut.
E-mail: e304454@faro.ens.uabc.mx

ABSTRACT. ^{14}C ages and cyclic accretion of coastal elevated deposits. Bahía Engaño, Chubut. The first absolute ages and the general accretion features of coastal deposits in bahía Engaño are presented. The accretion deposits correspond to vast accumulations of littoral gravel ridges, which constitute the major morphological units, such as marine terraces and palaeospits. Areas of semirestricted environments corresponding to inactive lagoons, are delimited by different groups of beach ridges. Results of ^{14}C dating indicate that most of coastal deposits in bahía Engaño were accumulated during Holocene marine regressive phases. The progradation pattern is characterized by three major cycles of accretion limited by two pulses of erosion or no deposition. The most recent pulse of erosion occurred between 3900 and 3200 years BP.

Key words: Coastal morphology, Holocene, Patagonia

Palabras clave: Morfología costera, Holoceno, Patagonia

Introducción

La bahía Engaño se localiza en la desembocadura del río Chubut en aguas del océano Atlántico. El área estudiada abarca una franja costera en dirección nordeste-sudoeste con 15 km de extensión longitudinal y 8 km de ancho hasta los alrededores de la ciudad de Rawson, dentro del ámbito geográfico del valle inferior del río Chubut.

El sector corresponde morfológicamente a una amplia paleobahía labrada sobre sedimentitas terciarias de la Fm. Gaiman (Haller y Mendía 1980) colmatada luego por depósitos litorales cuaternarios elevados. Hacia el tramo sur de la bahía, se encuentra la desembocadura del río Chubut. El curso actual atraviesa gran parte de los depósitos litorales y separa la bahía en dos sectores de acreción; uno norte de gran desarrollo areal y otro al sur marcadamente más restringido (Fig. 1).

El objetivo de la presente contribución es dar a conocer las características morfológicas generales de los depósitos litorales elevados de Rawson-bahía Engaño y la edad de los mismos obtenidas a partir de dataciones ^{14}C .

Antecedentes

Las investigaciones previas sobre los aspectos geológicos, en el área de Rawson-bahía Engaño no son

abundantes. Los trabajos pioneros datan de comienzos de siglo ocupándose fundamentalmente de los aspectos estratigráficos del Terciario. Entre ellos, los aportes más destacados los han realizado Frengüelli (1927) y Feruglio (1950) quien además identifica distintos niveles de terrazas del actual valle del río Chubut. Más recientemente Mendía y Bayarsky (1981) actualizan el conocimiento del Terciario de la región. Los rasgos morfoestructurales del basamento en sectores aledaños al río Chubut fueron estudiados por Kostadinoff y Schillizzi (1988) mediante registros geofísicos, estableciendo un escaso espesor de cobertura terciaria-cuaternaria sobre las porfiritas jurásicas de la Formación Marifil.

En lo relativo al estudio de morfologías marino-litorales, Codignotto *et al.* (1987) mencionan los depósitos litorales elevados de la bahía Engaño, con especial énfasis en los rasgos cordoniformes y sus características secuenciales. Roura (1989) estudia la dinámica de las playas de rodados actuales de la bahía Engaño, con énfasis en los sectores intermareales y supramareales aledaños a los depósitos litorales elevados. Luego, Ichazo (1994) reconoce los rasgos cordoniformes como paleocordones litorales y caracteriza a toda la zona como la desembocadura de un estuario inundado por ingresiones cuaternarias, que habrían alcanzado la zona de Gaiman. Más recientemente, Monti (1997) establece la evolución y dinámica holocena que caracterizó la depositación de los rasgos litorales elevados en la bahía Engaño.

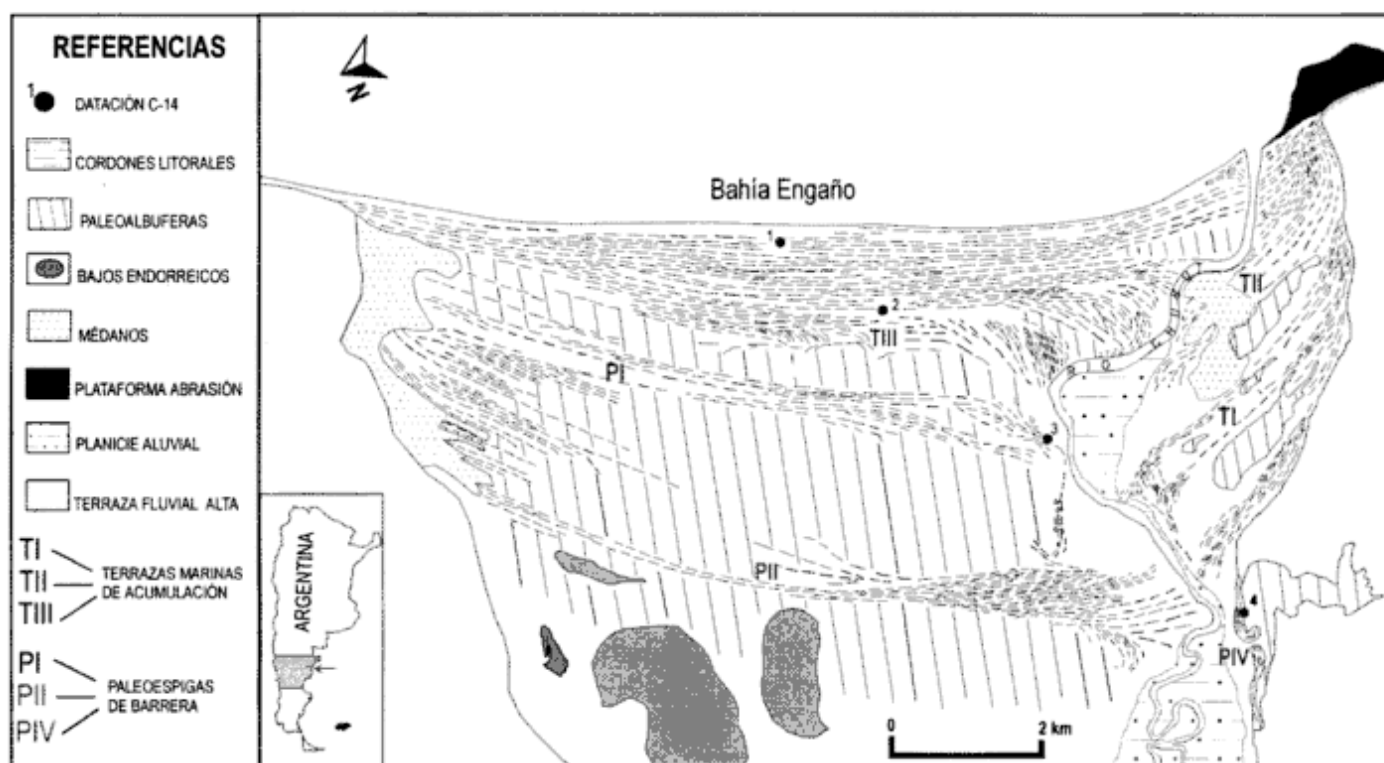


Figura 1: Mapa geomorfológico del área costera Rawson-bahía Engaño.

Rasgos geomorfológicos

El paisaje actual que caracteriza el área Rawson-bahía Engaño es del tipo compuesto como producto de la interacción y superposición de los procesos marino-litoral y fluvial. Dichos procesos son los dominantes absolutos en la zona de estudio e incluyen en forma subordinada la acción del proceso eólico. La disposición espacial, dimensiones y contactos entre las geoformas principales se muestran en la figura 1.

La morfología cordoniforme constituye el rasgo de acumulación marino-litoral de mayor desarrollo en la zona. En perfil los depósitos poseen 6 a 9 m de espesor aproximado, con una notoria estratificación horizontal y por sectores con una suave inclinación de las capas hacia el este. Están constituidos por gravas finas y medianas a gruesas con matriz tamaño arena, presentando ocasionalmente en los sectores altos de la secuencia acumulaciones de conchillas enteras y en buen estado de conservación.

En el plano horizontal (Fig. 1), la acreción de los diferentes agrupamientos de cordones litorales ha configurado geoformas mayores, definidas aquí como terrazas marinas de acumulación y paleoespigas de barrera de diversa magnitud y orientación respecto a la dirección de la costa actual.

Terrazas marinas de acumulación: este término se utiliza en el sentido dado por Feruglio (1950) a la

alternancia de crestas y senos, producto de la acumulación de cordones litorales durante distintas fases regresivas del mar. En el sector ubicado al sur del río Chubut se reconocen dos terrazas marinas de acumulación (terrazas I y II) con una disposición aproximadamente concordante entre sí y separadas por ambientes lagunares actualmente afuncionales. Por sectores, los cordones presentan sus extremos suavemente recurvados indicando un sentido de progradación longitudinal de las formas hacia el nor-noroeste.

Al norte del río Chubut, los depósitos cordoniformes más costeros constituyen una amplia terraza marina de acumulación (terrazza III) elongada en igual dirección que la costa actual. Los extremos de los cordones más internos ocasionalmente se presentan recurvados hacia el oeste, asemejando extremos distales de antiguas espigas progradantes hacia el sur.

Paleoespigas de barreras: corresponden a grandes espigas recurvadas del tipo descrito por Leatherman (1980). Constituyen paleoformas actualmente elevadas y elongadas en dirección NE-SO (paleoespigas I y II). Presentan su extremo septentrional unido a los paleoacantilados del norte y su extremo sur libre recurvado hacia el oeste. Se generaron a partir de la acreción de cordones litorales debido a la acción de corrientes de deriva litoral activas en el pasado, provocando la progradación de las formas hacia el sur. Un caso especial lo constituyen las paleoespigas de barrera IV en el sector sur. Morfológicamente se ca-

racterizan como dos pequeñas espigas del tipo "espi-ga doble" según la clasificación de Leatherman (1980). Presentan crecimiento opuesto y están orientadas en dirección este-oeste.

Paleoalbuferas: se interpretan como geoformas lagunares actualmente afuncionales y elevadas respecto del nivel del mar. Constituyen angostas franjas delimitadas entre las acumulaciones de cordones litorales. Las paleoalbuferas de mayores dimensiones presentan una elongación máxima en dirección NE-SO. El sustrato es plano a suavemente ondulado compuesto fundamentalmente por material limo-arcilloso y parcialmente cubierto por depósitos eólicos y vegetación.

Resultados de dataciones absolutas

Se dataron por el método de ^{14}C con corrección por delta ^{13}C , cuatro muestras de material biogénico extraído de los depósitos cordoniformes elevados. Las conchillas enteras se encuentran, por lo general, entre 1-2 m por debajo de la superficie actual de los cordones litorales, quedando por debajo de estos niveles, como mínimo 4 m de rodados litorales estériles o con conchillas finamente trituradas. Al no ser factible hallar material en posición de vida, en todos los casos se seleccionaron para datar conchillas planas de moluscos (bivalvos) en excelente estado de conservación de los tramos superiores de la secuencia. Ello con el fin de reducir en todo lo posible la probabilidad de un transporte prolongado del material durante su depositación. Los datos detallados en la Tabla 1, fueron obtenidos en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS) y su ubicación geográfica se muestra en el plano geomorfológico de la figura 1. Tres muestras corresponden a las acumulaciones del sector norte, las cuales dieron edades de 1.009 ± 88 años, 2.770 ± 81 años AP y 3.929 ± 97 años AP y una datación de 4.987 ± 106 años AP fue obtenida de los cordones más antiguos reconocidos en el sector sur. La totalidad de los datos indican una edad holocena para la acreción de los diferentes rasgos cordoniformes datados en el área Rawson-bahía Engaño. La posición geográfica de los mismos evidencia una coherencia geocronológica de los resultados al registrarse, hacia la línea de costa actual, depósitos cada vez más

jóvenes. Asimismo, la datación más antigua obtenida coincide con el rango de edades que según distintos autores (Isla 1989; Codignotto *et al.* 1992; Weiler 1998, entre otros) ubica el máximo transgresivo holoceno, en localidades costeras de Patagonia, entre 4.000 y 7.000 años AP.

Patrones morfológicos y ciclos de acreción

De acuerdo con los postulados del método de morfo-cronología secuencial desarrollado por Codignotto *et al.* (1987), en el presente trabajo los distintos rasgos litorales vistos en planta (Fig. 1), se consideraron morfoestratigráficamente, como una secuencia sedimentaria caracterizada por sistemas de cordones separados por discordancias, los cuales son el producto de ciclos de acreción y pulsos de erosión o no depositación respectivamente.

El arreglo espacial de la acreción cordoniforme en los sectores norte y sur del río Chubut, permite diferenciar tres sistemas mayores de cordones, coincidentes morfológicamente con paleoespigas o con terrazas marinas de acumulación, entre los que se intercalan las paleoalbuferas actualmente afuncionales. La diferencia altitudinal entre el sistema de cordones más antiguo (9-10 m s.n.m.) y el más moderno (5-7 m s.n.m.), permite inferir su depositación durante un nivel marino regresivo con una variación relativa del orden de 2 a 3 m desde el Holoceno medio al reciente. Vale decir que consecuentemente a la regresión, la faja costera fue desplazándose mar adentro, dejando evidencias geomorfológicas de sus pulsos. En la figura 1 se identifica una notoria reiteración del patrón morfológico en la colmatación de la antigua bahía durante la regresión del mar holoceno, determinándose una acreción cíclica de los depósitos costeros actualmente elevados. La misma está caracterizada por tres ciclos de acreción mayores, definidos por los sistemas mayores de cordones litorales, separados por dos pulsos de erosión y/o no depositación. Estos pulsos manifiestan una discontinuidad temporal de la acumulación cordoniforme debida posiblemente a cambios menores en la posición relativa del nivel del mar y en las condiciones de la hidrodinámica litoral dominante durante cada ciclo de acreción y/o a una variación en el aporte de sedimentos al sector. Todo ello pudo haber favorecido los eventos

Tabla 1: Edades ^{14}C de los depósitos litorales elevados del área costera Rawson - bahía Engaño.

Sector	Muestra N°	Informe INGEIS N°	Edades ^{14}C	Unidad Geomorfológica	Altura (m s.n.m.)
norte	1	3818	1.009 ± 88 años AP	terrazza marina III	5-6
norte	2	3819	2.770 ± 81 años AP	terrazza marina III	6-7
norte	3	3891	3.929 ± 97 años AP	paleoespigas de barrera I	8
sur	4	3892	4.987 ± 106 años AP	paleoespigas de barrera IV	9

de erosión y/o no depositación, los cuales han quedado representados morfológicamente en el área por el desarrollo de las paleoalbuferas elongadas en dirección aproximadamente meridiana, delimitadas entre los ciclos de acreción correspondientes.

A partir de la ubicación espacial de las dataciones ^{14}C obtenidas (Fig. 1) y de aplicar los principios de morfocronología relativa desarrollados por Codignotto *et al.* (1987), fue factible aproximar para la acumulación cordoniforme de Rawson-bahía Engaño la posición temporal del último pulso de erosión y estimar la velocidad de progradación del ciclo de acreción más joven. El pulso de erosión que precede al último ciclo de acreción habría ocurrido en bahía Engaño entre los 3.900 años AP y los 3.200 años AP. A partir de allí se produce sin interrupciones notorias un prolongado ciclo de acreción cordoniforme con una velocidad de progradación promedio de 39 cm/año (Monti 1997).

Consideraciones finales

Codignotto *et al.* (1990) mencionan patrones de acreción cíclica para la acumulación cordoniforme de bahía Solano en la costa meridional de la provincia del Chubut, similares a los hallados en la zona del presente estudio. Los autores citados identifican en bahía Solano un último pulso de erosión ubicado entre los 3.800 años AP y los 2.700 años AP, tras el cual comienza un ciclo de acreción final con una velocidad de progradación estimada de 42 cm/año.

Por lo tanto, de lo visto resulta una marcada correlación espacio-temporal entre los depósitos litorales de ambas localidades, particularmente en lo relativo al patrón de acreción, la ubicación cronológica del pulso de erosión más moderno y la velocidad de progradación estimada para el último ciclo de acreción cordoniforme.

Conclusiones

Los depósitos marinos elevados del área Rawson-bahía Engaño son el resultado de fases marinas regresivas iniciadas en el Holoceno medio, con un nivel marino que fluctuó en el orden de 2 a 3 m desde el Holoceno medio al reciente.

La colmatación de la antigua bahía presenta una notoria reiteración del patrón morfológico de los depósitos costeros; determinándose un avance cíclico de la costa holocena, caracterizado por tres ciclos de acreción mayores, separados por dos pulsos de erosión y/o no depositación.

Se ha determinado una marcada correlación espacio-temporal de los ciclos de acreción y pulsos de erosión y/o no depositación más jóvenes entre el área de estudio y bahía Solano en el extremo sur del Chubut.

Agradecimientos

Las dataciones radiocarbónicas publicadas en la presente contribución han sido parcialmente subsidiadas por el proyecto Ex-055 de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires. Asimismo, se agradecen las sugerencias y observaciones aportadas por los árbitros, las cuales permitieron mejorar varios aspectos de la versión final.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Codignotto, J.O., Beros, C.A. y Trebino, L.G., 1987. Nuevo método cronoestratigráfico, Morfocronología en secuencia deposicional cordoniforme. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(3-4): 462-468. Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., Césari, O. y Beros, C.A., 1990. Morfocronología Secuencial Evolutiva Holocena en Bahía Solano, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 205-212. Buenos Aires.
- Codignotto, J.O., Kokot, R.R. y Marcomini, S.C., 1992. Neotectonism and sea level changes in the coastal zone of Argentina. *Journal of Coastal Research*, 8 (1): 125-133.
- Feruglio, E., 1950. Descripción geológica de la Patagonia. YPF, Tomo 3: 74-196. Buenos Aires.
- Fregüelli, J., 1927. El Entrerriense del golfo Nuevo en el Chubut. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 29: 191-270. Córdoba.
- Haller, M.J. y Mendía, J., 1980. Las sedimentitas del ciclo Patagónico en el litoral atlántico nordpatagónico. *Coloquio R. Wichman. Asociación Geológica Argentina (28/11/80)*. En: Mendía, J. y Bayarsky, A., 1981: *Estratigrafía del Terciario en el valle inferior del río Chubut*. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 593-606. Buenos Aires.
- Ichazo, G., 1994. Análisis de la dinámica geomorfológica determinante del diseño actual del río en el valle inferior del río Chubut. *Guía de Campo de la Séptima Reunión de Campo del CADINQUA*: 46-49. Puerto Madryn.
- Isla, F.I., 1989. Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. *Quaternary Science Reviews*, 8: 359-368.
- Kostadinoff, J. y Schillizzi, R.A., 1988. Anomalías gravimagnéticas del litoral patagónico entre arroyo Verde y el río Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 80-90. Buenos Aires.
- Leatherman, S., 1980. *Barrier Island Handbook*. Natural Park Service Cooperation Research Unit. The Environmental Institute. University of Massachusetts, 109p., Amherst.
- Mendía, J.E. y Bayarsky, A., 1981. *Estratigrafía del Terciario en el valle inferior del río Chubut*. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 593-606. Buenos Aires.
- Monti, A.J.A., 1997. *Morfodinámica y ciclicidad de la acreción en depósitos costeros del Holoceno*. Chubut, Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Tomos 1 y 2, 160p. (inédito)
- Roura, R. M., 1989. *Hidrodinámica y morfología en la génesis de playas de grava, bahía Engaño, Chubut*. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 120 p. (Inédito).
- Weiler, N.E., 1998. Holocene sea levels in Anegada Bay, Argentine Republic. *Journal of Coastal Research*, 14(3): 1034-1043.

