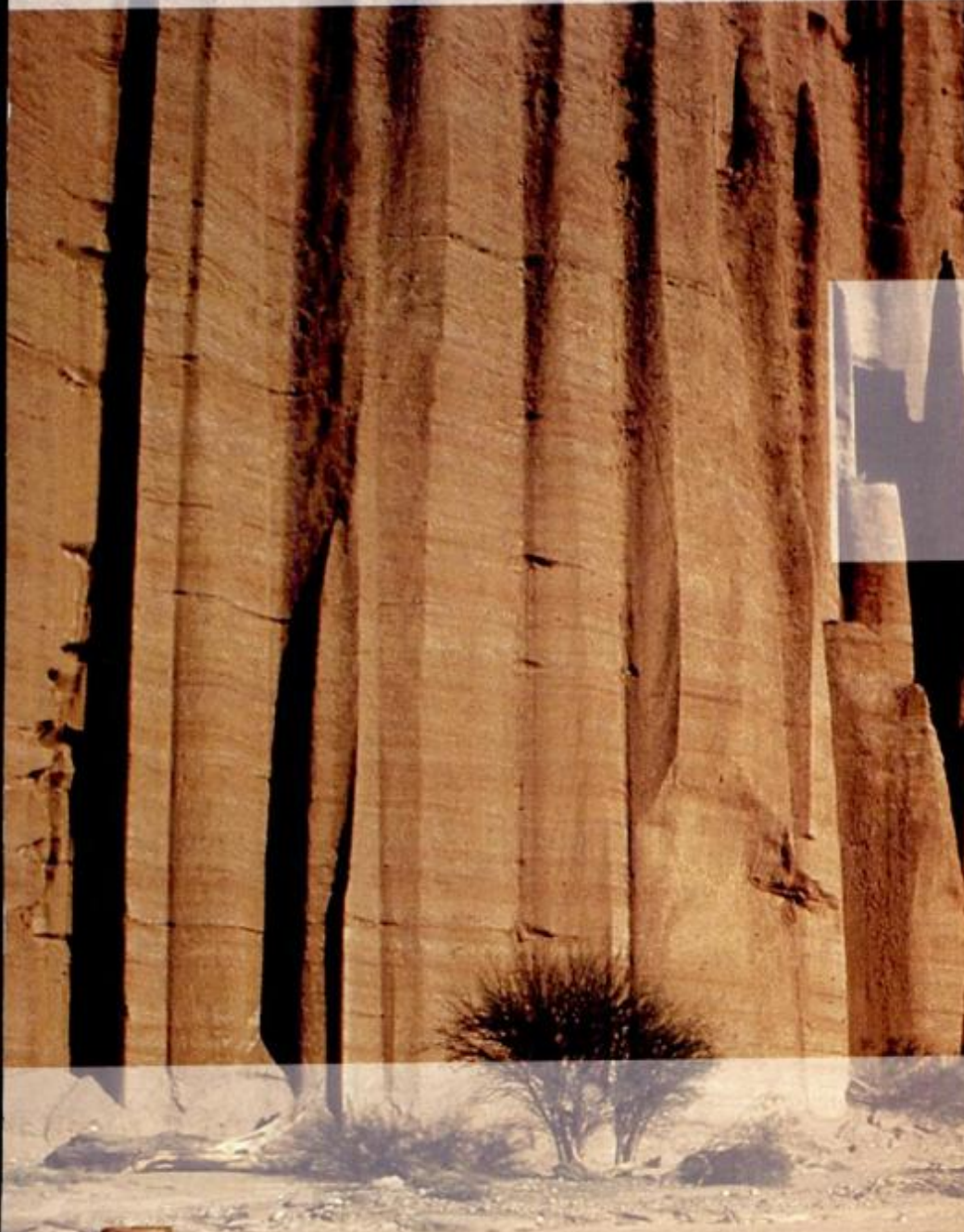


# REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 52 N° 4 1997



52 4

Revista de la Asociación  
Geológica Argentina

417-576  
30 de diciembre de 1997

ISSN  
0004-4822

Buenos Aires  
Argentina

Revista de la  
Asociación Geológica Argentina

Volume 52, Number 4, December 1997

---

CONTENTS

---

ARTICLES

Preliminary paleomagnetic study and magnetic fabric in outcrops of López Lecube and González Chaves (Sierras Australes, Argentina) <i>R. N. Tomezzoli and J. F. Vilas</i>	419-432
Anatexites and auriferous veins from Río Hondo, San Carlos Massif, Córdoba, Argentina <i>R. Martino, A. Guerreschi and J. Sfragulla</i>	433-450
Synthesis of the tectonothermic events in the basement of Sierras Pampeanas, Córdoba <i>M. P. Escayola and P. E. Kraemer</i>	451-458
The alnöite intrusion from Sierras Subandinas, Salta Province, northwestern Argentina <i>L. M. Villar, N. E. Pezzutti, S. Segal, M. Barbieri, M. R. Ghiara and D. Stanzione</i>	459-468
A stratigraphical and geochemical comparison of the low grade metamorphic basement of the Sistema de Famatina, Argentina <i>J. N. Rossi, F. R. Durand, A. J. Toselli and F. G. Sardi</i>	469-480
Petrogenesis of eruptive rocks of Marambio and Cerro Nevado islands, Antarctic Peninsula <i>G. I. Massaferrro, A. T. Caselli and E. I. Rovere</i>	481-490
Quartz textures from the Dorado-Monserrat epithermal deposit, Province of Santa Cruz: description and genetic meaning <i>L. E. Echavarría</i>	491-503
Distribution of heavy minerals in beaches between Cabo San Sebastián and Cabo Domingo, Tierra del Fuego <i>M. A. Gómez Peral and D. E. Martínez</i>	504-514
Mineralogy and petrography of Las Chacras-Piedras Coloradas batholith, San Luis <i>N. Brogioni</i>	515-538
Cannibalisation processes in the dune barrier between Villa Gesell and Mar Chiquita, Buenos Aires <i>F. I. Isla</i>	539-548
Sierra Chica rhyolites (37° 48' S, 65° 26' W): a gondwanic eruptive centre in Chadileuvu massif, La Pampa Province, Argentina <i>S. M. Quenardelle and E. J. Llambías</i>	549-558
ACKNOWLEDGMENT TO REVIEWERS	559
CORRECTION	560-561
SOCIETY RECORDS AND ACTIVITIES	562-565
MEMBERSHIP DIRECTORY	566-572
INDEX OF VOLUME 52 (1997)	573-574

---

ON THE COVER

---

Triassic red beds of the Talampaya Formation, Talampaya, La Rioja Province, Argentina. Photo Focus/Buenos Aires, Argentina.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 732863) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-1-3253104; E-mail: postmaster@aga.edu.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