Recibido: 21 de julio, 1999

Aceptado: 31 de octubre, 2000

NOTA BREVE

Granito El Peñón, sierra de Umango: descripción, edad Rb/Sr e implicancias geotectónicas

Ricardo VARELA¹, Diego ROVERANO² y Ana M. SATO¹

¹CONICET y Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Calle 1 N° 644, 1900 La Plata. E-mail: varela@cig.museo.unlp.edu.ar

²Becario Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, Centro de Investigaciones Geológicas (CIG).

ABSTRACT. *El Peñón Granite, Sierra de Umango: description, Rb/Sr age and tectonic implications.* A deformed granitic body (El Peñón Granite) is described and its age isotopically constrained by means of an Rb-Sr isochron. The granite crops out in the Sierra de Umango (La Rioja province), one of the mountain blocks of Sierras Pampeanas Occidentales. The pluton is composed mainly of biotite-bearing and pegmatitic granites, and shows foliation and incipient banding. It is intruded into a succession of garnetiferous schists, marbles, and metabasites. The age obtained is 469 ± 9 Ma (2σ ; Ordovician), and constrains the processes of emplacement (?), deformation and metamorphism within the Early Palaeozoic times. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ value of 0.7110 ± 0.0002 (2σ), together with the composition and texture of the rocks, indicates a crustal involvement for its origin, and relatively shallow level emplacement, metamorphism and deformation. This study also contributes to knowledge of the relationship between the eastern and western Sierras Pampeanas. The El Peñón Granite and the host rocks are interpreted as belonging to a suture environment between an allochthonous and autochthonous terranes, which evolved within a collisional orogen.

Key words: *Geochronology, Geotectonics, Granites, Early Palaeozoic, Sierras Pampeanas Occidentales*

Palabras clave: *Geocronología, Geotectónica, Granitos, Paleozoico inferior, Sierras Pampeanas Occidentales*

Introducción

La sierra de Umango, situada en el entorno de los $68^\circ 30'$ LO y $29^\circ 00'$ LS, es un bloque de corteza en el antepaís andino, limitado por fallas inversas que durante el Terciario provocaron alzamiento y rotación, estilo estructural característico de las Sierras Pampeanas (González Bonorino 1950; Jordan y Allmendinger 1986; Rossello *et al.* 1996). Junto con las sierras de Toro Negro, Cuminchango, Espinal, Maz (o de Villa Unión), Valle Fértil, de la Huerta, Pie de Palo y del Gigante, constituyen un conjunto alineado con rumbo nornoroeste a sudsudeste desde La Rioja a San Luis (Fig. 1), y que de acuerdo con el concepto introducido por Caminos (1979) es denominado Sierras Pampeanas Occidentales.

La característica composicional saliente de las Sierras Pampeanas Occidentales (Caminos 1979) es la importante participación de calizas cristalinas, anfíbolitas, rocas básicas y ultrabásicas, y la escasez de rocas graníticas, que no llegan a constituir cuerpos de dimensiones batolíticas. Lo anterior contrasta con la composición de las Sierras Pampeanas Orientales (sierras de Velasco, Ancastí, de los Llanos, San Luis, Córdoba, entre otras) y Sistema del Famatina, con esquistos y gneises de origen principalmente arenarcilloso, y cuerpos graníticos de distintos tipos, al-

gunos de dimensión batolítica y abundancia de migmatitas.

Las últimas investigaciones han establecido mediante un considerable volumen de datos (Sims *et al.* 1998; Llambías *et al.* 1998; Pankhurst *et al.* 1998; Rapela *et al.* 1998), que en las Sierras Pampeanas Orientales se disponen los conjuntos rocosos ígneo-metamórficos producidos durante los llamados Ciclos Pampeano y Famatiniano, desarrollados según Aceñolaza y Toselli (1976) durante el Proterozoico superior-Cámbrico inferior y Cámbrico superior-Devónico, respectivamente. A diferencia y hacia el oeste, en las Sierras Pampeanas Occidentales, fue comprobada la existencia de un basamento ígneo-metamórfico con edades isotópicas mesoproterozoicas (Varela y Dalla Salda 1992; Mc Donough *et al.* 1993; Abbruzzi *et al.* 1993; Mahlburg Kay *et al.* 1996; Varela *et al.* 1996; Pankhurst y Rapela 1998). Con anterioridad, en Argentina se conocían rocas mesoproterozoicas solamente en las islas Malvinas (Complejo Cabo Meredith, Cingolani y Varela 1975), oportunamente relacionadas con el cinturón orogénico de Natal en el sur africano. Contrariamente, el basamento mesoproterozoico de las Sierras Pampeanas Occidentales fue correlacionado con la actividad del Ciclo Termotectónico Grenville, en el oriente de Norteamérica (Varela y Dalla Salda 1992; Da-

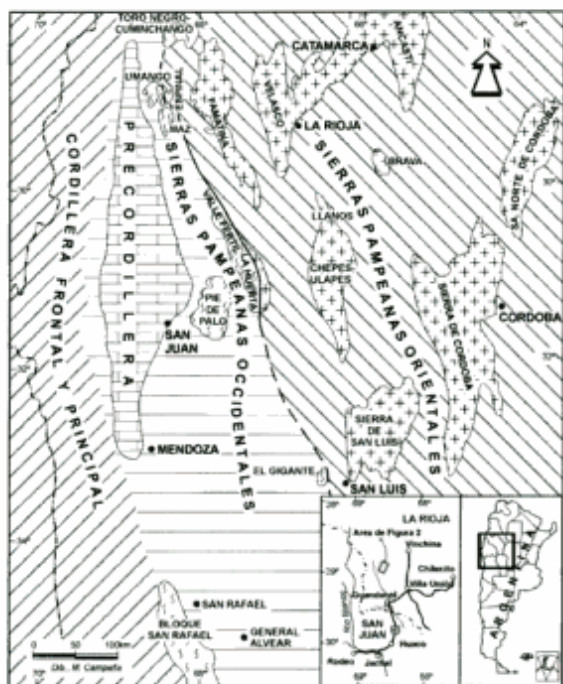


Figura 1: Mapa de ubicación geográfica de la sierra de Umango y de provincias geológicas en el centro-oeste de Argentina. La línea de separación entre Sierras Pampeanas Orientales y Occidentales se interpreta que es parte de un sistema de sutura colisional, con importantes sobrecorrimientos.

Ila Salda *et al.* 1992a y b). Cabe destacar también que a la comparación bioestratigráfica de la sucesión calcárea del Cámbrico-Ordovícico de Precordillera con la de Appalachés (Poulsen 1958; Borrello 1971), debe agregarse el hallazgo de bentonitas potásicas (Cingolani *et al.* 1997; Huff *et al.* 1998) y la comparación de los sustratos ígneo-metamórficos, ya que en Precordillera el estudio isotópico de xenolitos ascendidos por lavas terciarias ha indicado edad grenvilliana (Abbruzzi *et al.* 1993; Mahlburg Kay *et al.* 1996). Hacia el sur (Fig. 1), la continuidad de la faja de corteza grenvilliana fue comprobada en asomos basamentales menores del Bloque de San Rafael (Astini *et al.* 1996; Cingolani y Varela 1999) y del oeste de La Pampa (ver Fig. 1 de Sato *et al.* 1998, 1999).

De acuerdo con el actual conocimiento de las Sierras Pampeanas Occidentales, no se tiene delimitada la extensión de afloramientos de edad mesoproterozoica. Tampoco se conoce adecuadamente, en magnitud y naturaleza, la participación de complejos rocosos del Neoproterozoico-Paleozoico inferior (Pampeano-Famatiniános). La relación geotectónica entre ellos ha sido mencionada como perteneciente a zonas de sutura entre *terrane*s (Dalla Salda *et al.* 1992a y b, 1993a y b, 1996a y b, 1998; Dalziel *et al.* 1994; Ramos 1995; Astini *et al.* 1995), aunque no hay información específica sobre el tema. La sierra de Umango puede aportar significativa información al respecto.

En la sierra de Umango, es escasa la información geológica previa. Hausen (1921) describió algunos aspectos sobre litología y estructura; Furque (1972) se refirió a las rocas ígneas y metamórficas del basamento; Zolezzi y Guerrero (1981) diferenciaron en el basamento unidades mapeables con motivo de estudios mineros; por último Vujovich y Kay (1996) caracterizaron geofísicamente una faja de rocas máficas y ultramáficas metamorfizadas, que incluye las sierras del Espinal, Maz y borde oriental de Umango, e interpretaron como una probable mezcla de protolitos ígneos y sedimentarios formados en ambiente de arco o trasarco. En cuanto a edades de metamorfismos e intrusividades ocurridos en la sierra de Umango, se tiene dataciones Rb/Sr por isocronas; Cingolani *et al.* (1993) comunicaron una edad de 311 ± 15 Ma para granitoides del cerro Veladero, y Varela *et al.* (1996) proveyeron valores de 352 ± 14 Ma para granitoides de Los Guandacolinos y de 1030 ± 30 Ma para ortogneises graníticos de la quebrada de Juchi. Hay por lo tanto una comprobación preliminar de la existencia de un basamento mesoproterozoico, así como de plutones graníticos instalados durante el Paleozoico.

Teniendo en cuenta la importancia de discernir entre procesos de metamorfismo e intrusividades ocurridos en el Mesoproterozoico y en el Paleozoico (principalmente Paleozoico inferior), en la presente contribución se brinda información de un cuerpo granítico aflorante en la zona central de la sierra de Umango. El estudio del plutón y sus relaciones de campo aportan al conocimiento de la relación geotectónica entre Sierras Pampeanas Occidentales y Orientales.

Descripción y métodos

El cuerpo granítico está expuesto en los alrededores de los $68^{\circ} 38' \text{ LO}$ y $29^{\circ} 01' \text{ LS}$ (Fig. 2). Se propone denominarlo Granito El Peñón, y puede ser vinculado a la mención de Furque (1972), sobre la existencia de abundantes rocas filonianas en la falda occidental de los cerros del Cordobés y Alvalao.

El Granito El Peñón se expone en el borde occidental de las mayores elevaciones de la sierra de Umango (cerro El Cordobés, 4.275 m). La extensión de los afloramientos graníticos es de aproximadamente 10 km en dirección nornoroeste-sudsudeste, y el ancho máximo está reducido a aproximadamente 1 km por falla inversa dispuesta por el oeste, con fajas de cataclasita y milonita de rocas graníticas, hasta desaparecer bajo sedimentos modernos. Está intruido en una importante sucesión de filitas y esquistos granatíferos, con algunas hiladas de calcáreos y escasos cuerpos subovoidales de rocas básicas (Fig. 3a); el grado metamórfico está dentro de la facies de esquistos verdes. La estructura del conjunto metamórfi-

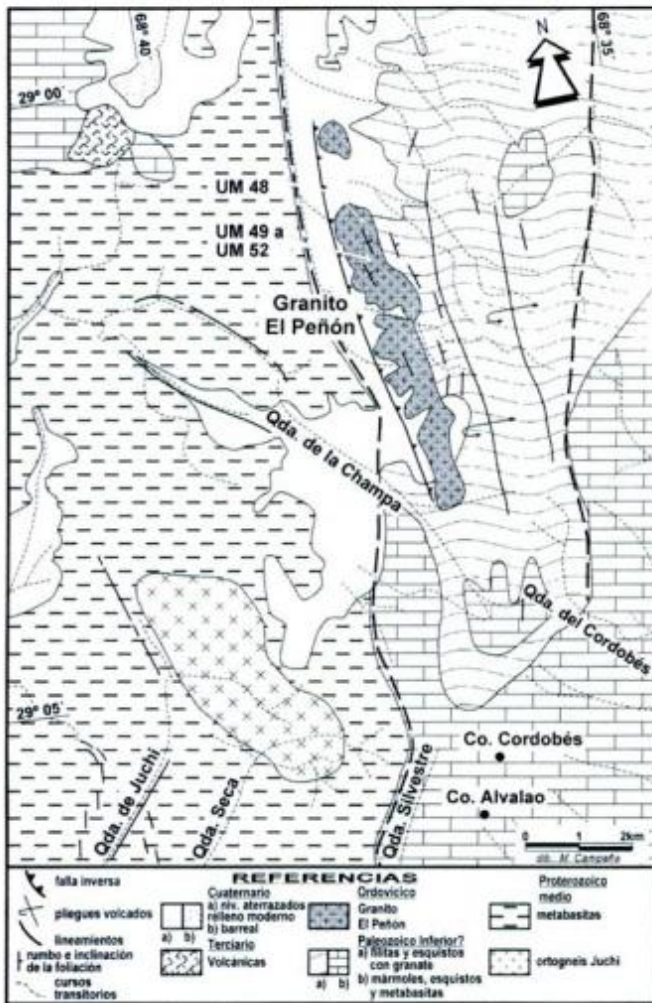


Figura 2: Mapa geológico de la zona central de la sierra de Umango, mostrando los afloramientos del Granito El Peñón y su entorno. Se interpreta que la línea entrecortada de orientación aproximada norte-sur, es parte de la estructuración de vergencia occidental relacionada con un sistema de sutura colisional.

co es de plegamiento volcado al oeste; la alternancia de mármoles y esquistos permite distinguir claramente el plegamiento de la estratificación (S_0), con un cuivaje de plano axial bien desarrollado (S_1); no hay estructuras superpuestas de otra fase de deformación dúctil. Las fajas de corte asociadas a las fallas que afectan la masa granítica son estructuralmente coherentes con el volcamiento de pliegues, y tienen un rumbo de 330° a 355° e inclinación en torno de 50° - 60° al este (Fig. 3b).

La característica sobresaliente de las rocas graníticas es una foliación bien marcada y un incipiente bandeado, que separa láminas milimétricas claras y oscuras (Fig. 3c). La orientación de la foliación es $N355^\circ$, con inclinaciones variables de 50° a 80° hacia el este, con la misma disposición de la esquistosidad de la roca de caja. La observación macroscópica y microscópica permitió distinguir tres tipos composicionales:

Granitos (ortogneis graníticos) de grano uniforme

Son de color rosado y grano fino, finamente foliados en espesor milimétrico, con foliación definida por la orientación de biotita. Ligeros cambios de tonalidad son debidos a variaciones en el contenido de biotita, cuya característica saliente es su color muy oscuro, castaño oscuro a negro. Los minerales leucocráticos (cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa) forman mosaicos subpoligonales, total y homogéneamente recrystalizados. El cuarzo en ocasiones se agrupa formando cintas (*ribbons*) paralelas a la foliación, los feldespatos alcalinos muestran abundante maclado en enrejado (en menor proporción macclas de dos individuos) y hay participación de carbonato (aproximadamente 2%; calcita?). Contienen escasa apatita y cristales de circón. Se distribuyen principalmente en la mitad occidental aflorante, y consti-



Figura 3: a, Vista dirigida al sur del extremo norte del Granito El Peñón, mostrando la facies de granito biotítico (derecha), la facies de granito pegmatítico (centro) y su encajante integrado por mármoles y esquistos granatíferos (izquierda); b, igual que en a, mostrando en mesoescala la estructuración del plutón, con marcados efectos de fallamiento inverso que produjeron desplazamientos de izquierda a derecha (vergenza occidental); c, detalle de la foliación e incipiente bandeado en granito biotítico, con una vena de pegmatoides foliados concordante con la estructura general.

tuyen los cerros de mayor elevación del Granito El Peñón.

Pegmatoides graníticos y granodioríticos

Localmente son miloníticos y se presentan dos variedades composicionales, graníticas y granodioríticas. Las variedades graníticas tienen textura porfiroclástica con cristales de feldespato potásico de hasta varios centímetros de diámetro, deformados, con fragmentación y estiramiento. La foliación está definida por la orientación de cristales de feldespato potásico y cintas de cuarzo. La biotita es muy escasa. Hay restos de cristales mayores de feldespato potásico perfitico y de plagioclasa ácida finamente maclada, rodeados de una matriz leucocrática recrystalizada de granulometría heterogénea, con predominio de cuarzo y feldespato alcalino. Componen una faja mayor por el borde oriental del cuerpo, mostrando efectos de intrusividad en mármoles, esquistos y metabasitas de caja.

Variedades de composición granodiorítica están representadas en el sector occidental de afloramiento de pegmatoides, próximo a los ortogneises graníticos de grano uniforme. Son rocas con abundancia de plagioclasa levemente zonal, caracterizada por fragmentación de la estructura interna, curvado de sus maclas y recrystalización por migración de bordes. El cuarzo forma agregados granosos de bordes levemente aserrados a rectos, en casos con subgranado interno. Algunos sectores corresponden a finos agregados de plagioclasa y cuarzo recrystalizados, con escaso feldespato potásico. Poca cantidad de escamas muscovíticas rodean a cristales mayores de plagioclasa. No se observaron minerales máficos.

Granodioritas deformadas

Tienen color grisáceo, grano medio a fino, y foliación menos marcada que en los tipos anteriores. En ellas es mayor el contenido de minerales oscuros y participa anfibol junto a biotita. La textura es ine-

quigranular y se conservan cristales de origen magmático, rodeados de una matriz finamente recrystalizada. Entre los cristales mayores hay anfibol con evidencias de rotación y plagioclasa con maclas curvadas; la matriz es de granulometría heterogénea y se compone de cuarzo, feldespato y escaso carbonato; tiene como minerales accesorios allanita, apatita y abundante titanita. Es la variedad menos representada.

Las características texturales descriptas, con abundante recrystalización de cuarzo y feldespatos, sugieren que la deformación del Granito El Peñón se produjo bajo condiciones térmicas de facies esquistos verdes alta (Simpson y De Paor 1991).

Resultados y discusión

Para la datación se trabajó por el método Rubidio/Estroncio (Laboratorio CIG, La Plata), sobre roca total e isocronas, incluyendo las variedades texturales y composicionales descriptas. Los contenidos de rubidio y de estroncio fueron determinados primeramente por fluorescencia de rayos X; ante la comprobación en algunas muestras de bajos contenidos de estroncio (menores de 50 ppm), la determinación cuantitativa se realizó por dilución isotópica; la composición isotópica fue analizada por espectrometría de masas en concentrados de estroncio natural (Laboratorio CPGeo, San Pablo). Los datos fueron procesados utilizándose el programa Isoplot/Ex (Ludwig 1998).

El cálculo de edad proviene del Modelo 1 (York 1969, en Ludwig 1998). La isocrona obtenida provee una edad de 469 ± 9 Ma (2σ), relación Sr^{87}/Sr^{86} inicial de $0,7110 \pm 0,0002$ (2σ) y MSWD 0,5.

La edad, aún considerando el intervalo de error, queda circunscripta al período Ordovícico, y cabe dentro del lapso asignado al Ciclo Termotectónico Famatiniano s.s. De acuerdo con la deformación y recrystalización descriptas para las rocas graníticas, correspondería con mayor posibilidad al evento metamórfico que afecta tanto a granitoides como a las rocas de caja. El valor de Sr^{87}/Sr^{86} inicial es indicativo de un origen en corteza granítica. Regionalmente, por sus relaciones de campo, edad Rb/Sr y rela-

Tabla 1: Datos analíticos Rb/Sr; (1) Fluorescencia de rayos X (FRX); (2) Dilución isotópica (DI); (3) Estroncio natural; UM52 análisis por FRX y DI.

Número	Litología	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}Rb/^{86}Sr$	Error	$^{87}Sr/^{86}Sr$ (3)	Error
CIG1056-UM48	Pegmatoide leucogranodiorítico	18 (1)	120 (1)	0,4345	0,0087	0,713894	0,000057
CIG1060-UM52	Ortogneis granítico	167 (1)	33 (1)	14,7958	0,2959	0,809285	0,000049
CIG1077-UM49	Ortogneis granítico	190 (2)	26,2 (2)	21,2974	0,4259	0,855444	0,000034
CIG1078-UM51	Pegmatoide granítico	97,1 (2)	17,1 (2)	16,6021	0,332	0,820719	0,000057
CIG1079-UM50	Ortogneis granítico	138,1 (2)	35,7 (2)	11,2793	0,2256	0,787408	0,000008
CIG1080-UM52	Ortogneis granítico	166,8 (2)	32,7 (2)	14,8985	0,298	0,809285	0,000049

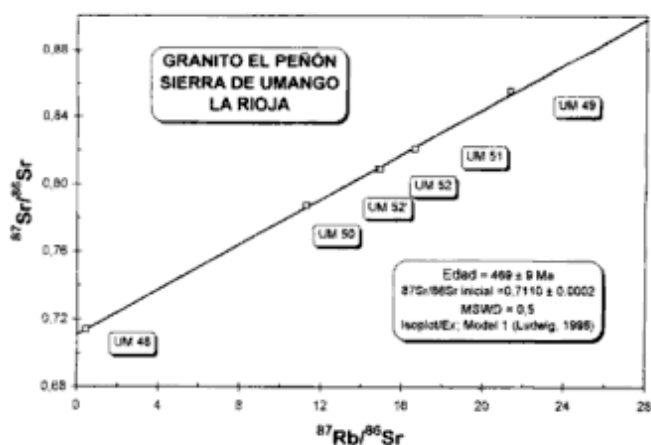


Figura 4: Isocrona Rb/Sr. $1 \text{ Rb}^{87}: 1,42 \times 10^{-11} \text{ a}^{-1}$. Errores expresados como 2σ . El plot de muestras no indica magnitud de errores.

ción $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial, pueden compararse con los granitos deformados de Sierras Pampeanas Orientales (por ejemplo los de la sierra de los Llanos-Ulapes y sierra de San Luis), con edades de cristalización y deformación ordovícicas (Pankhurst *et al.* 1998; Llambías *et al.* 1998; Sims *et al.* 1998).

En la sierra de Umango, los resultados obtenidos para el Granito El Peñón, no son correlacionables con los de los Ortogneises Graníticos Juchi ($1.030 \pm 30 \text{ Ma}$; $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial 0,7026; Grenvilliano), ni con los del Granito Los Guandacolinos ($352 \pm 14 \text{ Ma}$; $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial 0,7039; Achaliano en el sentido de Sims *et al.* 1998) y Cerro Veladero ($311 \pm 15 \text{ Ma}$; $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ inicial 0,7045; Achaliano? – Gondwánico?), cuyas relaciones isotópicas de estroncio al origen, sensiblemente menores, indican un origen con participación mantélica.

Ante la posibilidad de que el Granito El Peñón haya sido parte de un basamento grenvilliano (Mesoproterozoico), deformado dúctilmente en el Paleozoico inferior, resulta interesante cotejarlo con las rocas graníticas de Juchi. Los ortogneises graníticos de Juchi pertenecen a una secuencia metamórfica de grado medio-alto (facies de anfibolita-granulita), en la que sobresalen metabasitas foliadas con bandas y ojos de feldespato potásico, de colores verdoso oscuro a mediano. Sus límites son imprecisos y más que un cuerpo intrusivo componen un área en la que dominan los ortogneises graníticos sobre las metabasitas. El conjunto evidencia distintos grados de deformación dúctil (protomilonitas-milonitas; paragénesis equivalente a facies de esquistos verdes). Asimismo, hay sobrepuesta una deformación frágil, con relictos de pliegues concéntricos de dimensiones decamétricas asociados a fallas inversas e intenso diaclasamiento y fragmentación en bloques menores, en los cuales los planos deformados son una foliación. Los contenidos promedio de Rb y Sr para $n=6$, son Rb: 83, Sr: 287 (Varela *et al.* 1996). Por la otra parte, los granitoides El Peñón componen un cuerpo bien

definido, claramente intrusivo y de contactos bien marcados con su roca de caja. Dicha roca de caja es una alternancia de filitas y esquistos con granate, afectado por una única fase de deformación dúctil, en forma conjunta con los granitoides. Los contenidos promedio de Rb y Sr para $n=5$, son Rb: 152, Sr: 9. Por lo tanto, se trataría de dos unidades diferentes en yacencia de campo, estilo y complejidad deformacional, composición mineral y química (al menos en el par Rb-Sr) y grado metamórfico.

En las Sierras Pampeanas Occidentales la existencia de corrimientos de vergencia occidental es conocida desde los trabajos de Schiller (1912), y la edad en que se produjeron fue determinada en la sierra Pie de Palo por el método Ar/Ar (Ramos *et al.* 1996, 1998). Fue inferido que rocas mesoproterozoicas han sido deformadas y ascendidas en episodios ocurridos entre el Ordovícico medio (464 Ma) hasta el Devónico inferior (395 Ma). Los datos estructurales y radimétricos ofrecidos para la sierra de Umango pueden indicar un ambiente tectónico coherente con el cuadro descripto, ya que con una vergencia occidental claramente definida, se comprueba acortamiento cortical (pliegues; fallas; corrimientos?) en el Ordovícico, de acuerdo con la edad del Granito El Peñón.

Las edades disponibles para granitoides de la sierra de Umango, todas obtenidas por el método Rb/Sr e isocronas, deben ser controladas y complementadas por otras metodologías, principalmente U/Pb en circon y monacita y Sm/Nd, tarea que se encuentra en ejecución. Por otra parte análisis químicos de los conjuntos graníticos ayudarían a la caracterización de los mismos y su asignación a ambientes tectónicos.

Con la información disponible al presente, se puede interpretar que en la sierra de Umango está expuesto un basamento de edad mesoproterozoica, integrado esencialmente por metabasitas y ortogneises graníticos, yuxtapuesto tectónicamente con metasedimentos e ígneas básicas, deformados y metamorfizados en el Paleozoico inferior. El modelo geodinámico puede corresponder a la interacción de placas en el borde suroeste de Gondwana durante el Paleozoico inferior. En la sierra de Umango se tendría parte de un sistema de suturación relacionado con un orógeno colisional, involucrando un autóctono con desarrollo de arco magmático por el este (suroeste de Gondwana) y un alóctono por el oeste (actuales coordenadas) (Occidentalia según Dalla Salda *et al.* 1992a y b; terrane compuesto Cuyania, según Ramos 1995).

Conclusiones

En la zona central de la sierra de Umango se ha descubierto la existencia de un cuerpo granítico al que se denomina Granito El Peñón. Se compone con

granitos biotíticos (ortogneises graníticos), pegmatoides graníticos y granodioríticos y escasas granodioritas deformadas, en los que la estructura sobresaliente es una marcada foliación. Su caja son rocas metamórficas con predominio de filitas y esquistos granatíferos, con menor cantidad de calcáreos y rocas básicas. Por su edad (469 ± 9 Ma; 2σ) y composición isotópica de estroncio al origen (Sr^{87}/Sr^{86} inicial $0,7110 \pm 0,0002$, 2σ) es afin con los granitos famatinianos. La edad puede ser atribuida a la deformación y metamorfismo que afecta a los granitoides, ya que es clara su vinculación con los citados fenómenos; por otra parte su composición mineralógica y los parámetros isotópicos indican un origen en niveles altos de corteza granítica, a diferencia de otros granitoides de la sierra de Umango. Estudios radiométricos por aplicación de otros métodos y estudio geoquímico comparado de los granitoides Juchi, del Peñón, los Guandacolin y Cerro Veladero, son necesarios para ampliar el conocimiento y significado geotectónico.

Las rocas del Granito El Peñón forman parte de un sistema de plegamiento volcado y fallamiento inverso, de vergencia occidental; en el mismo las rocas graníticas se relacionan estrechamente con rocas metamórficas de protolitos clásticos, calcáreos e ígneas básicas y se tiene una única fase de deformación dúctil. La mencionada asociación de rocas está yuxtapuesta tectónicamente (sobrecorrimiento?) con metabasitas y ortogneises de alto grado metamórfico, con al menos dos fases de deformación dúctil. El conjunto puede corresponder con parte de un sistema de sutura de un orógeno colisional (Orógeno Famatiniano) generado en la interacción convergente de un autóctono (suroeste de Gondwana, en parte Sierras Pampeanas Orientales) y un alóctono con corteza de edad mesoproterozoica (Occidentalia?; en parte Sierras Pampeanas Occidentales).

Agradecimientos

A la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica, que financió las tareas del presente trabajo mediante subsidio PICT 00742; al CONICET y Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, que sostienen las actividades del Centro de Investigaciones Geológicas. Se agradece a las autoridades y personal del CPGeo (Instituto de Geociencias, Universidad de San Pablo, Brasil), por la asistencia técnica y permanente fuente de consulta. En parte de los trabajos colaboró R. López y en el terreno fue importante el apoyo del baqueano M. Pérez y familiares de Guandacol y Punta Blanca. Los comentarios de los evaluadores contribuyeron significativamente para una mejor presentación final. Este trabajo forma parte del Proyecto 436 (Pacific Gond-

wana Margin) del International Geological Correlation Programme.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abbruzzi, J., Mahlburg Kay, S. y Bickford, M.E., 1993. Implications for the nature of the Precordilleran basement from precambrian xenoliths in miocene volcanic rocks, San Juan Province, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 331-339. Mendoza.
- Aceñolaza, F.G. y Toselli, A., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *Actas 2° Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 755-763. Caracas.
- 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. *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 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 293-324. Buenos Aires.
- Borrello, A.V., 1971. The Cambrian of South America. En: Holland, C.H. (Ed.): *Cambrian of the New World. Lower Paleozoic rocks of the World*, 1: 385-438. Wiley Interscience, New York.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales. *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, 1: 225-291. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1975. Investigaciones geológicas y geocronológicas en el extremo sur de la isla Gran Malvina, sector de Cabo Belgrano (Cabo Meredith), Islas Malvinas. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1: 457-473.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1999. The San Rafael Block, Mendoza (Argentina): Rb-Sr isotopic age of basement rocks. *2° South American Symposium on Isotope Geology*: 23-26.
- Cingolani, C., Varela, R., Dalla Salda, L. y Kawashita, K., 1993. Los granitoides del cerro Veladero, río de la Troya, provincia de La Rioja: estudio geocronológico e implicancias tectónicas. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 68-74. Mendoza.
- Cingolani, C., Huff, W., Bergström, S. y Kolata, D., 1997. Bentonitas potásicas ordovícicas en la Precordillera de San Juan y su significación tectomagmática. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 47-55. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: Result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology*, 20: 617-620.
- Dalla Salda, L.H., Dalziel, I.W.D., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*, 20: 1059-1062.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R., 1993a. A pre-Carboniferous tectonic model in the evolution of Southern South America. *12° International Congress of Carboniferous and Permian*, 1: 371-384.
- Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C., 1993b. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el Orógeno Famatiniano. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 3: 358-366. Mendoza.
- Dalla Salda, L., López de Luchi, M., Cingolani, C. y Varela, R., 1996a. A Laurentia-Gondwana fit: Lower Paleozoic tectonics and granitoids. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino*, 2: 435-440. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H., López de Luchi, M.G., Cingolani, C. y Varela, R., 1996b. Preandean geotectonic setting of southwestern South America. *3° Symposium International sur la géodynamique*

- Andine: 767-770.
- Dalla Salda, L.H., López de Luchi, M.G., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1998. Laurentia-Gondwana collision: the origin of the Famatinian-Appalachian Orogenic Belt (a review). En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London. Special Publications, 142: 219-234.
- Dalziel, I.W.D., Dalla Salda, L.H. y Gahagan, L.M., 1994. Paleozoic Laurentia-Gondwana interaction and the origin of the Appalachian-Andean mountain system. *Geological Society of America, Bulletin*, 106: 243-252.
- Furque, G., 1972. Descripción geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín 125, 70 p.
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(3): 81-110. Buenos Aires.
- Hausen, H., 1921. On the lithology and geological structure of the Sierra de Umango area, province of La Rioja. *Acta Academiae Aboensis, Math. et Phys.*, 1 (4): 1-135.
- Huff, W.D., Bergström, S.M., Kolata, D.R., Cingolani, C.A. y Astini, R.A., 1998. Ordovician K-bentonites in the Argentina Precordillera: relations to Gondwana margin evolution. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 107-126. London.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 325-341. London.
- Ludwig, K.R., 1998. Using Isoplot/Ex. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication N° 1. California.
- Mahlburg Kay, S., Orrell, S. y Abbruzzi, J.M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and a Laurentian origin for the basement of the Precordillera in Argentina. *The Journal of Geology*, 104(6): 637-648.
- Mc Donough, M.R., Ramos, V.A., Isachsen, C.E., Bowring, S.A. y Vujovich, G., 1993. Edades preliminares de circones del basamento de la sierra de Pie de Palo, Sierras Pampeanas Occidentales de San Juan: sus implicancias para el supercontinente proterozoico de Rodinia. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 340-342. Mendoza.
- Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W., 1998. The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 1-9. London.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 343-367. London.
- Poulsen, V., 1958. Contribution to the Middle Cambrian paleontology and stratigraphy of Argentina. *Copenhagen Matematisk fysiske Meddelelser, Der kongelige Danske Videnskabernes Selskab*, 31: 1-22.
- Ramos, V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6: 24-29. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Dallmeyer, R.D., 1996. Los klippen y ventanas tectónicas preándicas de la sierra de Pie de Palo (San Juan): edad e implicaciones tectónicas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 377-391. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D. y Vujovich, G.I., 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 143-158. London.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 181-217. London.
- Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.L., Urreiztieta, M. y Gapais, D., 1996. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino*, 2: 187-194. Buenos Aires.
- Sato, A.M., Tickyj, H. y Llambías, E.J., 1998. Rb-Sr Grenvillian age from the Las Matras Diorite, La Pampa province, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 418. Buenos Aires.
- Sato, A.M., Tickyj, H., Llambías, E.J. y Sato, K., 1999. Rb-Sr, Sm-Nd and K-Ar age constraints of the Grenvillian Las Matras Pluton, central Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology: 122-126.
- Schiller, W., 1912. La alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 7 (5): 1-68. Buenos Aires.
- Simpson, C. y De Paor, D., 1991. Deformation and kinematics of high strain zones. Short Course Notes. Annual GSA Meeting, San Diego Structural Geology and Tectonics Division, 116 p.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, Special Publications, 142: 259-281. London.
- Varela, R. y Dalla Salda, L., 1992. Geocronología Rb-Sr de metamorfitas y granitoides del extremo sur de la Sierra Pie de Palo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(3): 271-275. Buenos Aires.
- Varela, R., López de Luchi, M., Cingolani, C. y Dalla Salda, L., 1996. Geocronología de gneises y granitoides de la sierra de Umango, La Rioja. Implicancias tectónicas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 519-527. Buenos Aires.
- Vujovich, G.I. y Kay, S.M., 1996. Evidencias geoquímicas del origen y ambiente geológico de las rocas metamórficas de composición máfica a intermedia de las Sierras Pampeanas Occidentales. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 273-291. Buenos Aires.
- Zolezzi, R.E. y Guerrero, M.A., 1981. Geología del Cerro Cacho y adyacencias. Departamento General Lamadrid. Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 15(3): 115-125.