*Subscriptions.* Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 80 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

**REVISTA DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

VOLUMEN 52, NÚMERO 4, DICIEMBRE 1997

**CONTENIDO**

**ARTICULOS**

Estudios paleomagnéticos preliminares y de fábrica magnética en afloramientos de López Lecube (38° lat. S, 62° long. O) y González Chaves (38° lat. S., 62° long. O), en las cercanías de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina <i>R. N. Tomezzoli y J. F. Vilas</i>	419-432
Las anateixitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo sudoriental del macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina <i>R. Martino, A. Guerreschi y J. Sfragulla</i>	433-450
Síntesis de los eventos tectotérmicos del basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba <i>M. P. Escayola y P. E. Kraemer</i>	451-458
El intrusivo alnóitico de Los Alisos, Sierras Subandinas, Departamento Iruya, Provincia de Salta, Argentina <i>L. M. Villar, N. E. Pezzutti, S. Segal, M. Barbieri, M. R. Ghiara y D. Stanzone</i>	459-468
Aspectos estratigráficos y geoquímicos comparativos del basamento metamórfico de bajo grado del Sistema de Famatina, Argentina <i>J. N. Rossi, F. R. Durand, A. J. Toselli y F. G. Sardi</i>	469-480
Petrogénesis de las rocas eruptivas de las islas Marambio y Cerro Nevado, Península Antártica <i>G. I. Massaferró, A. T. Caselli y E. I. Rovere</i>	481-490
Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz: descripción e implicancias genéticas. <i>L. E. Echavarría</i>	491-503
Distribución de minerales pesados en playas del litoral atlántico de la Tierra del Fuego, entre cabo San Sebastián y cabo Domingo <i>M. A. Gómez Peral y D. E. Martínez</i>	504-514
Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis <i>N. Brogioni</i>	515-538
Procesos de canibalización de la barrera medanosa entre Faro Querandí y Mar Chiquita, Buenos Aires <i>F. I. Isla</i>	539-548
Las riolitas de sierra Chica (37° 48' S, 65° 26' O): un centro eruptivo gondwánico en el bloque de Chadileuvú, Provincia de La Pampa, Argentina <i>S. M. Quenardelle y E. J. Llambías</i>	549-558
AGRADECIMIENTO A ARBITROS	559
REIMPRESION	560-561
CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN	562-565
LISTA DE MIEMBROS DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA	566-572
INDICE DEL VOLUMEN 52 (1997)	573-574