Recibido: 3 de abril, 2000

Aceptado: 31 de octubre, 2000

NOTA BREVE

Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina

Sergio A. MARENSSI^{1,2,3}, Laura I. NET^{1,2}, Alberto T. CASELLI¹, Alfonsina TRIPALDI^{1,2} y Carlos O. LIMARINO^{1,2}

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, C. Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

²CONICET

³Instituto Antártico Argentino
E-mail: smarensi@dna.gov.ar

ABSTRACT. *Discovery and interpretation of internal unconformities within the Vinchina Formation (Neogene), La Troya creek, La Rioja, Argentina.* Two low-angle erosive surfaces (D1 and D2) associated with lithofacies changes and a petrographical break were identified in the middle part of the Neogene Vinchina Formation at its type locality. These surfaces bound three intervals here named P1, P2 and P3. The oldest (P1) rocks, composed of quartz-rich lithic feldsarenites (with Lm/Lv=0.5), were deposited by anastomosing rivers. These rocks were tilted by 9° to the SW and erosional surface D1 was formed before deposition of P2 strata. The middle interval (P2) consists of lithic feldsarenites (Lm/Lv=0.2) deposited by gravely braided rivers. The whole sequence was tilted 4° to the NE and developing D2 unconformity before deposition of P3 strata. The younger interval (P3) comprises quartz-poor feldspathic litharenites (with Lm/Lv=0.2) originated in sandy braided rivers. Finally, the entire Vinchina Formation was tilted 56° to the NW. Synsedimentary tectonic activity is strongly suggested by the geometric relationships and petrographic changes observed among P1, P2 and P3 intervals.

Key words: *Internal unconformities, Neogene, Foreland basin, La Rioja*

Palabras clave: *Discordancias intraformacionales, Neógeno, Cuencas de antepaís, La Rioja*

Introducción

La Formación Vinchina (Turner 1964; Ramos 1970) constituye una de las unidades sedimentarias del relleno neógeno de la cuenca de antepaís del Bermejo (Jordan 1995), la que se desarrolló entre la faja plegada y corrida de Precordillera al oeste y los bloques de basamento elevado de Famatina y Sierras Pampeanas al este. A lo largo del río Jagüé, en el paraje conocido como quebrada de La Troya (Fig. 1), afloran algo más de 5.100 m de esta unidad, la cual comprende areniscas, peñitas rojizas, escasos conglomerados y algunas tobas, depositados en ambientes continentales fluviales, cólicos y lacustres someros bajo la influencia de un clima semiárido (Limarino *et al.* 1999). La secuencia presenta una actitud cuasi homoclinal, de rumbo general Az 245-255° e inclinaciones que varían entre 30° y 70° al NO. La base no aflora en el área considerada, y su techo

se dispone por debajo de la Formación Toro Negro (Turner 1964).

Ramos (1970) reconoció dos miembros informales dentro de la Formación Vinchina: el inferior, formado por fangolitas arenosas y areniscas arcóscas que contienen fragmentos volcánicos alterados y el superior, compuesto por areniscas tobáceas y conglomerados, muestra fragmentos volcánicos tanto frescos como alterados. Por otra parte, sobre la base del arreglo de facies sedimentarias y de los distintos elementos arquitecturales presentes, Limarino *et al.* (2000) reconocieron tres etapas en el relleno de la cuenca: la más antigua (S1) habría tenido lugar bajo un régimen de alta subsidencia y relleno incompleto de cuenca (*underfill*), en el que se produjo la formación de un sistema axial anastomosado con significativos espesores de depósitos de planicies. Durante un estado posterior (S2), con altas tasas de sedimentación y alta subsidencia, se habrían desarrollado dis-



Figura 1: Mapa de ubicación de la quebrada de La Troya, en el oeste de la provincia de La Rioja.

tintos tipos de sistemas entrelazados interpretados como la progradación postectónica de una cuña clásica y el inicio de la etapa de relleno completo de cuenca (*overflow*). Finalmente, la parte superior de la Formación Vinchina (S3) habría sido depositada mediando un delicado balance entre aporte y subsidencia, lo que permitió la acumulación de importantes espesores de sedimentos y la alternancia de sistemas fluviales efímeros entrelazados y meandrosos.

La relación entre los dos miembros descritos por Ramos (1970) y las secuencias reconocidas por Limarino *et al.* (2000) es mostrada en la figura 2; como allí puede verse las discordancias aquí identificadas se ubican en el contacto entre ambos miembros. El propósito de este trabajo es describir las discordancias en cuestión, interpretar su origen y analizar su posible significado genético.

Metodología

La interpretación paleoambiental y la división en secuencias depositacionales aquí utilizada corresponden a los descriptos en Limarino *et al.* (2000). Los resultados expuestos en el presente trabajo se basan en la medición de 24 actitudes de estratos y su posterior restitución a la horizontal utilizando red estereográfica. Por otro lado, y con el propósito de evaluar cambios en las áreas de proveniencia, se efectuó el estudio de las modas detríticas de areniscas ubicadas por encima y por debajo de las superficies de discordancia.

Para el análisis composicional de las areniscas se

efectuaron conteos de 300 granos en cada una de 9 secciones delgadas utilizando el método de Gazzi-Dickinson (Zuffa 1985). Dicha información (Tabla 1) fue utilizada para clasificar las muestras siguiendo el esquema de Folk *et al.* (1970), como así también para la obtención de las modas detríticas y el cálculo de distintos parámetros (Plg/Ft, Lm/Lv, Anf+Px/Biot, etc.). Para la determinación del marco tectónico del área de procedencia de las areniscas se utilizaron los diagramas de Dickinson *et al.* (1983), haciéndose la salvedad de que no fueron tenidos en cuenta los líticos sedimentarios (Ls), frente a la imposibilidad práctica de diferenciar los extraformacionales de los de tipo intraformacional.

Presentación de los datos

Las discordancias referidas en este trabajo se hallan muy bien expuestas hacia la parte media de la Formación Vinchina, en los afloramientos situados sobre la margen izquierda del río Jagüé frente al puente de cemento sobre la ruta nacional 77 que une las localidades de Vinchina y Jagüé (lat. 28°43' S, long. 68°15' O, Fig. 1). Allí, las capas que infrayacen a la primera discontinuidad tienen un rumbo N45°E e inclinan 58° al noroeste. Esta secuencia es cortada por una superficie de bajo ángulo (D1) sobre la cual se disponen estratos con rumbo N55°E que inclinan 55° al noroeste. Unos 10 metros por encima de dichos estratos se observa una segunda superficie (D2) que trunca nuevamente a los bancos inferiores, y a partir de la cual los estratos se disponen con un rumbo N50°E e inclinación promedio 56° al noroeste (Fig. 3).

A partir entonces del reconocimiento de las referidas discontinuidades (D1 y D2) resulta posible diferenciar localmente tres paquetes rocosos dentro de la secuencia. El paquete inferior (P1) comprende areniscas y pelitas depositadas mayormente en sistemas fluviales anastomosados que corresponden a la parte superior de la secuencia S1 de Limarino *et al.* (2000). Las psamitas de este intervalo son feldarenitas líticas, caracterizadas por poseer $Qt \approx 50\%$, $Pl/Ft = 0.7$, $Lm/Lv = 0.5$ y, dentro de los minerales

Ramos (1970)	Limarino <i>et al.</i> (2000)	Este trabajo
	Secuencia 3 (S3) 2888 metros	Ubicación de las discordancias y de los intervalos descriptos
Miembro Superior	Secuencia 2 (S2) 392 metros	
	Secuencia 1 (S1) 2020 metros	P3 D2 P2 D1 P1
Miembro Inferior		

Figura 2: Esquema de correlación entre miembros informales (según Ramos 1970), secuencias depositacionales (según Limarino *et al.* 2000) y discordancias de la Formación Vinchina descriptas en este trabajo.

Tabla 1: Datos petrográficos para muestras de areniscas de la Formación Vinchina, en porcentaje del total de la fracción clástica.

Muestra	Qm	Qp	FK	Plg	Lv	Lm	Ls	Anf	Px	Biot	Acc	Alt	Qt	Plg/Ft	Lm/Lv	Anf+Px	Biot
P1																	
VA5	47,7	2,3	3,3	22,7	12,3	5,7	1,7	0,0	0,0	0,0	3,3	1,0	50,0	0,9	0,5	0,0	0,0
VA28	46,7	1,7	10,3	17,0	10,7	6,7	0,0	0,3	0,7	2,0	1,3	2,7	48,3	0,6	0,6	1,0	2,0
md.	47,2	2,0	6,8	19,9	11,5	6,2	0,8	0,2	0,3	1,0	2,3	1,8	49,2	0,7	0,5	0,5	1,0
d. e.	0,7	0,5	4,9	4,0	1,2	0,7	1,2	0,2	0,5	1,4	1,4	1,2	1,2	0,2	0,1	0,7	1,4
P2																	
VA30	29,7	0,7	3,7	33,0	14,3	2,7	1,0	5,3	3,3	2,0	3,0	1,3	30,3	0,9	0,2	8,7	2,0
VA31	32,3	1,3	4,7	33,3	15,0	2,7	1,0	4,3	1,0	0,7	1,0	2,7	33,7	0,9	0,2	5,3	0,7
md.	31,0	1,0	4,2	33,2	14,7	2,7	1,0	4,8	2,2	1,3	2,0	2,0	32,0	0,9	0,2	7,0	1,3
d. e.	1,9	0,5	0,7	0,2	0,5	0,0	0,0	0,7	1,6	0,9	1,4	0,9	2,4	0,0	0,0	2,4	0,9
P3																	
VA32	31,7	2,3	3,0	25,0	23,3	2,3	0,7	4,7	2,3	2,0	1,7	1,0	34,0	0,9	0,1	7,0	2,0
VA33	21,0	1,0	5,0	28,0	28,7	4,0	2,7	2,7	2,3	0,7	1,3	2,7	22,0	0,8	0,1	5,0	0,7
VA34	19,0	1,7	4,0	28,3	27,7	7,3	2,3	3,0	2,3	0,3	2,0	2,0	20,7	0,9	0,3	5,3	0,3
VA35	23,7	1,7	5,7	30,0	20,3	5,0	4,7	4,3	1,0	0,3	2,3	1,0	25,3	0,8	0,2	5,3	0,3
VA36	22,7	0,7	3,3	27,0	24,0	9,7	3,7	3,3	1,7	0,0	1,7	2,3	23,3	0,9	0,4	5,0	0,0
md.	23,6	1,5	4,2	27,7	24,8	5,7	2,8	3,6	1,9	0,7	1,8	1,8	25,1	0,9	0,2	5,5	0,7
d. e.	4,8	0,6	1,1	1,8	3,4	2,9	1,5	0,9	0,6	0,8	0,4	0,8	5,3	0,0	0,1	0,8	0,8

Qm=cuarzo monocristalino; Qp=cuarzo policristalino; FK=feldespato potásico; Plg=plagioclasa; Lv=ilitos volcánicos; Lm=ilitos metamórficos; Ls=ilitos sedimentarios; Anf=anfíboles; Px=piroxenos; Biot=biotita; Acc=otros accesorios; Alt=alteritas; Qt=cuarzo total; Plg/Ft=relación plagioclasa a feldespato total; Lm/Lv=relación ilitos metamórficos a ilitos volcánicos.

accesorios, $Anf+Px < Biot$. El paquete intermedio (P2) marca un drástico incremento en la energía del ambiente, produciéndose la instauración de un sistema fluvial entrelazado, caracterizado por bancos de conglomerados finos a medianos con abundantes clastos bien redondeados de metamorfitas, plutonitas y vulcanitas. Este intervalo marca la base de la secuencia S2 en el sentido de Limarino *et al.* (2000). Petrográficamente, las areniscas de este intervalo pueden clasificarse como feldarenitas líticas con $Qt = 30-35\%$, $Plg/Ft = 0.9$, $Lm/Lv = 0.2$ y, dentro de los minerales accesorios, $Anf+Px \gg Biot$. Finalmente, el paquete superior (P3) comprende conglomerados y areniscas de ambientes fluviales entrelazados. Resulta interesante destacar que en los conglomerados de este último intervalo se registra una abundante participación de fragmentos de vulcanitas de afinidad andesítica de color blanquecino y aspecto fresco. Las areniscas son en este último caso litoarenitas feldespáticas, con $Qt < 25\%$ (excepto en un caso), $Plg/Ft = 0.9$, $Lm/Lv = 0.2$ y $Anf+Px \gg Biot$.

Interpretación

La progresiva restitución a la horizontal de los estratos y superficies involucradas utilizando la red estereográfica, permitió reconstruir la historia deposicional y los eventos que generaron las discontinuidades observadas dentro de la parte media de la Formación Vinchina. Para ello se procedió inicialmente a restituir P3 a la horizontal, obteniendo los nuevos valores P2* y P1*, que corresponden a las actitudes corregidas de P2 y P1 respectivamente. En un segundo paso, fue restituido a la horizontal P2* hallándose el nuevo valor P1**. A partir del análisis

presentado se determinaron 5 etapas, las cuales se describen cronológicamente a continuación y que se encuentran esquematizadas en la figura 3.

Etapa 1: Durante el período previo a la formación de la primera discordancia, los estratos se disponen en forma horizontal (P1). La sedimentación se desarrolló en ambientes fluviales anastomosados, reflejando las condiciones de alta subsidencia y moderadamente baja energía que caracterizan a la secuencia S1. La red de drenaje se encontraba controlada por un sistema axial con paleocorrientes hacia el NNO (Limarino *et al.* 2000). Por otra parte, la composición de las areniscas refleja que, si bien el aporte volcánico es considerable, existe una importante proveniencia de rocas metamórficas, tal como lo reflejan el alto contenido de cuarzo, la participación de plagioclasa y feldespato potásico en proporciones casi similares, de fragmentos de metamorfitas y de biotita como mineral accesorio. Lo dicho sugiere que existieron durante esta primera etapa al menos dos fuentes bien diferenciadas de aporte de sedimentos: por un lado, rocas de basamento pertenecientes a metamorfitas precámbricas de alto grado de la Formación El Espinal (sierras de Maz, Umango y El Espinal), y por el otro, secuencias volcánicas asignables tanto al Permotriásico como al Terciario (Cordillera Frontal).

Etapa 2: Corresponde al movimiento que generó la primera discordancia (D1) y produjo el basculamiento y la erosión de las capas previamente depositadas. La restitución a la horizontal de los estratos incluidos en P2 (utilizando el valor P2*) muestra que el intervalo infrayacente (P1) fue inclinado unos 9° al SO con $Az 162^\circ$ (valor correspondiente a P1**), como resultado de los citados movimientos.

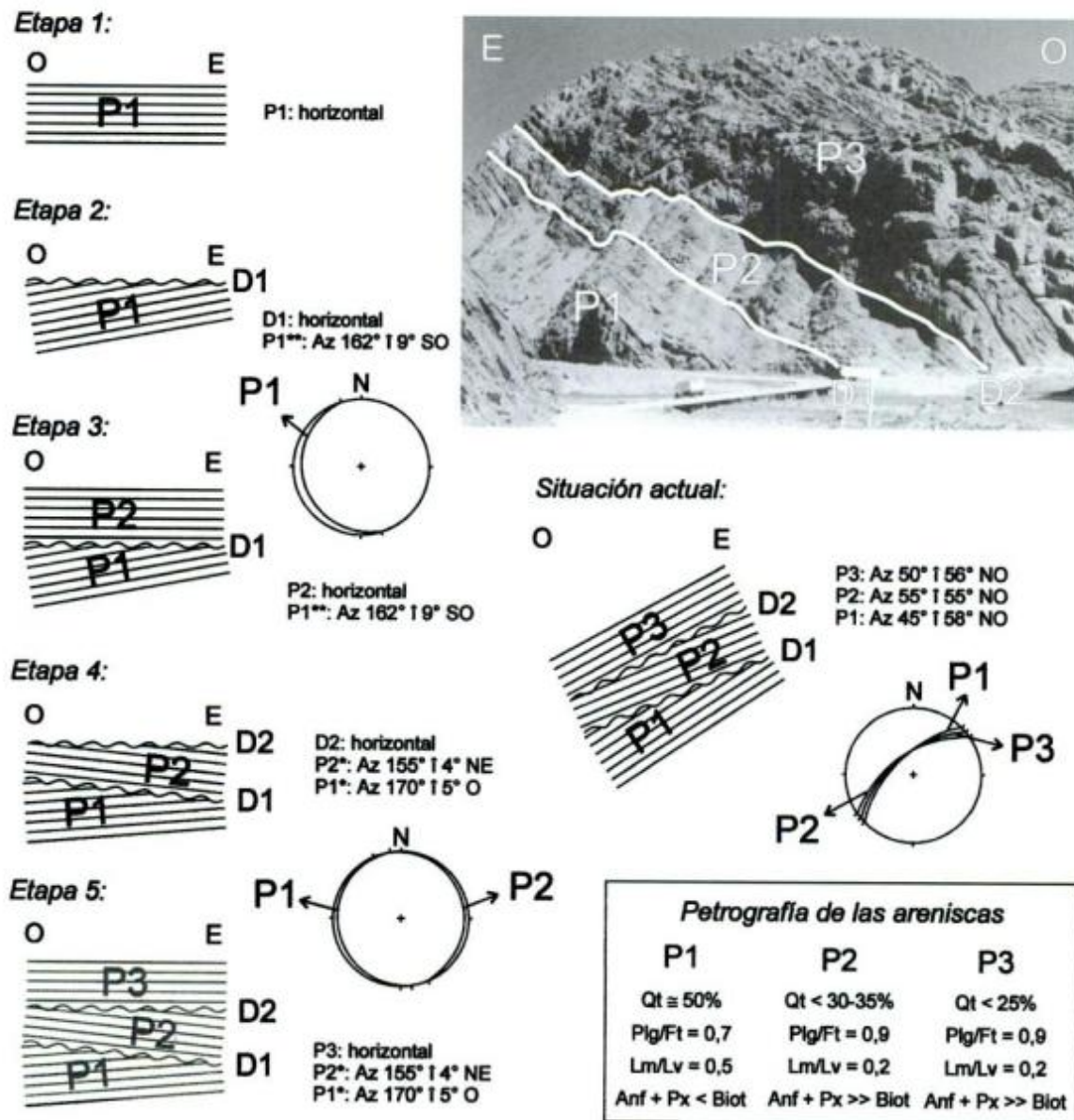


Figura 3: Esquema mostrando la evolución de las estructuras analizadas a partir de la progresiva restitución a la horizontal de las superficies de discordancia. La fotografía muestra una vista de los afloramientos en dirección hacia el oeste. D1 y D2 se refieren a las superficies erosivas y P1, P2 y P3 a los intervalos rocosos entre ellas. Los datos petrográficos corresponden a la Tabla 1.