---

**TAPA**

---

Areniscas rojas triásicas de la Formación Talampaya, Talampaya, Provincia de La Rioja, Argentina. Foto Focus/Buenos Aires, Argentina.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 732863) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-1-3253104; E-mail: postmaster@aga.edu.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: U\$S 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This One



30QD-TRQ-0W60



## COMISIÓN DIRECTIVA

(1995-1997)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

## Director

A. C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

## Subcomisión de Publicaciones

P. P. Alvarez, Universidad de Buenos Aires

M. López de Luchi, CIRGEO, Buenos Aires

A. C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

## 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

J. Dalziel, University of Texas at Austin, EE. UU.

S. Damborenea, Museo de Ciencias Naturales, La Plata

F. Hervé, Universidad de Chile, Santiago de Chile

M. Hünicken, Universidad Nacional de Córdoba

E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata

H. Miller, Universität München, Alemania

R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán

E. Mutti, Universidad de Parma, Italia

R. Pankhurst, British Antarctic Survey

J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia

V. A. Ramos, Universidad de Buenos Aires

C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata

M. Thompson, British Antarctic Survey

**Presidente:** Dr. Alberto C. Riccardi.**Vicepresidente:** Dr. José Salfity.**Secretaria:** Dra. Susana Damborenea.**Tesorero:** Lic. Omar Lapido.**Vocales titulares:** Dra. Pamela Alvarez, Dra. Mónica López de Luchi, Dra. Paulina Nabel, Dr. Daniel Rubiolo.**Vocales suplentes:** Dr. Eugenio Aragón, Dr. Pedro Depetris, Dra. Graciela Mas, Dr. Ernesto Cristallini.**Organo de fiscalización:** Dr. P. N. Stipanovic, Dr. G. Chebli.

## Delegados en el interior

**Bahía Blanca:** Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur**Catamarca:** Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.**Comodoro Rivadavia:** Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia.**Córdoba:** Dra. Zarela Herrera y Lic. Juan C. Candiani, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro.**Corrientes:** Lic. Oscar Orfeo, CECOAL.**Jujuy:** Lic. José Alcalde, Universidad Nacional de Jujuy.**La Plata:** Dra. A. M. Sato, Facultad de Ciencias Naturales y Museo.**Mar del Plata:** Dr. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario.**Mendoza:** Dra. Matilde Beresi, CRICYT; Lic. Juan C. Zanettini.**Neuquén:** Lic. Néida Casali, Universidad Nacional del Comahue.**Plaza Huincul:** Lic. M. A. Rebasa, YPF.**Puerto Madryn:** Lic. Claudia Cano, CENPAT.**Río Cuarto:** Lic. A. M. Esparza, de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.**Río Gallegos:** Lic. Pedro Tiberi.**Salta:** Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.**San Carlos de Bariloche:** Dr. Arturo J. Amos, PROGEB.**San Juan:** Dra. Lucía Ruzycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan.**San Luis:** Lic. Ariel Ortiz Suárez, Universidad Nacional de San Luis.**Santa Fe:** Dra. Ofelia Tujchneider, Universidad Nacional del Litoral.**Santa Rosa:** Dr. Silvio Casadio, Universidad Nacional de La Pampa.**Tucumán:** Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.**Ushuaia:** Dr. Gustavo Bajalesky, CADIC.**Zapala:** Lic. J. C. Danieli, Dirección Provincial de Minería.

## Delegados en Buenos Aires

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

## Delegados en el exterior

**Brasil:** Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Paraná,

Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.

Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESPE, Cx. Postal 178, 13.500

Río Claro, SP

**Chile:** E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.**Paraguay:** Dr. Gustavo Vera Morinigo, C. C. 1662, Asunción

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.

Copyright © 1997. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 \$00.00+00.50.

# Estudios paleomagnéticos preliminares y de fábrica magnética en afloramientos de López Lecube (38° lat. S, 62° long. O) y González Chaves (38° lat. S, 60° long. O), en las cercanías de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina

Renata Nela TOMEZZOLI y Juan Francisco VILAS

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio", Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires*

**ABSTRACT:** Preliminary paleomagnetic study and magnetic fabric in outcrops of López Lecube and González Chaves (Sierras Australes, Argentina). Preliminary palaeomagnetic results from two different localities geologically related to Sierras Australes of the Buenos Aires Province (Ventana Ranges) are presented. The first is a syenite located at the town of López Lecube, Lat. 38.13° S, Long. 62.7° W, the second one, is a succession of sedimentary rocks exposed near of González Chaves city, Lat. 38.05° S, Long. 60.07° W, placed 80 km and 130 km east of the ranges. From three sites at López Lecube, a very consistent reverse magnetic component was found, and a preliminary mean geomagnetic pole (70° S, 343° E, with  $N=3$ ,  $\alpha_{95}=13^\circ$  and  $k=89$ ) was calculated. This pole position is consistent with late Early to Late Permian South American Poles. Normal magnetic components were found at González Chaves. They were interpreted as possible primary directions and a preliminary mean geomagnetic pole (84° S, 216° E, with  $N=3$ ,  $\alpha_{95}=17^\circ$  and  $k=53$ ) was computed, which is consistent with Triassic directions from South America. Anisotropy of magnetic susceptibility was measured in the López Lecube syenite, a prolate magnetic fabric was found and is correlated with the magmatic lineation defined by the preferred orientation of the anisometric crystals.

## Introducción

Las localidades estudiadas están ubicadas en el ámbito geológico de las Sierras Australes, que se extienden en el extremo sudoeste de la Provincia de Buenos Aires, constituyendo un orógeno curvado de rumbo general noroeste - sudeste (Fig. 1). Estos afloramientos cuyas edades van desde el Precámbrico hasta el Mioceno, fueron objeto de numerosos estudios geológicos, sobre la base de los cuales surgieron distintos modelos para tratar de explicar su evolución tectónica.

El primer estudio paleomagnético en la región fue realizado por Creer *et al.* (1970). Sobre el análisis de diez muestras, estos autores obtuvieron un polo paleomagnético de las Formaciones Bonete y Tunas, a partir de direcciones de magnetización reversa de veintiséis especímenes.

Aquí se presentan resultados paleomagnéticos preliminares de rocas de dos localidades cercanas a las Sierras Australes y geológicamente relacionadas con éstas. Una de ellas corresponde a López Lecube, ubicada hacia el occidente de las sierras y la otra a

González Chaves hacia el oriente (Fig. 1). Esta última localidad representa conjuntamente con De la Garma, Lumb y Mariano Roldán, afloramientos y subafloramientos correlacionables con el Grupo Pillahuinco (Llambías y Prozzi 1975). Fueron considerados por Ramos (1984) como parte de la antifosa de Claromecó, producto del apilamiento tectónico en la faja plegada y corrida de las Sierras Australes. Los resultados paleomagnéticos se comparan con los recientemente obtenidos en la Formación Tunas (Tomezzoli y Vilas 1996a).