Etapa 3: Se depositan los primeros bancos conglomerádicos y arenosos (P2) que señalan un drástico cambio en los ambientes de sedimentación, evolucionando desde sistemas fluviales anastomosados (etapa 1) a ambientes fluviales de diseño entrelazado proximal con buen desarrollo de barras gravosas (Linarino *et al.* 2000). Este cambio de facies reflejaría un aumento de la pendiente, lo cual, sumado a las paleocorrientes que indican para esta etapa flujos hacia el SE, sugieren la reorganización del sistema de drenaje. La composición de las psamitas muestra un notable incremento del aporte volcánico y un brusco aumento de la inmadurez mineralógica, lo cual se refleja en la disminución del contenido de cuarzo, el claro predominio de plagioclasa sobre feldespato potásico, la abundancia de líficos volcáni-

cos y la frecuente presencia de anfíboles y piroxenos inalterados como minerales accesorios.

Etapa 4: Corresponde al movimiento que generó la segunda discordancia (D2) y produjo el basculamiento de las capas más antiguas (P1 y P2), labrándose una nueva superficie de discontinuidad horizontal. La restitución a la horizontal del promedio de las actitudes de los estratos incluidos en P3 permite advertir el volcamiento de la sección P2, unos 4° hacia el NE con Az 155° (P2*), quedando el intervalo P1 con actitud Az 170° ± 5° al O (P1*).

Etapa 5: Se reanuda la sedimentación (P3), y la evolución de los paleoambientes indica un progresivo relleno de la cuenca, pasándose de un sistema

fluvial entrelazado proximal a otro de naturaleza areno-gravosa (Limarino *et al.* 2000). Las paleocorrientes continúan indicando direcciones hacia el SE pero muestran mayor dispersión (Limarino *et al.* 2000). La composición de las areniscas de P3 resulta similar a las de P2 aunque con un contenido de cuarzo aún menor, reflejando para esta etapa final un neto aporte del arco volcánico terciario.

Situación actual: En tiempos recientes, luego de la sedimentación de la pila neógena, se produjo el levantamiento de la sierra Colorada y las capas adoptaron su disposición actual (en promedio: Az 50° ÷ 56° NO para P3, Az 55° ÷ 55° NO para P2 y Az 45° ÷ 58° NO para P1).

Conclusiones

La presencia de superficies erosivas de bajo ángulo (D1 y D2), que señalan cambios notorios en los sistemas depositacionales y en la composición modal de las areniscas, sugiere fuertemente la existencia de discordancias intraformacionales en la parte media de la Formación Vinchina, las que muy probablemente resultaron de movimientos tectónicos sincrónicos con la sedimentación de la mencionada unidad.

Estas discordancias determinan la presencia de tres intervalos estratigráficos. El paquete inferior (P1) corresponde a la parte superior de la secuencia S1 (Limarino *et al.* 2000) y está formado por areniscas y fangolitas de sistemas fluviales anastomosados desarrollados durante condiciones de relleno incompleto de cuenca (*underfill*). El paquete intermedio (P2), que apoya sobre una superficie erosiva de bajo ángulo (D1), está integrado por conglomerados y areniscas con esporádicas intercalaciones de fangolitas, representando depósitos fluviales entrelazados. El paquete superior (P3) descansa sobre la segunda discordancia (D2) y se encuentra formado por areniscas, fangolitas y ocasionales conglomerados intraformacionales, correspondientes a sistemas fluviales entrelazados y meandriformes efímeros, controlados por un complejo balance entre la subsidencia y el aporte. En conjunto, P2 y P3 marcan el inicio de la secuencia S2 (Limarino *et al.* 2000), interpretada como la progradación posttectónica de la cuña clástica en el inicio de las condiciones de relleno de cuenca completa (*overfill*).

La composición de los conglomerados y areniscas por debajo y por encima de S1 muestra cambios en las proporciones de participación de las áreas de aporte de los sedimentos, reflejando un período inicial con aporte de volcanitas antiguas y metamorfitas probablemente provenientes de Precordillera y Sierras Pampeanas (intervalo P1), mientras que hacia la parte superior predomina netamente el aporte de

volcanitas frescas relacionadas al arco magmático Andino.

Integrando la información estructural con los estudios composicionales y la evolución de los sistemas depositacionales, se puede observar la íntima relación entre tectónica y sedimentación en la evolución de este tipo de cuencas de antepaís.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del marco de los proyectos PID 0386 otorgado por el CONICET y PID TX53, de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires. Los autores desean agradecer al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo logístico brindado, como así también a los árbitros de la Revista de la Asociación Geológica Argentina, cuyas observaciones contribuyeron a mejorar este trabajo, y a S. Japas por las consultas realizadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Rejavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Kneep, F.A., Linberg, F.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin* 94: 222-235.
- Folk, R.L., Andrews, P.B. y Lewis, D.W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Jordan, T.E., 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. En: Busby, C.J. y Ingersoll, R.V. (Eds.): *Tectonics of Sedimentary Basins*, pp. 331-362. Blackwell Science, Cambridge.
- Limarino C., Tripaldi, A., Caselli, A., Marensi, S., Re, G. y Net, L., 1999. Facies, paleoambientes depositacionales y edad de la Formación Vinchina, Neógeno, Provincia de La Rioja. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 65. Salta.
- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., Net, L., Re, G. y Caselli, A., 2000. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. En: González Bonorino, G., Kraemer, P. y Re., G., (Eds.): *The Sedimentary and Tectonic Evolution of Cenozoic Andean Foreland Basins. Journal of South American Earth Sciences, Special Volume*. En prensa.
- Ramos, V.A., 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de Los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(3): 359-382. Buenos Aires.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, 81 p. Buenos Aires.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. En: Zuffa, G.G. (Ed.): *Provenance of Arenites. NATO Advanced Studies Institute, Series C: Mathematical and Physical Sciences*, 148, pp. 165-189. D. Reidel Publishing Company, Boston.

Recibido: 2 de junio, 2000

Aceptado: 31 de octubre, 2000

NOTA BREVE

Avalanchas de roca asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata

Luis FAUQUÉ^{1,2}, José M. CORTÉS², Alicia FOLGUERA¹ y Mariela ETCHEVERRIA¹

¹Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Av. Julio A. Roca 651, 1322 Buenos Aires
E-mail: lfauqu@secind.mecon.gov.ar; afolgu@secind.mecon.gov.ar; maretc@secind.mecon.gov.ar

²Área Neotectónica, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires. E-mail: cortes@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT. *Rocks avalanches triggered by neotectonics on the Río Mendoza valley, south of Uspallata.* In the Río Mendoza valley, south of Uspallata town, six rock-avalanche deposits (Placetas Amarillas Formation) have been recognized. They represent complex landslides, triggered by seismic quakes; huge volumes of rocks must have travelled long distances at great speed. In the past, one of these avalanches dammed the Río Mendoza and the eventual breaking of this natural dam is likely to have caused a catastrophic flood. The morphological, lithological, structural and tectonic conditions which permitted these avalanches persist in the area today and favour the generation of similar events, thus representing a considerable hazard for Cacheuta, Potrerillos and the projected reservoir dam.

Key words: *Rock avalanches, Neotectonics, Geological risk*

Palabras clave: *Avalanchas de roca, Neotectónica, Riesgo geológico*

Introducción

Como consecuencia de las tareas de levantamiento geológico de la Hoja 3369-15 Potrerillos a escala 1:100.000, que actualmente realiza el Servicio Geológico Minero Argentino con la colaboración del área Neotectónica del Departamento de Ciencias Geológicas de la UBA, se ha detectado en distintos puntos del valle del río Mendoza la presencia de extensos depósitos de avalanchas de roca. Ellas se movilizaron largas distancias a altas velocidades, a partir de las márgenes adyacentes del cordón del Plata. Los estudios morfológicos y neotectónicos en ejecución revelan que el marco estratigráfico, estructural y geomórfico asociado a estos depósitos, es coherente con su origen a partir de avalanchas de roca desencadenadas por sacudidas sísmicas. Se han identificado seis depósitos de avalanchas cuyas zonas de arranque se hallan sobre el bloque cabalgante de las fallas inversas denominadas por Cortés (1993) fallas Placetas Amarillas y Piedra Blanca.

Se ha reconstruido que una de las avalanchas, originada en la escarpa asociada a la falla Placetas Amarillas (Fig. 1) se dirigió hacia el río Mendoza a través de la quebrada La Soltera, que se une al primero sobre su margen derecha en el lugar conocido como El Tigre Dormido. El material movilizado atravesó todo el valle del río Mendoza, como lo eviden-

cian los restos de depósitos de la avalancha ubicados sobre la margen izquierda del río. Teniendo en cuenta el espesor del depósito en la margen derecha, su altura sobre la margen izquierda, el volumen movilizado y la probable velocidad del flujo distal, no quedan dudas de que éste endicó al curso del río Mendoza. A consecuencia de la obstrucción se habría formado un lago cuya duración y volumen desconocemos. Este dique natural habría sufrido luego una ruptura, posiblemente brusca, y posterior erosión, quedando actualmente sólo las evidencias que permiten reconstruir el fenómeno. Es común que estos endicamientos naturales sean temporarios ya que sufren comúnmente un abrupto colapso cuando son sobrepasados por las aguas embalsadas. Esto provoca la violenta descarga de éstas a través de la brecha abierta por erosión y el consiguiente aluvión o creciente que arrasa todo aguas abajo. El aluvión habría involucrado no sólo un importante volumen de agua sino además una tremenda carga de detritos y bloques.

La reiteración de un fenómeno como el descrito, cobraría singular importancia, no sólo por el riesgo que impone a las localidades de Potrerillos y Cacheuta que ocupan el valle aguas abajo, sino también respecto del importante proyecto en ejecución de la presa de Potrerillos, por las consecuencias que produciría una gigantesca creciente volcándose en dicho embalse.

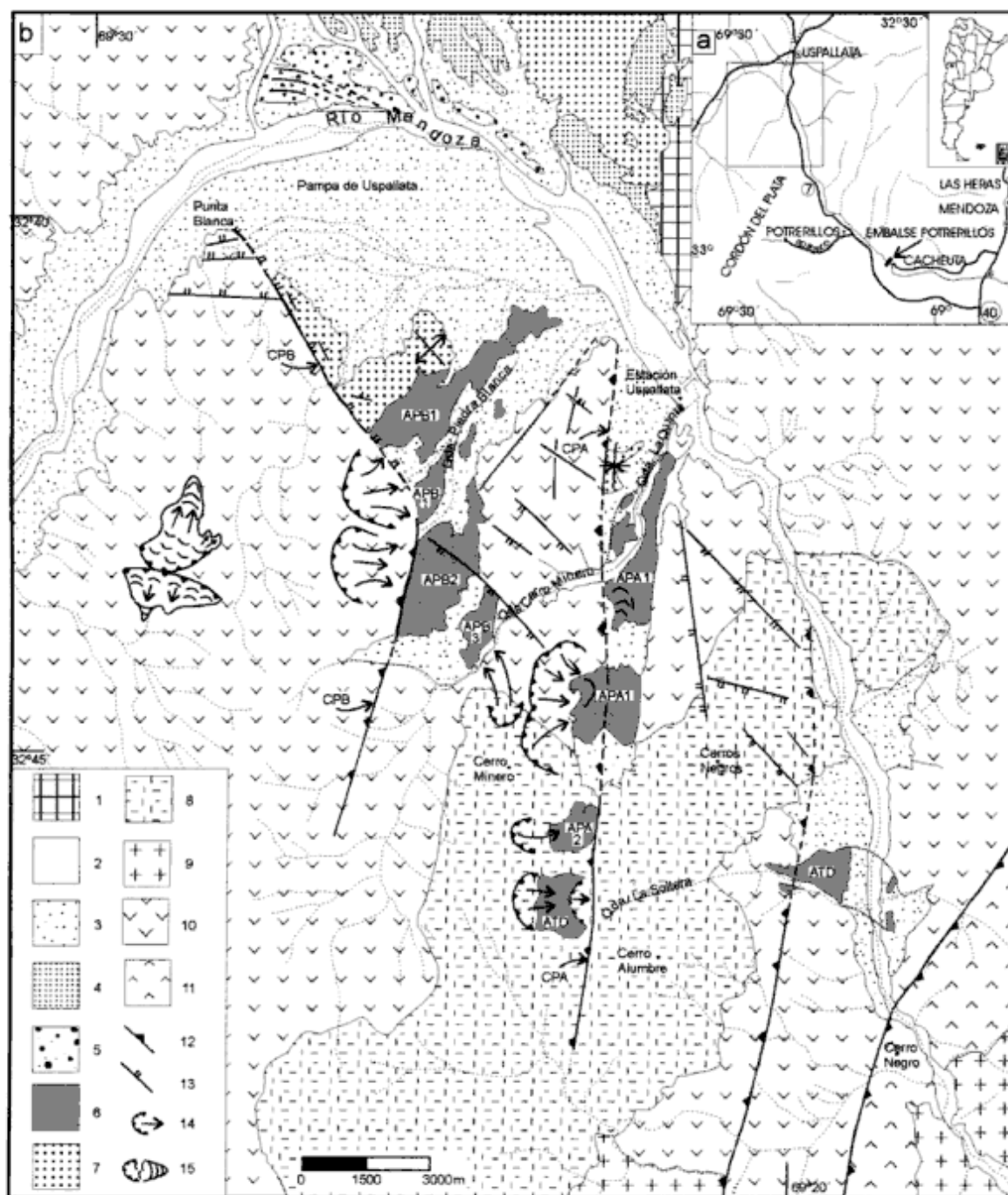


Figura 1: a, Mapa de ubicación de la comarca estudiada. b, Mapa geológico del extremo nororiental del cordón del Plata. Referencias: 1: Zonas cultivadas; 2: Depósitos aluviales actuales; 3: Depósitos de terrazas y pedemontanos (Holoceno); 4: Depósitos pedemontanos pleistocenos; 5: Depósitos glaciares; 6: Formación Placetas Amarillas (Pleistoceno medio tardío-Holoceno); 7: Sedimentitas Quebrada de los Saltitos (Mioceno); 8-10: Grupo Choiyoi (Permo-Triásico); 8: Facies subvolcánicas; 9: Facies Plutónicas; 10: Formación Tambillos; 11: Formación Portezuelo del Cenizo (Pérmico); 12: Falla inversa; 13: Falla normal; 14: Zona de arranque de avalanchas; 15: Deslizamientos rotacionales que pasan a flujos; ATD: Avalancha Tigre Dormido; APA: Avalancha Placetas Amarillas; APB: Avalancha Piedra Blanca; CPB: Corrimiento Piedra Blanca; CPA: Corrimiento Placetas Amarillas.

Argumentos que permiten definir a estos depósitos como avalanchas de roca

Una avalancha de rocas es un movimiento complejo, en el que la masa rocosa (de miles o millones

de metros cúbicos) tiene un comportamiento que no suele ser homogéneo, involucra distintos mecanismos de movimiento en sectores diferentes. En el caso de estas avalanchas, la parte inicial del movimiento habría correspondido a un deslizamiento rotacional o

a una caída de rocas para luego culminar en una fase distal de flujo rápido.

En la quebrada de La Quinta, extremo norte del cordón del Plata, Cortés (1993) definió formalmente algunos de los depósitos que estamos tratando como Formación Placetas Amarillas. Según este autor se trata de brechas sedimentarias de falda depositadas en una cuenca intramontana. En el presente trabajo estas brechas han sido interpretadas como brechas de flujo asociadas a avalanchas de rocas, por los rasgos que a continuación describimos.

Son *depósitos de brechas con gradación inversa*, muy finos en la base, pasando gradualmente hacia arriba a brechas más gruesas, culminando en la parte superior con bloques de decenas de metros cúbicos. La gradación inversa en la granulometría de la brecha, es consecuencia del desplazamiento en forma de flujo rápido. Estas variaciones en el depósito han sido descritas como Facies litocinémáticas por Yarnold y Lombard (1989), siendo claramente identificables en los depósitos. Durante el movimiento, la mitad del cizallamiento total de la masa está concentrado en el 8% inferior del detrito movilizado. Así, la deformación es mayor en la capa altamente cizallada en contacto con el sustrato. Campbell (1989) menciona que casi toda la actividad colisional tiene lugar en una delgada capa basal de partículas altamente agitadas, mientras que el cuerpo principal de la avalancha va montado o flotando de una forma moderadamente pasiva.

La brecha posee *bandas con tonalidades variables de amarillos, castaños y grises*. Observado desde lejos, estas bandas dan al depósito un aspecto estratificado, pero en realidad no lo está. El bandeamiento se debe a que el flujo es principalmente laminar, los bloques individuales retienen su grosera relación espacial de uno a otro y, por lo tanto, es preservada sutilmente, dentro del depósito, la relación original de las litologías en la zona de arranque. Colabora en este bandeamiento la alteración más rápida de las brechas más finas de la parte basal, con respecto a las muy groseras de la parte superior.

La *gran energía desplazada durante el movimiento*, se pone de manifiesto en: el límite bien definido de los depósitos, sus márgenes o frentes escarpados y por los gigantescos bloques ubicados en la superficie del depósito, que demuestra la gran energía del flujo para poder transportarlos en superficie, sin hundirse dentro de la masa en movimiento.

Estos enormes volúmenes de roca han tenido *gran movilidad*, viajando entre 5 y 8 km antes de detenerse. Las avalanchas de este tipo viajan patinando o deslizando sobre bases altamente cizalladas. Su extraordinaria movilidad es explicada por una forma de fluidización dentro de la capa basal conocida como fluidización dinámica: ella resulta del infinito número de colisiones que tienen lugar entre los clastos de las capas basales, creando una fuerza dispersiva que

genera una escasa cohesión, lo cual favorece el movimiento.

Todo lo descripto hasta aquí se aplica a avalanchas de roca secas, lo cual nos induce a pensar que estos movimientos son disparados por sacudidas sísmicas.

Relación de las avalanchas de roca con la neotectónica

El extremo norte del cordón del Plata fue estructurado durante el Neógeno por dos corrimientos de vergencia oriental, denominados por Cortés (1993) Piedra Blanca y Placetas Amarillas. Ellos han ascendido rocas volcánicas del Grupo Choiyoi por encima de sedimentitas clásticas neógenas de la Formación Quebrada de los Saltitos. En el sector pedemontano de los frentes montañosos definidos por ambas fallas (quebradas Piedra Blanca y La Quinta), dichas sedimentitas muestran una disposición homoclinal al oeste asociada a la rotación de las láminas de corrimiento; junto a las fallas se observan pliegues y volcamiento de capas. Esas sucesiones afloran esporádicamente en el sector pedemontano, donde son cubiertas en marcada discordancia angular por la Formación Placetas Amarillas, que incluye las acumulaciones del sector del Tigre Dormido (Folguera y Etcheverría 1998). Esta última unidad es interpretada aquí como constituida por depósitos de avalanchas de rocas que se movilizaron como flujos secos por grandes distancias, siendo originadas por sacudidas sísmicas, vinculadas a la actividad cuaternaria de ambas fallas. Los depósitos de avalanchas que integran la Formación Placetas Amarillas se apoyan en discordancia sobre las sedimentitas terciarias de la Formación Quebrada de los Saltitos. Asimismo se ha observado en las proximidades del puesto La Quinta, que esos depósitos se apoyan sobre sedimentos aluviales pedemontanos cuaternarios mediando una superficie de erosión. Los depósitos de avalanchas fueron posteriormente afectados por erosión fluvial y remoción en masa durante el Cuaternario más reciente.