Este trabajo forma parte de un estudio paleomagnético mayor que se está llevando a cabo en las formaciones del Paleozoico superior de las Sierras Australes (Tomezzoli y Vilas 1996a, b y c; Tomezzoli y Cristallini 1996). Los objetivos principales del mismo son obtener polos paleomagnéticos (PP) para las secuencias paleozoicas y de esta forma mejorar el trazado de la curva de desplazamiento polar aparente (CDPA) del Gondwana Occidental, que está definida por escasa cantidad de PP paleozoicos que superen criterios de confiabilidad rigurosos (Van der Voo 1990). Si bien la CDPA del Paleozoico superior del

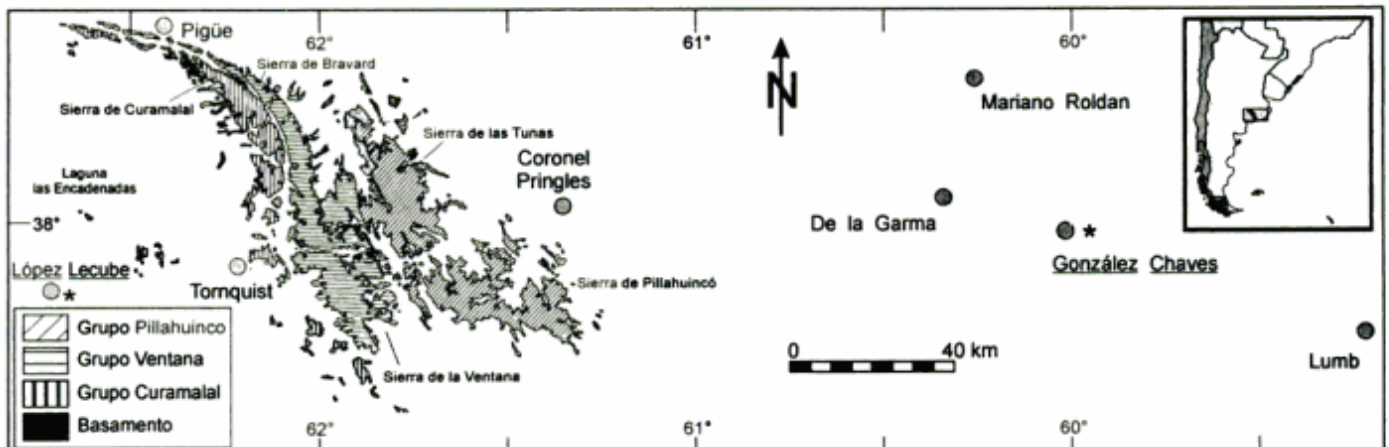


Figura 1: Mapa de ubicación. Nótese la posición de las localidades de muestreo  $\odot$  y su relación con la cadena montañosa. También se indica una de las localidades estudiadas por Tomezzoli y Vilas  $\odot$  (1996a).

Gondwana no es óptima, su traza está conocida a grandes rasgos.

### Ubicación y consideraciones geológicas de las localidades estudiadas

#### López Lecube

A unos 80 km al oeste de las Sierras Australes, cerca de la antigua estación López Lecube del Ferrocarril General Roca, aflora dentro de la estancia San Rafael, la sienita López Lecube (SLL). Se trata de los remanentes de una antigua cantera, cuya explotación comenzó en 1906 y continuó hasta 1939, para emplear la roca extraída en la construcción de puerto Galván y en la pavimentación de calles de Bahía Blanca, Punta Alta y de otros pueblos vecinos, así también como roca de aplicación.

En este lugar afloraría un pequeño promontorio rocoso que se conocía localmente con el nombre de Piedra Echada, que según la leyenda tendría una forma más o menos circular con un diámetro de aproximadamente 100 m y una altura inferior a los 10 m sobre el relieve circundante (en Calmels 1955). Actualmente sólo ha quedado una cubeta inundada de varios metros de profundidad con paredes del intrusivo, rodeada por suelos cuaternarios. Su posición geográfica (Fig. 1) es  $38^{\circ} 07.96'$  de lat. S y  $62^{\circ} 42.49'$  de long. O, posición GPS datum: Campo Inschauspe.