Con referencia a la edad de las unidades, Cortés (1993) asignó a la Formación Quebrada de los Saltitos una edad miocena inferior a media, mientras que a la Formación Placetas Amarillas la consideró tentativamente pliocena, aclarando que podría comprender la parte alta del Mioceno superior y el Pleistoceno inferior. En el presente artículo la Formación Placetas Amarillas es considerada cuaternaria, tomando en cuenta su relación de yacencia sobre sedimentos aluviales cuaternarios y sobre la base del alto grado de preservación de sus rasgos geomórficos primarios como avalanchas de roca. Los sedimentos aluviales cuaternarios depositados con anterioridad a las avalanchas de roca, presentan la intercalación de ni-

veles cineríticos. Espizua (1993) citó una edad por trazas de fisión de 360.000 ± 36.000 años A.P. para un nivel cinerítico asociado a depósitos aluviales cuaternarios aflorantes en la región del río Mendoza. Si se correlacionaran tentativamente esos depósitos con las cineritas del cordón del Plata, la edad de las avalanchas de roca y de la actividad tectónica desencadenante quedaría comprendida entre el Pleistoceno medio tardío y el Holoceno. En ese lapso se registraron nuevos movimientos en algunas fallas principales, lo que sugiere el carácter activo de esas estructuras.

Descripción de las avalanchas y parámetros morfométricos de las mismas

Avalancha Tigre Dormido (ATD): La zona de arranque está próxima a las cabeceras de la quebrada La Soltera (Fig. 1), ubicada en la pared colgante del corrimiento Placetas Amarillas, afectando a los pórfidos riolíticos pérmicos que a esa latitud constituyen las cumbres del cordón del Plata.

La parte inicial del movimiento fue la caída o deslizamiento de una enorme masa rocosa que ahogó la cabecera de la quebrada. En forma instantánea esta primera acumulación pierde estabilidad y arranca a partir de ella un flujo rápido de detritos y bloques que desciende hacia el río Mendoza por la empinada quebrada La Soltera (12°) probablemente a una velocidad de 100,75 m/seg (362 km/h).

Al llegar al amplio valle del río Mendoza el flujo se habría expandido, atravesándolo totalmente hasta alcanzar la ladera opuesta (margen izquierda) donde hoy se hallan sus depósitos a 185 m de altura respecto del curso y a 170 m medidos desde un nivel de terraza que podría haber correspondido al piso de la planicie aluvial en el momento en que ocurrió la avalancha. Estos depósitos sugerirían el endicamiento del río.

El depósito del flujo de detritos que actualmente se halla en la desembocadura de la quebrada La Soltera (resto del antiguo depósito de la avalancha), tiene en su frente un espesor de aproximadamente 160 m y cubre una superficie estimada en 123 hectáreas. Considerando para el depósito un espesor medio de 85 m, el volumen de material allí acumulado es de aproximadamente 105 millones de metros cúbicos. El área que habría cubierto el flujo durante el probable endicamiento del río debió ser mucho mayor, probablemente 242 hectáreas. Considerando ahora un espesor medio un poco menor (60 m), por el adelgazamiento del flujo en su parte distal, resulta un volumen movilizado de aproximadamente 145 millones de metros cúbicos.

Estimamos la velocidad del flujo aplicando el método de Francis y Baker (1977), teniendo como pará-

metros el desnivel que descendió la masa movilizada ($H=1588$ m) y cuánto pudo ascender contrapendiente (*run-up*) sobre la margen izquierda del río Mendoza ($h=170$ m).

En primer lugar se estima el porcentaje de pérdida por fricción, durante el movimiento como:

$F = 100 [1 - (h/H)^{0.5}]$, resultando $F = 67,37$ (para el movimiento en cuestión). Luego usando la expresión: $V = 10(2gh / 100 - F)^{0.5}$, donde g es la gravedad, h la magnitud del *run-up* y F el porcentaje de pérdida por fricción, obtenemos una velocidad de 100,75 m/seg (362,7 km/h).

Como conclusión, es interesante señalar que una masa de roca de 145 millones de metros cúbicos descendiendo 1588 m a lo largo de una quebrada con una pendiente de aproximadamente 12° y moviéndose a una velocidad de 362 km/h, es muy poco probable que no haya endicado al río Mendoza. Tomando en cuenta la altura a la que se hallan los depósitos de la avalancha sobre la margen izquierda, el dique natural podría haber alcanzado una altura de 60 a 80 metros.

Avalanchas Placetas Amarillas (APA 1 y APA 2): Las avalanchas APA 1 y APA 2 (Fig. 1) tienen su zona de arranque en la pared colgante del corrimiento Placetas Amarillas. En la primera (APA 1), de mayor magnitud, el flujo distal se encauzó por la quebrada de La Quinta ubicada frente al corrimiento sobre la pared yacente. Al igual que la ATD el movimiento consta de dos etapas: una inicial como caída o deslizamiento y otra final que consiste en el flujo de detritos y bloques que componen la fase distal del movimiento.

La acumulación inicial sepultó completamente la quebrada de La Quinta, 3 km aguas abajo de su cabecera. La obstrucción de la quebrada generó una onda de agradación aguas arriba. Actualmente dos cursos desaguan la cabecera de la quebrada, uno incidido en el contacto entre el depósito de avalancha y las volcanitas del Grupo Choiyoi (margen derecha) y el otro cortando el depósito inicial de caída, en coincidencia con la traza de la falla (margen izquierda), lo cual podría ser consecuencia de la reactivación de la misma. Este depósito cubre una superficie aproximada de 225 ha, habiéndose estimado un espesor medio de 250 m, resulta un volumen probable de 562 millones de metros cúbicos. El depósito es una brecha sin gradación inversa, por el escaso o nulo flujo. Conserva un albardón marginal como evidencia de su morfología primaria.

La acumulación inicial fue tan voluminosa, que se habría desestabilizado su frente aguas abajo, originando la segunda etapa del movimiento o flujo distal. Su depósito, al igual que en la ATD, es una brecha con gradación inversa, en la que se distinguen las distintas facies litocinemáticas. Se extiende no menos de 5 km desde su zona de arranque. El espe-

El flujo máximo del flujo es de aproximadamente 200 m, en la confluencia de las quebradas del Cerro Minero y de La Quinta, donde el depósito conserva en superficie albardones transversales, evidencias de su morfología primaria. Rápidamente el depósito de flujo disminuye su potencia aguas abajo, por lo que se estima para el mismo un espesor medio de 80 metros. Habría cubierto una superficie de aproximadamente 396 ha, resultando un volumen de aproximadamente 316 millones de metros cúbicos. El flujo habría descendido 750 m, mientras que el desnivel total superado por el movimiento complejo fue de aproximadamente 1650 metros. Teniendo en cuenta que la alta energía de estas avalanchas resulta de la transformación de energía potencial en cinética, podemos explicarnos cómo un volumen de roca tan grande pudo moverse seguramente a altas velocidades a lo largo de 5 kilómetros. En el caso de la APA 1, no ha sido identificado aún un *run-up* que nos permita una estimación aproximada de su velocidad, pero estimamos que su magnitud debe ser aproximadamente similar a la ATD.

La avalancha APA 2 es un movimiento de menor envergadura que el anterior, depositado en las cabeceras de la quebrada La Quinta y cuya zona de arranque se halla en la pared colgante del corrimiento Placetas Amarillas.

Avalanchas Piedra Blanca (APB 1, APB 2 y APB 3): No se trata de una sola avalancha, sino de tres movimientos independientes. Las avalanchas APB 1 y APB 2 están relacionadas al corrimiento Piedra Blanca, de cuya pared colgante arrancan (Fig. 1). La primera se vuelca hacia el área pedemontana atravesando las sedimentitas de la Formación Quebrada de Los Saltitos. Este movimiento es aparentemente el de mayor envergadura: su flujo distal se desplaza en el área pedemontana alrededor de 4 km, encontrándose actualmente a 1 km del río Mendoza. La avalancha APB 3 obstruyó las cabeceras de la quebrada Cerro Minero, luego abierta por erosión. El área que cubren estos depósitos es de aproximadamente 943 hectáreas. Considerando para ellos un espesor medio de 30 m, el volumen de material movilizad o es de aproximadamente 282 millones de metros cúbicos. Las observaciones sobre estos movimientos son preliminares y se está reuniendo más información para poder caracterizarlos y cuantificarlos individualmente.

Conclusiones

a) Los depósitos mapeados en la Hoja Potrerillos como Formación Placetas Amarillas, corresponden a avalanchas de rocas secas, desencadenadas por sacu-

didias sísmicas. Han movilizad o enormes volúmenes de roca a grandes distancias, desplazándose a altas velocidades. Evidencias geológicas inequívocas indican que uno de estos movimientos (ATD) endió en el pasado al río Mendoza.

b) Estas avalanchas de roca se relacionan estrechamente a la actividad tectónica de las fallas inversas Piedra Blanca y Placetas Amarillas, las cuales muestran evidencias de sucesivas reactivaciones durante el Cuaternario sugiriendo su carácter activo.

c) El riesgo potencial de futuras obstrucciones del río Mendoza, por estos movimientos, es elevado, debido a que las condiciones morfológicas, litológicas, estructurales y sismotectónicas que originaron estas avalanchas persisten actualmente.

d) Un nuevo endicamiento del río Mendoza originaría aguas arriba un cuerpo de agua transitorio. Las aguas, al superar el embalse natural lo harían colapsar, provocando un paroxísmico escape de ellas, mediante un gigantesco aluvión o creciente que arrasaría todo aguas abajo.

e) Actualmente, a 35 km aguas abajo de lo que fue el endicamiento natural de la Avalancha Tigre Dormido, se está construyendo el embalse de Potrerillos. La reiteración de un fenómeno natural como el arriba citado, produciría una gigantesca creciente que al volcarse en dicho embalse podría causar un desastre natural de proporciones incalculables sobre las localidades de Potrerillos, Cacheuta y aún sobre Luján de Cuyo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Campbell, Ch. S., 1989. Self-lubrication for long runout landslides. *Journal of Geology*, 97 (6): 653-665.
- Cortés, J. M., 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo Sur del valle de Uspallata, Mendoza. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 168-178. Mendoza.
- Espizua, L.E., 1993. Glaciaciones cuaternarias. En: Ramos, V. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorios 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1 (15): 195-203. Mendoza.
- Folguera, A. y Etcheverría, M., 1998. Hoja 3369-15 Potrerillos. Informe Preliminar. SEGEMAR. Inédito.
- Francis, P., 1993. Debris flows: magic carpets and muck. En: *Volcanoes. A Planetary Perspective*, p. 266-290. Clarendon Press, 13.
- Francis, P.W. y Baker, M.C.W., 1977. Mobility of pyroclastic flows. *Nature*, 270: 164-165.
- Yarnold, J.C. y Lombard, J.P., 1989. A facies model for large rock-avalanche deposits formed in dry climates. En: Colburn, I.P., Abbott, P.L. y Minch, J. (Eds.): *Conglomerates in Basin Analysis: A Symposium Dedicated to A.O. Woodford*. Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 62: 9-31.

Recibido: 24 de agosto, 2000

Aceptado: 15 de diciembre, 2000

NOTA NECROLÓGICA

† Félix González Bonorino (1918-1998)



La geología argentina está en deuda con su historia. Las últimas seis décadas han sido testigos del avance espectacular de las ciencias de la tierra en el país y no existe ninguna visión global de las figuras relevantes, del desarrollo de escuelas, de las instituciones que más participaron en este progreso, de las contribuciones más trascendentes en los distintos campos de nuestro saber. La historia a que se alude sólo puede ser elaborada por un equipo de especialistas, ya que nadie puede cubrir por sí solo todos los aspectos de nuestras disciplinas.

En esta historia, Félix González Bonorino marca un quiebre significativo en la evolución científica argentina. Antes de él, la geología tenía una tradición fuertemente germana, en la que se incorporaron unos pocos italianos, algunos expulsados por el fascismo, como el caso del inolvidable Egidio Feruglio. En González Bonorino, en cambio, su formación final fue norteamericana, el primero después de los geólogos del petróleo que YPF enviaba a especializar en los Estados Unidos. Su tesis doctoral sobre la región del río Foyel fue irónicamente tildada como

una «tesis con ritmo de jazz» por sus profesores de la Universidad de Buenos Aires.

Este fue el inicio doctoral de un gran investigador que ya en plena juventud (1944) introdujo en la Argentina el concepto de ignimbrita al describir los depósitos piroclásticos del valle del río Malarhue. Su carrera científica estuvo siempre caracterizada por una perfecta combinación del investigador con el geólogo de campo (solía comentar que su admirado maestro, N. L. Bowen, tuvo el defecto de hacer raras campañas) y sus mapas geológicos son insuperables, no obstante los modernos recursos de fotografías aéreas e imágenes satelitales.

La vida científica de González Bonorino puede dividirse claramente en dos períodos separados por el fatídico año 1966. Hasta esa fecha, se desempeñó como geólogo de la Dirección Nacional de Geología y Minería, relevando un conjunto de hojas geológicas, muchas de ellas en las Sierras Pampeanas de Catamarca y Tucumán. Las observaciones de campo, así como las descripciones petrográficas de los diversos granitoides le permitieron establecer una estratigrafía relativa que aún hoy mantiene su vigencia. Caracterizó al batolito de Capillitas (1950) como discordante y postuló su intrusión por el mecanismo de *stoping*, con preservación de *roof-pendants*, que es el proceso comprobado más tarde para otros batolitos de Sierras Pampeanas. Su descripción y caracterización de las fajas miloníticas que atraviesan esos granitos significó un adelanto en varios años a la eclosión en el conocimiento de este tipo de rocas en los años setenta. Por fin, interpretó como magmáticos los megacristales de microclino de esos granitos, en oposición a la génesis metasomática que imperaba en la época.

Su modelo sobre tectónica compresiva terciaria para explicar la actual morfología de las Sierras Pampeanas (1950) ha sido corroborado por los estudios más modernos y están en sintonía con la zona de subducción de bajo ángulo de esa área. Realizó el análisis de estas estructuras principalmente en las sierras de Hualfín - Los Nacimientos, donde los estratos terciarios que se apoyan sobre el basamento están fuertemente deformados y sobrecorridos por el basamento metamórfico.

En otro aspecto de su actividad, estudió las rocas máficas de Virorco - Las Águilas, en la provincia de San Luis, concluyendo que son plutones gábricos sintectónicos emplazados a lo largo de una zona de cizalla dúctil y a los cuales está relacionada una aureola térmica. Este modelo explica el carácter autóctono de estos cuerpos, en contraposición con otros modelos que postulan su desplazamiento a través de fallas. Para obtener sus conclusiones, González Bonorino se basó en un detallado mapeo geológico y en un preciso análisis petrográfico, con datos químicos obtenidos en el laboratorio de análisis químico de rocas creado por él. A pesar de cambios ocurri-

dos en la nomenclatura de estas rocas, el modelo propuesto mantiene toda su validez.

La experiencia acumulada en las rocas metamórficas de Sierras Pampeanas lo condujo eventualmente a desarrollar una hipótesis sobre el origen de la esquistosidad, en la que se propone una rotación de los planos de clivaje hasta su ubicación normal al máximo esfuerzo. El trabajo fue presentado en el Congreso Internacional de Geología de Copenhague (1960), donde mereció la aprobación de destacados estructuralistas que a menudo han citado este aporte.

Esta notable actividad científica fue complementada por docencia y conducción. Profesor Titular (1946-1950) de la Universidad Nacional de La Plata, lo fue también en la de Buenos Aires, en cuyo Departamento de Geología fue Profesor Titular (1953-1966) y Jefe de Departamento (1958-1966). Su gestión estuvo dirigida a impulsar el desarrollo científico, para lo cual se constituyeron grupos de investigación con nivel internacional y se modernizaron los laboratorios con equipos de última generación, entre otros, el aparato de rayos-X con cámaras de difracción para cristal único. Asimismo, hizo completar el laboratorio de sedimentología, disciplina que también cultivó y en la que se recuerda el *Léxico Sedimentológico* (en colaboración, 1953) y la investigación de los estratos del subsuelo de la ciudad de Buenos Aires. Además de estas modernizaciones, González Bonorino, con su visionaria inquietud, concretó la creación del primer laboratorio de Paleomagnetismo (1954) en Sudamérica, invitando al ingeniero Daniel Valencia para que se hiciera cargo de su instalación. Esta era una disciplina que recién comenzaba en el mundo a desarrollarse y que sin duda iba a tener un gran futuro.

Toda esta obra lograda con su dedicación influyó sobre la labor de investigación del Departamento de Geología, con numerosos trabajos y tesis, en buena parte dirigidas por él. Como profesor, carecía de locuacidad y no se expresaba con fluidez, interrumpiéndose a menudo para encontrar la palabra adecuada o para urdir un pensamiento complejo. Por este motivo, los alumnos lo apodaron «El Tronco», un símil deportivo que se aplica al nadador poco veloz, pero no obstante el apodo sus clases fascinaban porque paso a paso guiaba al alumnado por las sendas adecuadas para la elaboración de hipótesis y el desarrollo de pensamientos propios. Se requería para el buen provecho, una lectura previa de los temas que explicaba en clase (el método docente sajón), clases que eran tanto informativas como reflexivas sobre la vastedad de las ciencias y sus modelos, a la vez que inculcaban las bases metodológicas para la obtención de datos y para su interpretación. Respetuoso de la personalidad de sus alumnos y de su independencia de criterio, uno de nosotros (E. J.

Ll.), que cursó con él en 1957, al retorno de su bienio en la Universidad de Rolla, Missouri, pudo verificar la profundidad y modernidad de sus enseñanzas. Su carencia de condiciones didácticas contrastaba con la claridad y comprensibilidad de los trabajos y textos que redactó con prosa exacta y ágil.