Si bien Bonarelli y Pastore (1915) y Schiller (1930) ya citaban la presencia de este cuerpo plutónico en la región, el primer estudio de detalle fue realizado por Calmels (1955), que los interpreta como granitos hornbléndicos, con tendencia sienítica, en los que observa en primer término la roca típica y en

menor proporción diferenciaciones leucocráticas, venas aplíticas-pegmatíticas, e inclusiones de esquistos biotíticos. Cada uno de estos aspectos, sobre la base de sendos cortes petrográficos fue cuidadosamente analizado y descrito por el autor.

Posteriormente, Cingolani y Varela (1973) hacen un estudio geocronológico de estas rocas, a partir del método de rubidio-estroncio complementado con análisis potasio-argón. A partir de tres muestras de roca total obtuvieron una edad  $227 \pm 32$  Ma, con una relación  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7066 \pm 0.0002$  y por el método K/Ar, en roca total, de  $240 \pm 12$  Ma. Para ellos, esta plutonita es de tipo intercedente (post-tectónica) y representa el último evento magmático relacionado con la evolución estructural de las Sierras Australes. Por otra parte, siendo ambas edades prácticamente coincidentes, es posible asumir que el sistema se cerró en un mismo tiempo geológico. Sobre la base de resultados anteriores Varela *et al.* (1985) correlacionan este evento, con el magmatismo riolítico-ignimbrítico de Lihué - Calel, desarrollado en la Provincia de La Pampa, que arrojó edades de  $238 \pm 5$  Ma,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0.7053$  y K/Ar, en roca total, entre 220 y 243 Ma (Linares *et al.* 1980) y más recientemente en la sierra de Lihué-Calel de  $240 \pm 2$  Ma (Rapela *et al.* 1996).

Este cuerpo intrusivo se presenta a grandes rasgos como una roca de aspecto muy uniforme y fresco, en el que no se observan evidencias de alteración (salvo en los sectores más cercanos al agua) o deformación tectónica aparente. Es de color rosado con textura granosa alotriomorfa media a gruesa (tamaño de grano mayor que 4 mm). Se compone de un 70 % de minerales félsicos y 30 % de máficos. Dentro de los primeros es posible distinguir feldespato potásico como mineral principal, de hábito anhedral a subhedral y brillo vítreo.

Los máficos, posiblemente hornblendas y filosilicatos, son subhedrales a prismáticos y tienden a disponerse en bandas subparalelas melanocráticas de 2 mm a 4 mm de espesor que se intercalan entre los minerales félsicos con espacios de menos de 1 cm. Son comunes también, intrusiones de venas pegmatíticas félsicas, de tamaño de grano grueso, de no más de 10 cm aunque algunas alcanzan los 50 cm de ancho, en las que disminuye la cantidad de minerales máficos.

Un rasgo llamativo es la presencia en algunos sectores de enclaves pequeños, menores de 1,5 m de largo, que tienen color rosado más pálido que el del resto del intrusivo, el tamaño de grano también es menor y están rodeados por una aureola bien definida de color castaño de menos de 4 cm de espesor. El mineral más abundante es el feldespato potásico y los minerales máficos se disponen en bandas paralelas de 1 a 2 mm de espesor, espaciadas cada 0,5 a 1 cm.

También se observan venas de ópalo, calcedonia y cuarzo de pequeñas dimensiones, menores que 5 cm, que en algunos casos son intruidas por otras, e inclusiones que se presentan como verdaderos xenolitos de minerales máficos, de distintos tamaños y contornos bien definidos, que se distribuyen heterogéneamente en toda la masa.

En corte petrográfico se observó textura granosa hipidiomorfa compuesta por un 65 % de félsicos y un 35 % de minerales máficos. Entre los primeros el 65 % es de feldespato potásico, plagioclasa 30% y cuarzo 5 %. El feldespato potásico es ortosa principalmente. Son muy comunes las pertitas veniformes subparalelas, aunque también hay maculosas. En el contacto con las plagioclasas se desarrollaron mirmequitas. Presentan leve alteración a arcillas.

Las plagioclasas son subhedrales y están levemente alteradas a arcillas. El cuarzo intersticial es anhedral, se presenta en pocos individuos bien desarrollados y con extinción relámpago a ondulosa.

El mineral máfico más importante es la hornblenda en individuos anhedrales a subhedrales con pleocroismo del verde al castaño amarillento aunque algunos son enteramente castaños. El clivaje está bien marcado en aquellos con aspecto más límpido, mientras que en otros se desdibuja, por efecto de alteración a clorita y epidoto, a la vez se observa reemplazo por biotita, que se acentúa en las líneas de clivaje y en los núcleos de algunos cristales. Son comunes las inclusiones de plagioclasas, apatitas, circones y máficos.

También se observan individuos idiomorfos de magnetita, bien desarrollados, que están en contacto con los anfíboles y la titanita. En general se presentan dos o más individuos agrupados.

Los minerales accesorios son apatito idiomorfos, titanita y circón y los de alteración son: arcillas, epi-

dotos y carbonatos rellenando intersticios. Según la clasificación de la IUGS (1979), esta roca corresponde a una sienita.

#### González Chaves

A unos 130 km al este de las Sierras Australes se ubica la localidad de González Chaves (GCh). Aquí se encuentra un afloramiento aislado, de pequeñas dimensiones, circundado por suelos recientes. Está sobre la Ruta Provincial N° 75, en la rotonda, a unos 10 km hacia el sudoeste del centro comercial. Su posición geográfica es de 38° 03' lat. S y 60° 04' long. O, posición GPS datum: Campo Inschauspe (Fig. 1).

Este afloramiento asociado con otros vecinos, ubicados en las proximidades de Lumb, De La Garma y Mariano Roldán, se disponen en dirección subparalela a las Sierras Australes. A este conjunto se lo denomina "afloramientos interserranos" (Kostadinoff y Font de Affolter 1982; Kostadinoff 1993) por encontrarse entre las Sierras Australes y las Sierras de Tandil.

Fueron estudiados y considerados por Monteverde (1938), Terraza y Deguillén (1973), Zambrano (1974), Llambías y Prozzi (1975), Arrondo y Petriella (1982), y Andreis *et al.* (1989). Estos depósitos se asocian comúnmente a la antefosa de Claromecú, definida por Ramos (1984). Los estudios gravimétricos realizados por Introcaso (1982), Kostadinoff y Font de Affolter (1982) y Kostadinoff (1993), pusieron de manifiesto una importante anomalía de Bouguer negativa, que según los mismos representaría un espesor de sedimentos de 10.5 km en profundidad. Recientemente López Gamundi y Rossello (1992) y López Gamundi *et al.* (1995) asocian estos afloramientos con una cuenca de antepaís hercínica, formada en relación con la evolución del margen continental sudoccidental gondwánico.

El espesor aproximado del afloramiento de González Chaves es de 3 a 4 m (Fig. 2). Estas rocas de origen sedimentario están estratificadas, en posición horizontal en bancos tabulares de hasta 30 cm. Se trata de una intercalación de areniscas finas y muy finas de color rojo o amarillentas, laminadas, con areniscas medianas a gruesas, pardas, suavemente laminadas. Algunos de estos bancos tienden a acunarse lateralmente. En corte delgado se presenta como una roca sedimentaria, en la que no hay evidencias de metamorfismo, ni deformación posterior a su depositación, pero sí de meteorización a lo largo de pequeñas diaclasas. Es notable la presencia de bancos moteados, similar a aquellos característicos de la Formación Bonete, del Grupo Pillahuincó, dentro del ámbito de las Sierras Australes, propiamente dichas.