En este mismo período de su vida desempeñó cargos científicos de alta responsabilidad. Fue designado interventor en la Dirección Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, desde donde contribuyó, junto con otros prestigiosos científicos, a la creación del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET). Su primer Presidente fue el Premio Nobel de Medicina, el Dr. Bernardo Houssay y González Bonorino actuó como Vicepresidente, además de ser Miembro del Directorio y del Comité Ejecutivo. En 1964 fue designado Presidente del Instituto Nacional de Geología y Minería, en el que llevó a cabo, junto con el Directorio, la reorganización de la entidad y la promoción de su autonomía e independencia política.

Su actividad en el campo de la administración de la ciencia no se limitó a nuestro país, pues trascendió sus fronteras. Fue designado Miembro del *Advisory Committee of Natural Sciences* de la Unesco (1958-1962) y entre 1960 y 1961 ocupó en Washington, D.C., el cargo de Asesor de la Enseñanza Superior del Banco Interamericano de Desarrollo. En 1964 fue nominado Vicepresidente por América Latina de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas y su desempeño se extendió por dos períodos (1964-1972).

Entre su múltiple actividad pública, integró en 1945 ese grupo de jóvenes que fundó la Asociación Geológica Argentina, y fue Presidente de la Comisión Directiva durante el período 1952-1954. La Institución lo homenajeó en ocasión de su 35 aniversario con una publicación alusiva (RAGA 35 N° 2) y con un homenaje especial en el festejo del cincuentenario de la fundación (1995).

La obra ingente de González Bonorino fue cercenada brutalmente cuando las fuerzas armadas, en 1966, derrocaron el régimen constitucional e instalaron una dictadura, cuyos insensatos y feroces coletazos perduraron por más de tres lustros. El 29 de julio de dicho año tuvo lugar la triste «Noche de los Bastones Largos», durante la cual, en el viejo edificio de la Facultad porteña, en Perú y Alsina, numerosos docentes (entre ellos González Bonorino) y alumnos fueron salvajemente apaleados por las fuerzas represoras que aplicaban bastonazos a medida que eran desalojados por el largo pasillo de salida.

Este hecho afrentoso prosiguió con las renunciaciones de miles de docentes e investigadores en todo el país, con lo cual se descalabró la marcha científica que había emprendido la Argentina. Los efectos de estos «años de plomo» perduran hasta la actualidad, por lo que, en muchas disciplinas, para poder encarar

una investigación de jerarquía se hace imprescindible recurrir a laboratorios del extranjero, hasta donde deben trasladarse nuestros investigadores para obtener la información correspondiente. La discriminación ideológica afectó muy directamente a González Bonorino, que era un hombre de fuertes convicciones democráticas que nunca se sometió al autoritarismo.

Comienza aquí el segundo período de vida de este notable investigador, que pasó a ser un refugiado o un emigrado. Su largo periplo se inició en la Universidad de Chile en Santiago, donde recaló como Profesor junto con otros colegas argentinos, para renunciar en 1970 por solidaridad con sus compatriotas que habían sido dejados cesantes. Con el advenimiento de la democracia es nombrado el 28/9/73 Profesor Titular Plenario de la Universidad de Buenos Aires. Sin embargo, no pudo acceder a la cátedra, porque pocos meses después fue intervenida la Universidad por la misión Otalagano, que vuelve a truncar la trayectoria democrática de esta institución. De allí pasó a la Fundación Bariloche, investigando la geología del noroeste patagónico, hasta que la prestigiosa institución fue reducida y desmantelada durante la dictadura que se apoderó del país entre 1976 y 1983. Al suprimirse el programa de ciencias naturales en 1980, vuelve a renunciar y se radica en la ciudad de Salta, donde permanece hasta 1984 viviendo con una magra jubilación. En 1984, con el advenimiento de la democracia, fue reincorporado como Miembro de la Carrera del Investigador Científico y Técnico del CONICET, con lugar de trabajo en la Universidad de Buenos Aires. Con fecha 10 de agosto de 1984 la Universidad de Buenos Aires le otorga la máxima distinción como docente al nombrarlo Profesor Emérito (CS 333/84). Se jubiló definitivamente en 1988. Ese mismo año la comunidad geológica le otorga en ocasión del IX Congreso Geológico Argentino el «Premio Franco Pastore a la Investigación Científica», como merecido reconocimiento a sus aportes en ciencias de la tierra.

En este segundo período, aunque disminuida, prosigue su actividad científica y formativa de jóvenes discípulos, que en la actualidad son distinguidos investigadores. Durante su permanencia en la Universidad de Chile se ocupó del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, al sur de Santiago. Pudo establecer allí la polaridad de las series metamórficas del basamento, con su incremento en la relación P/T desde el oeste hacia el este (1971). Esta contribución permitió comprender la evolución tectónica de este sector y elaborar un modelo de subducción para el Paleozoico superior en el borde del continente de Gondwana. Asimismo, efectuó otras contribuciones en Argentina, hasta que un episodio de salud redujo en los últimos años su capacidad de trabajo.

Ante tales vicisitudes, González Bonorino encontró un sólido soporte en su familia, que lo apoyó

constantemente y lo acompañó en sus numerosos traslados. Con su esposa Laura (Lali), la compañera ideal, compartió cada momento de su vida. En ella y en sus tres hijos, Marfa Isabel, Félix y Gustavo, quedará vigente un inmenso cariño por el excelente esposo y padre.

Hemos puesto en evidencia, en esta breve nota necrológica, que las contribuciones aportadas por González Bonorino en el dominio geológico poseen tal significación que, a pesar de los más de 50 años transcurridos de algunas de ellas, mantienen aún total vigencia y son citadas regularmente en la literatura. Su producción es sumamente vasta, por lo que no podemos considerarla aquí. Sólo señalaremos que en toda ella se observa -virtud poco común en muchos geólogos- la perfecta conjugación de una gran experiencia como geólogo de campo con una maestría absoluta en las técnicas de laboratorio.

Sin lugar a dudas, Félix González Bonorino fue uno de los grandes de la geología argentina, una persona de bien, un científico que abrió caminos -no meras picadas o atajos- y que condujo a alumnos y discípulos con mano y alma de maestro. Uno de nosotros (M.E.T.), que gozó de su amistad personal y familiar, puede dejar sentado que, en la intimidad, Félix (Cacho) era un hombre sensible, tierno y generoso.

Por expreso deseo de González Bonorino sus cenizas fueron esparcidas en el cerro Piltriquitrón, donde comenzó su actividad profesional y donde compartió momentos muy gratos con quien iba a ser su esposa para toda la vida.

Que la presente nota sea un tributo a un ser muy especial, excepcional, un altruista sembrador de sabiduría geológica.

Mario E. Teruggi
Eduardo Jorge Llambías
Universidad Nacional de La Plata

Contribuciones más importantes de Félix González Bonorino

- González Bonorino, F., 1944. Nota sobre la presencia de ignimbritas en la Argentina. *Notas Museo de La Plata*, 9, Geología, 35: 577-590. La Plata.
- González Bonorino, F., 1944. Descripción Geológica y Petrográfica de la Hoja 41b - Río Foyel, Territorio de Río Negro. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 56, 124 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1949. Diferenciación magnética y alteración hidrotermal en Agua Tapada, Catamarca. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 4(3): 181-217. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1950a. Algunos problemas geológicos de Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3: 81-110. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1950b. Cross section of the Cordillera de los Andes at about parallel 33°L.S. *Geological Society of America Bulletin*, 61: 17-86.
- González Bonorino, F., 1950c. Descripción Geológica de la Hoja 13e,

- Villa Alberdi, provincia de Tucumán. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 74. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1950d. Geología y Petrografía de las Hojas 12d (Capillitas) y 13d (Andalgalá). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 70, 100 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1951a. Descripción Geológica de la Hoja 12c, Aconquija, Catamarca-Tucumán. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 75. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1951b. Granitos y migmatitas de la falda occidental de la sierra de Aconquija. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 6(3): 137-186. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1954. Geología de las Sierras Bayas, partido de Olavarría, provincia de Buenos Aires. LEMIT, Serie 2, 55: 5-37. La Plata
- González Bonorino, F., 1959. Hydrothermal alteration in the Front Range, Colorado. *Geological Society of America Bulletin*, 70: 53-90.
- González Bonorino, F., 1960. The mechanical factor in the formation of schistosity. 21 International Geological Congress, Copenhagen, Parte 18: 303-318.
- González Bonorino, F., 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 16(1-2): 61-106. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20(1): 67-148. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1966. Soil clay mineralogy of the Pampa soils. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36: 1026-1035.
- González Bonorino, F., 1970. Metamorphic facies series of the crystalline basement of Chile. *Geologisches Rundschau*, 59: 979-994.
- González Bonorino, F., 1971. Metamorphism of the crystalline basement of central Chile. *Journal of Petrology*, 12: 149-175.
- González Bonorino, F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 127, 74 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1974. La Formación Millaqueo y la «Serie Porfirítica» de la Cordillera Nordpatagónica: Nota preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(2): 145-153. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(3): 184-202. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(3): 175-210. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1988. La base del Grupo Tepuel en las cercanías de Esquel, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4): 518-528. Buenos Aires.

Serías Didácticas

- González Bonorino, F., 1954. Principios de óptica Mineral. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista de Ciencias Geológicas, Serie Didáctica*, 146 p. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1974. Mineralogía Óptica. EUDEBA. Buenos Aires.
- González Bonorino, F. y Teruggi, M.E., 1952. Léxico Sedimentológico. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, *Revista de Ciencias Geológicas, Serie Didáctica*. Buenos Aires.

COMENTARIO DE ACTUALIDAD

31^{er} International Geological Congress (IGC) (Rio de Janeiro – Brasil, Agosto 6 – 17 de 2000)

El 31 Congreso Geológico Internacional se desarrolló entre el 6 y el 17 de agosto de 2000 en Rio de Janeiro, siendo el primero en su tipo en efectuarse en América del Sur.

Las sesiones, que fueron inauguradas por el Vicepresidente del Brasil y otras autoridades locales, contaron con la participación de aproximadamente 4.000 geólogos, de los cuales 1.200 eran de Brasil (las delegaciones extranjeras más numerosas fueron, en orden decreciente, las de Rusia, EE.UU., China, Alemania y Japón). En su transcurso se realizaron reuniones de los diferentes comités y proyectos de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) y del Programa Internacional de Correlación Geológica (IGCP), talleres y cursos cortos sobre temas de actualidad.

El programa científico tuvo como tema principal "Geology and Sustainable Development: Challenges for the Third Millennium", con simposios que enfatizaron la naturaleza interdisciplinaria de la ciencia contemporánea y la importancia de las disciplinas geológicas para la sociedad. En total se desarrollaron 11 simposios especiales (Origen y evolución de la Tierra, Geociencias y supervivencia humana, Cambios globales y ambiente futuro, etc.) y 28 simposios generales que comprendieron sesiones sobre diferentes subdisciplinas de la Geología (Estratigrafía, Paleontología y Geología Histórica, Sedimentología, Geo-

logía Marina, Geología Estructural, Petrología, Mineralogía, etc.). En total se presentaron más de 2000 trabajos en sesiones orales y posters. Los resúmenes de los trabajos fueron incluidos en un CD. La Geoexpo 2000 contó con un total de 104 expositores, entre los que estuvo el Servicio Geológico Minero de la Argentina. Los viajes de campo estuvieron destinados a examinar diferentes aspectos de la Geología de América del Sur, de los cuales 7 se realizaron antes del Congreso, 10 durante y 15 con posterioridad al mismo.

En las reuniones administrativas del Congreso se resolvió que la 32 sesión del Congreso tenga lugar en el año 2004 en Florencia, Italia. Se recibieron además las propuestas de Inglaterra, Egipto y Noruega para organizar la 33 sesión a realizarse en el año 2008.

Entre las diferentes resoluciones adoptadas por los órganos directivos de la IUGS se modificó el Estatuto, se adoptó un Plan Estratégico para desarrollar en los próximos años y se incrementaron las cuotas de las organizaciones afiliadas. Además se eligieron nuevas autoridades, resultando designados para el Comité Ejecutivo: Presidente, E.F.J. de Mulder (Holanda); Secretario General, A.C. Boriani (Italia); Tesorero, W.R. Janoschek (Austria); Vicepresidentes, T. Sato (Japón) y P. Bobrowsky (Canadá); Consejeros, J. Plant (Inglaterra) y H.K. Gupta (India) (2000-2004) y J.P. Cadet (Francia) y A.C. Riccardi (Argentina) (2002-2006).

Las sesiones del congreso tuvieron lugar en el "Rio-centro", ubicado a una hora de viaje del centro de la ciudad.

A.C. Riccardi

AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS

La Asociación Geológica Argentina agradece la colaboración prestada por los siguientes colegas, quienes durante el año 2000 han actuado como árbitros de manuscritos enviados a esta Revista para su publicación:

- | | |
|---|--|
| Dr. Florencio Aceñolaza (Universidad Nacional de Tucumán) | Dr. Oscar López Gamundí (Texaco Inc., Texas, EE. UU.) |
| Dr. Renato Andreis (Universidad de Río de Janeiro, Brasil) | Dr. Eduardo Malagnino (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Eugenio Aragón (Universidad Nacional de la Plata) | Dra. Silvia Marcomini (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Ricardo Astini (Universidad Nacional de Córdoba) | Dr. Marino Martini (Florencia, Italia) |
| Dr. Edgardo Baldo (Universidad Nacional de Córdoba) | Dr. Roberto Martino (Universidad Nacional de Córdoba) |
| Dr. Miguel Basei (Universidad de San Pablo, Brasil) | Dr. Francisco Medina (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Juan Carlos Bidegain, (LEMIT, La Plata) | Dr. Andrew Meigs (Universidad de Oregon, EE. UU.) |
| Dr. Harald Bohnel (UNICIT, México) | Dr. Julio Merodio (Universidad Nacional de la Plata) |
| Dr. Aldo Bonalumi (Universidad Nacional de Córdoba) | Dr. Juan Pablo Milana (Universidad Nacional de San Juan) |
| Dr. José Bonaparte (Museo Bernardino Rivadavia) | Dr. Roberto Miró (SEGEMAR, Córdoba) |
| Dr. Gerardo Bossi (Universidad Nacional de Tucumán) | Dra. Teresita Montenegro (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Horacio Camacho (Museo Bernardino Rivadavia) | Dr. Ricardo Omarini (Universidad Nacional de Salta) |
| Dra. Ana María Casé (Universidad Nacional del Comahue, Neuquén) | Dra. María Julia Orgeira (Universidad de Buenos Aires) |
| Dra. María Elena Cerredo (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Michael Ort (Universidad de Arizona, EE. UU.) |
| Dr. Gualter Chebli (Consultor) | Dra. Stella Page (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Carlos Cingolani (Universidad Nacional de la Plata) | Dr. Héctor Panarello (INGEIS, Buenos Aires) |
| Dr. Peter Cobbold (Universidad de Rennes, Francia) | Dr. José Panza (SEGEMAR, Buenos Aires) |
| Dr. Jorge Codignotto (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Gerardo Parker (Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires) |
| Dra. Beatriz Coira (Universidad Nacional de Jujuy) | Dr. Pablo Pazos (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Jorge Corbella (Museo Bernardino Rivadavia) | Dr. Fernando Pereyra (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. José M. Cortés (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Daniel Pérez (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis) | Dr. Gerardo Perillo (IADO, Bahía Blanca) |
| Dr. Ernesto Cristallini (Universidad de Buenos Aires) | Dr. César Prozzi (Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca) |
| Dr. Rubén Cucchi (SEGEMAR, Buenos Aires) | Dr. Jorge Rabassa (Universidad Nacional del Comahue, Neuquén) |
| Dr. Juan Dahlquist (Universidad Nacional de la Plata) | Dr. Victor Ramos (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Luis Dalla Salda (Universidad Nacional de la Plata) | Dr. Augusto Rapalini (Universidad de Buenos Aires) |
| Dra. Susana Damborenea (Universidad Nacional de la Plata) | Dr. Daniel Rey García (Universidad de Vigo, España) |
| Dr. Héctor del Valle (CENPAT, Puerto Madryn) | Dr. Alberto Riccardi (Universidad Nacional de la Plata) |
| Dr. Luis Dimieri (Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca) | Dra. Nora Rubinstein (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Jaime Dinares (Istituto Nazionale di Geofisica, Italia) | Dra. Flavia Salani (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Luis Fauqué (SEGEMAR, Buenos Aires) | Dra. Ana María Sato (Universidad Nacional de la Plata) |
| Dr. Juan Franzese (Universidad Nacional de la Plata) | Dr. Isidoro Schalamuk (INREMI, La Plata) |
| Dra. Laura Giambiagi (CRICYT, Mendoza) | Dr. Scoppa (INTA, Castelar) |
| Dr. Gustavo González Bonorino (Universidad Nacional de Salta) | Dr. Rubén Somoza (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Carlos González (Universidad Nacional de Tucumán) | Dr. Luis Spalletti (Universidad Nacional de la Plata) |
| Dr. Emilio González Díaz (SEGEMAR, Buenos Aires) | Dr. Luis Stinco (Tecpetrol) |
| Dr. Miguel Haller (CENPAT, Puerto Madryn) | Dr. Jorge Strelin (CADIC, Ushuaia) |
| Dr. Antonio Introcaso (Universidad Nacional de Rosario) | Dr. Kenitiro Suguio (Universidad de San Pablo, Brasil) |
| Dra. Silvia Japas (Universidad de Buenos Aires) | Dra. Graciela Suvires (Universidad Nacional de San Juan) |
| Dra. Teresa Jordan (Universidad de Cornell, EE. UU.) | Dr. Arturo C. Taboada (Universidad Nacional de Tucumán) |
| Dra. Susan Kay (Universidad de Cornell, EE. UU.) | Dr. Wilson Teixeira (Universidad de San Pablo, Brasil) |
| Dra. Laura Kleiman (CNEA, Buenos Aires) | Dr. Alejandro Toselli (Universidad Nacional de Tucumán) |
| Dra. Magdalena Koukharski (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Carlos Urien (Consultor) |
| Dr. Pablo Kraemer (Perez Companc S.A., Neuquén) | Dr. Ricardo Varela (Universidad Nacional de la Plata) |
| Dr. Omar Lapido (SEGEMAR, Buenos Aires) | Dr. Jaime Vergés (CSIC, Barcelona, España) |
| Dr. Carlos Latorre (INGEIS, Buenos Aires) | Dra. Luisa Villar (SEGEMAR, Buenos Aires) |
| Dr. Leonardo Legarreta (Petrolera Argentina San Jorge) | Dr. W. Vivallo (SERNAGEOMIN, Chile) |
| Dr. Carlos O. Limarino (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Eduardo Zappettini (SEGEMAR, Buenos Aires) |
| Dr. Raul Lira (Universidad Nacional de Córdoba) | Dr. Marcelo Zárate (CRICYT, Mendoza) |
| Dr. Eduardo Llambías (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Udo Zimmermann (Universidad Nacional de Catamarca) |

Se agradece también 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 de los trabajos publicados.

ERRATA

En el artículo de M. K. de Brodtkorb y R. O. Etcheverry, *Edad K/Ar de la mineralización de manganeso de Aguada del Monte, provincia de Córdoba*, publicado en el volumen 55, número 3, páginas 280-283, en la página 280 (abstract), donde dice «134,4±0,2 Ma», debe decir «134,5±3 Ma».

ÍNDICE DEL VOLUMEN 55

ARTÍCULOS

- Frisicale, M.C. y Dristas, J.A.** Génesis de los niveles arcillosos de sierra de la Tinta, Tandilia 3-14
- Söllner, F., Brodtkorb, M.K., Miller, H., Pezzutti, N.E. y Fernández, R.R.** U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the sierra de San Luis (Argentina) 15-22
- Paredes, J.D. y Perucca, L.P.** Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, San Juan, Argentina 23-30
- González, M.M. y Mas, G.** Termometría y texturas en Mina La Bragada, provincia de Córdoba 31-43
- Aragón, E., González, P.D., Aguilera, Y.E., Cavarozzi, C. y Llambías, E.J.** Andesitas Alvar: volcanismo alcalino jurásico en el área de Paso del Sapo, provincia del Chubut 44-58
- Bertotto, G.W.** Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina 59-71
- Cisterna, C.E.** Evolución magmato-tectónica del Complejo Granítico de Cerro Blanco, Sistema de Famatina, Argentina 72-82
- Limarino, C., Net, L., Gutiérrez, P., Barreda, V., Caselli, A. y Ballent, S.** Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina 83-99
- Martino, R.D. y Guerreschi, A.B.** Las granulitas calcosilicáticas con wollastonita y escapolita del macizo de San Carlos, sierras de Córdoba, Argentina 100-110
- Astini, R.A., Mángano, M.G. y Thomas, W.A.** El icnogénero *Cruziana* en el Cámbrico temprano de la Precordillera argentina: el registro más antiguo de Sudamérica 111-120
- González Dfáz, E.F., Fauqué, L.E., Giacardi, A.D. y Costa, C.H.** Las lagunas de Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia (N del Neuquén, Argentina): su relación con avalanchas de rocas 147-164
- Zavala, C., Azúa, G., Freije, R.H. y Ponce, J.J.** Sistemas deltaicos dominados por avenidas fluviales en el Grupo Curamalal (Paleozoico inferior), cuenca paleozoica de Ventania, provincia de Buenos Aires, Argentina 165-178
- Acevedo, R.D., Linares, E., Valín-Alberdi, M.L., Oстера, H.A. y Martín-Izard, M.A.** Plutonismo proterozoico en Antártida: el Granito Bertrab y su cortejo de diques 179-187
- Mazzoni, M.M. y Licitra, D.T.** Significado estratigráfico y volcanológico de depósitos de flujos piroclásticos neógenos con composición intermedia en la zona del lago Caviahue, provincia del Neuquén 188-200
- Combina, A.M. y Nullo, F.E.** La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza 201-210
- Carrizo, H.A. y Azeuy, C.L.** Nuevas evidencias paleobotánicas en la Formación Valle Chico (Carbonífero inferior), provincia del Chubut, Argentina 211-215
- Isla, F.I., Spagnuolo, J.O. y Gelós, E.M.** Sedimentología y mineralogía de playas de Tierra del Fuego y Sector Antártico Argentino (Arco de Scotia e islas asociadas) 216-228
- Folguera, A. y Ramos, V.A.** Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): Implicancias tectónicas para el Arco Volcánico Cuaternario (36-39°S) 229-244
- Morello, O. y Rubinstein, N.** Los diques alcalinos y subalcalinos del flanco occidental de la sierra de Fiambalá, Catamarca 245-250
- López, R.A. y Marcomini, S.C.** Geomorfología y ordenamiento territorial del sector costero comprendido entre la ciudad de Miramar y el arroyo Nutria Mansa, partido de General Alvarado 251-264
- Otamendi, J.E., Fagiano, M.R. y Nullo, F.E.** Geología y evolución metamórfica del Complejo Monte Guazú, sur de la sierra de Comechingones, provincia de Córdoba 265-279
- Massaferro, G.I.** Procesos de alteración y metamorfismo en una secuencia jurásica de la Cordillera Patagónica Central, Chubut 291-299
- Palma, R.M., Meléndez, M.N., Calvo, J.P. y Lanés, S.G.** Abultamiento biotérfico en la Formación Chachao (Valanginiano): características y evolución ambiental, Malargüe, Mendoza 300-308
- Chiaramonte, L., Ramos, V.A. y Araujo, M.** Estructura y sismotectónica del anticlinal Barrancas, cuenca Cuyana, provincia de Mendoza 309-336
- Violante, R.A. y Parker, G.** El Holoceno en las regiones marinas y costeras del nordeste de la provincia de Buenos Aires 337-351
- Grecco, L.E., Delpino, S.H., Gregori, D.A. y Dimieri, L.V.** Evaluación de la movilidad de elementos mayoritarios y traza durante la milonitización de rocas del basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires 352-362
- González, P.D. y Aragón, E.** El cerro Bayo de la sierra Negra, Neuquén: ejemplo de un lacolito tipo Árbol de Navidad 363-377
- Astini, R.A., Brussa, E.D. y Mitchell, C.E.** Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera argentina 378-386
- Lira, R., O'Leary, M.S. y Steele, I.M.** Quimismo de algunas monacitas aluvionales argentinas 387-393

COMUNICACIÓN

- Paredes, J.D. y Perucca, L.P.** Evidencias de paleocuefacción en la quebrada del río Acequión, Sarmiento, San Juan 394-397

NOTAS BREVES

- Bertolino, S.R.A., Poiré, D.G. y Carignano, C.** Primer registro de sedimentitas marinas terciarias aflorantes en las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina 121-124
- Rubinstein, N., Segal, S. y Zappettini, E.** El pórfiro cuprífero Taca-Taca Alto, provincia de Salta: nuevos aportes al conocimiento del yacimiento 125-128
- Casadío, S., Manera, T., Parras, A., Montalvo, C. y Cornachione, G.** Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico Superior en la Cuenca del Colorado, sureste de La Pampa 128-133
- Brodtkorb, M.K. y Etcheverry, R.O.** Edad K/Ar de la mineralización de manganeso de Aguada del Monte, provincia de Córdoba 280-283
- Márquez, M.J. y Giacosa, R.E.** Deformaciones dúctiles paleozoicas y corrimientos terciarios en el Neopaleozoico de Chubut 398-402
- Montí, A.J.A.** Edades ¹⁴C y ciclicidad de la acreción en depósitos costeros elevados. Bahía Engaño, Chubut 403-406

Varela, R., Roverano, D. y Sato, A.M. Granito El Peñón, sierra de Umango: descripción, edad Rb/Sr e implicancias geotectónicas	407-413
Marensi, S.A., Net, L.I., Caselli, A.T., Tripaldi, A. y Limarino, C.O. Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina	414-418
Fauqué, L., Cortés, J.M., Folguera, A. y Etcheverría, M. Avalanchas de roca asociadas a neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata	419-423
COMENTARIO	
El ambiente geotectónico del Ordovícico de la región del Famatina	
Comentario, C.W. Rapela	134-136
Réplica, R. A. Astini	136-138
NECROLÓGICAS	
Carmelo I. C. de Ferrariis (1912-1998)	139-140
Guillermo Furque (1921-1999)	141-142
Arturo Jorge Amos (1927-1999)	284-285
Enrique de Alba (1920-2000)	285-286
Félix González Bonorino (1918-1998)	424-427
COMENTARIO DE ACTUALIDAD	
31 ^{ra} International Geological Congress (IGC) (Rio de Janeiro – Brasil, Agosto 6 – 17 de 2000). A.C. Riccardi	427
ERRATAS	142, 428
AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS	428
ÍNDICE DEL VOLUMEN 55 (2000)	429-430

ÍNDICE DE AUTORES

Acevedo, R.D., 179	Freije, R.H., 165	Net, L.I., 83, 414
Aguilera, Y.E., 44	Frisicale, M.C., 3	Nullo, F.E., 201, 265
Aragón, E., 44, 363	Gelós, E.M., 216	O'Leary, M.S., 387
Araujo, M., 309	Giacardi, A.D., 147	Ostera, H.A., 179
Astini, R.A., 111, 136, 378	Giacosa, R.E., 398	Otamendi, J.E., 265
Azcuy, C.L., 211	González Díaz, E.F., 147, 285	Palma, R.M., 300
Azúa, G., 165	González, M.M., 31	Paredes, J.D., 23, 394
Ballent, S., 83	González, P.D., 44, 363	Parker, G., 337
Barreda, V., 83	Grecco, L.E., 352	Parras, A., 128
Bertolino, S.R.A., 121	Gregori, D.A., 352	Perucca, L.P., 23, 394
Bertotto, G.W., 59	Guereschi, A.B., 100	Pezzutti, N.E., 15
Brodtkorb, M.K., 15, 280	Gutiérrez, P., 83	Poiré, D.G., 121
Brussa, E.D., 378	Isla, F.I., 216	Ponce, J.J., 165
Caballé, M., 141	Lanés, S.G., 300	Ramos, V.A., 229, 309
Calvo, J.P., 300	Licitra, D.T., 188	Rapela, C.W., 134
Carignano, C., 121	Limarino, C.O., 83, 414	Riccardi, A.C., 427
Carrizo, H.A., 211	Linares, E., 179	Roverano, D., 407
Casadío, S., 128	Lira, R., 387	Rubinstein, N., 125, 245
Caselli, A.T., 83, 414	Llambías, E.J., 44, 424	Sato, A.M., 407
Cavarozzi, C., 44	López Gamundi, O., 284	Segal, S., 125
Chiaromonte, L., 309	López, R.A., 251	Söllner, F., 15
Cisterna, C.E., 72	Manera, T., 128	Spagnuolo, J.O., 216
Combina, A.M., 201	Mángano, M.G., 111	Steele, I.M., 387
Cornachione, G., 128	Marcomini, S.C., 251	Stipanovic, P.N., 139
Cortés, J.M., 419	Marensi, S.A., 414	Teruggi, M.E., 424
Costa, C.H., 147	Márquez, M.J., 398	Thomas, W.A., 111
Cuerda, A., 141	Martin-Izard, M.A., 179	Tripaldi, A., 414
Delpino, S.H., 352	Martino, R.D., 100	Valín-Alberdi, M.L., 179
Dimieri, L.V., 352	Mas, G., 31	Varela, R., 407
Dristas, J.A., 3	Massaferro, G.I., 291	Violante, R.A., 337
Etcheverría, M., 419	Mazzoni, M.M., 188	Zappettini, E., 125
Etcheverry, R.O., 280	Meléndez, M.N., 300	Zavala, C., 165
Fagiano, M.R., 265	Miller, H., 15	
Fauqué, L.E., 147, 419	Mitchell, C.E., 378	
Fernández, R.R., 15	Montalvo, C., 128	
Folguera, Alicia, 419	Monti, A.J.A., 403	
Folguera, Andrés, 229	Morello, O., 245	

En este índice no se especifica si se trata de uno o más autores. Cada autor es citado separadamente.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se consideran para publicar únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. 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 2 del tomo 54. Todos los manuscritos recibidos serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener la calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

Enviar tres copias del manuscrito a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1er piso C1006ACG Buenos Aires

Se reciben manuscritos en castellano e inglés, impresos en A4 o carta, en una cara, a doble espacio y con márgenes de por lo menos 2,5 cm, a cada lado. Las páginas deben numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados y las leyendas de las figuras. Colocar las ilustraciones al final en páginas sin numerar. Los manuscritos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del manuscrito (luego de arbitrado) debe ser enviada por los autores en papel y en diskette, con extensión .txt, .doc o .rtf, en procesadores de texto de uso corriente en PC y acompañado por los originales de las figuras.

El envío de un nuevo trabajo debe ser precedido por una carta al director de la Revista de la Asociación Geológica Argentina en la cual debe constar el título del trabajo y los autores, junto con una frase expresando que el trabajo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial del mismo en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo; nombre de los autores; dirección postal completa. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigir la correspondencia, adjuntando en lo posible FAX, TE y correo electrónico. Indicar al pie el número total de páginas, figuras y tablas. La segunda página incluirá un resumen del trabajo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés, se titulará "Abstract" e irá precedido por una traducción del título. Deberá adjuntarse una versión en castellano del "Abstract" en la tercera página, que sólo se utilizará para la corrección de la versión en inglés. Los trabajos en inglés llevarán además del "Abstract" un resumen en castellano con la traducción del título, en la tercera página. El texto del trabajo comenzará en la cuarta página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, métodos, resultados y discusión, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de las unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía.

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y tablas, numeradas correlativamente y citadas en el texto. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras tomen todo el ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Se debe respetar siempre el formato de la caja (18 x 23 cm) o sus proporciones. Tratar de evitar las figuras en forma apaisada.

Se permite sin cargo una página de fotografías en blanco y negro cada 6 páginas de texto y una página de ilustraciones en general cada 4 páginas. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Las figuras preparadas con computadora deben ser impresiones láser o similar, a 300 dpi y 65 lpi como mínimo. Enviar las figuras en el tamaño de publicación. Es aconsejable enviar los archivos de las figuras en extensiones .cdr, .bmp, .tif, .jpg. Conserve una copia de calidad original. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use preferentemente líneas negras, continuas, limpias y no menores de 0,1 mm. Para el texto en las figuras use letra clara como la Arial o Helvética regular. Las fotografías deben ser de buena calidad y estar en foco y

libres de rayas y marcas y, de ser posible llevarán escala gráfica. Numerar las tablas correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como (Tabla...).

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados y los listados. Prestar especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Para citas de dos autores ordenar la lista alfabéticamente por el primer autor y luego por el segundo. Para citas de tres o más autores ordenar cronológicamente por el año de publicación. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse la editorial y lugar (ciudad) de edición.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Lito. Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Autores. Separados y costos a pagar por el autor

Al menos la mitad de los autores de los artículos publicados deberán ser socios de la Asociación Geológica Argentina. Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de la Asociación. No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. 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.

Clasificación de los Artículos

a) Artículos normales: la extensión del texto, excluida la bibliografía, no será mayor de 30 páginas. Se publicarán en lo posible en orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) Artículos cortos: que presentan desarrollos novedosos de trascendencia internacional. La extensión no deberá superar las 10 páginas (excluida la bibliografía). El resto de las normas son similares a las de los artículos normales. Recibirán un tratamiento editorial especial.

c) Notas breves: artículos cortos, menos de cuatro páginas, excluida la bibliografía, con una figura como máximo y resumen. Recibirán un tratamiento editorial especial.

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto P. Calmels
Panamerican Energy LLC.
Chevron San Jorge S.A.
J. Patricio Jones

y los aportes de:

S. Archangelsky
H. Bassi
J. L. Bianchi
M. K. de Brodtkorb
A. R. Gramajo
S. Kay
E. Linares
H. J. Péndola
J. Saavedra Alonso
E. R. D. Saccone
P. N. Stipanivic
F. Vervoorst

GUIDELINES FOR AUTHORS

Original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America are considered for publication. More detailed instructions to authors were published in vol. 54 (2) of the *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Manuscripts are sent to at least two reviewers.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscript, including captions of figures and tables to:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina

Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina

Manuscripts in English or Spanish are acceptable. Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. 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 on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide a minimum 2.5 margin. All pages must be numbered beginning with the abstract through the figure captions. Tables and figures (on a separate page at the end of the manuscript) should not be included in numbered pages.

The corrected version of the manuscript (after reviewed) must be sent in hard copies and diskette, in electronic format (PC compatible text files with .txt, .doc or .rtf extension), together with final copies of all illustrations.

The cover letter should include the title of the paper and the name of the authors together with a statement that the manuscript is original, and has not been and will not be submitted for publication elsewhere.

The first page must include in the following order: title, name and complete addresses of authors. The corresponding author must be indicated, with FAX, phone and e-mail contact numbers. The total number of pages, figures and tables must be indicated.

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. The third page must include a Spanish version of the abstract. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the fourth page. Organisation of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgements, 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 18x25 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every four printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript. Avoid illustration requiring the use of pages in landscape way.

Colour plates can be published if the author bear the full extra cost in advance of publication. Figures prepared with a computer should be submitted as laser prints or high-quality laser print paper. Print copies at least at 300 dpi and 65 lpi. Submit figures at final size of publication. Computer disk files of figures are welcome. They can be .cdr, .bmp, .tif, or .jpg files. Keep at least one original-quality copy of all figures. If possible, use patterns instead of dot screens. Use clean, black lines no finer than 1 or 2 points. For text in figures, clear fonts like Arial or Helvetica are recommended. Submit good quality, original prints of photographs with all review

copies of the manuscript, with a graphic scale if possible. Tables should be consecutively numbered with Arabic numbers. They should be referred as (Table...) in text.

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 metalogénicos 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 2º 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-Melchue, 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.

Authors. Reprints and costs to be paid by authors

To publish 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. Copyright to all papers published in the *Revista* belongs to the Asociación Geológica Argentina. Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs. Costs for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Kinds of contributions

- Artículos normales (Normal articles): research papers with text no longer than 30 pages (excluding references).
- Artículos cortos (Short articles): short, high impact, provocative data supported papers of international interest. The text must not be longer than 10 pages (excluding references). Guidelines are similar to that of the Artículos normales.
- Notas breves (Short notes): short notes not longer than 4 pages excluding references and bearing a maximum of one figure.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Volumen 55 - Número 4 - Págs. 289-432
Buenos Aires - Diciembre 2000

ISSN: 0004-4822



Registro de la Propiedad
Intelectual 62115

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, C1006ACG Buenos Aires, Argentina
Fax 54-11-43253104