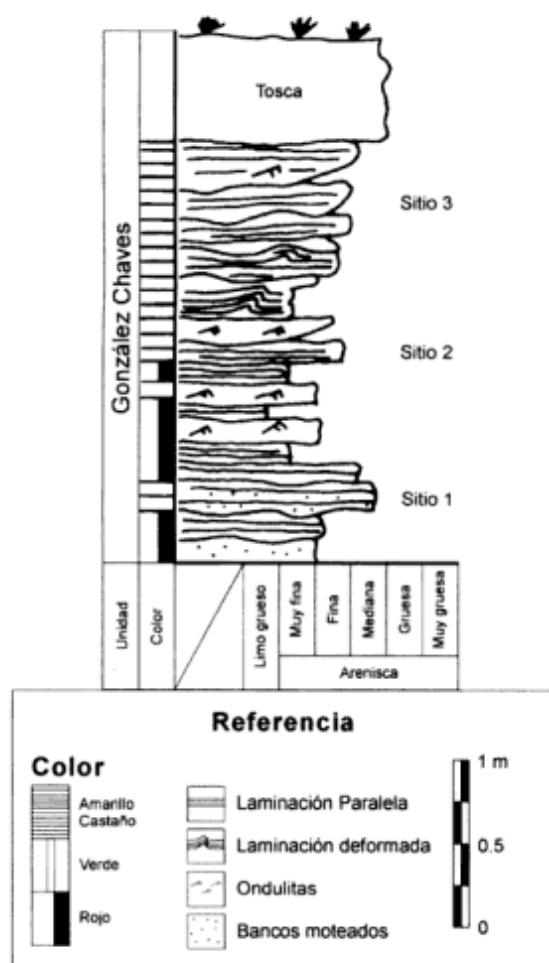


Figura 2: Perfil sedimentario esquemático del afloramiento de González Chaves, sobre la ruta N° 75, en la rotonda cercana a la localidad homónima, donde se ubicaron los sitios muestreados.

### Estudio paleomagnético

En cada una de las localidades se definieron tres sitios de muestreo, respectivamente. En el caso de la sienita se extrajeron dos cilindros con perforadora portátil y dos muestras de mano, en cada uno de ellos. En González Chavez se muestreo en la base, un banco moteado, sacándose siete cilindros y una muestra de mano fresca, en el siguiente sitio se tomaron cuatro cilindros, mientras que en el tercero se sacaron tres muestras de mano orientadas y frescas. De cada cilindro se cortaron 1 o más especímenes de 2,2 cm de largo.

Cabe destacar que se realizó una segunda campaña a López Lecube, en cuya oportunidad se extrajeron 3 sitios más de muestreo y se completaron los anteriores. En total se sumaron 31 especímenes, cuyos resultados están siendo procesados y serán presentados en un trabajo posterior.

Con el objetivo de aislar las componentes magnéticas presentes, tanto primarias como secundarias, se realizaron lavados magnéticos por campos alternos (AF = *alternate field*) y por altas temperaturas (Valencio 1980).

Para la medición de las direcciones de magnetización se utilizó un magnetómetro criogénico 2G Enterprises, de última generación. La intensidad de la magnetización remanente natural osciló entre 0.5 y 10 mA/m, en las sedimentitas, mientras que las muestras de la sienita oscilan entre los 10 y 100 mA/m.

Los especímenes tratados térmicamente se desmagnetizaron con un horno Schonstedt Instrument Co., modelo TSD-1, aplicando etapas sucesivas de lavado por altas temperaturas, hasta 15 en el estudio piloto, con diferencias de temperaturas que oscilaron entre 100, 50, 30 y 20° C, alcanzando máximos entre 680° C y 700° C. La susceptibilidad magnética fue monitoreada luego de cada etapa de lavado térmico, para controlar posibles cambios químicos y / o mineralógicos ocurridos durante el calentamiento, con un susceptibilímetro fabricado por el TATA Institute of Fundamental Research, Bombay, India. Con el objetivo de determinar la mineralogía magnética se analizaron en muestras de la sienita, ciclos de histéresis con un trazador de ciclos de histéresis desarrollado en el mismo Instituto y modificado por Ruffo (1996).

La desmagnetización por campos magnéticos alternos se llevó a cabo en etapas sucesivas de 2-4-6-8-10-15-20-25-30-40-50-60-70 y 80 mT, llegando en algunos especímenes hasta los 140 mT. En términos generales el lavado térmico resultó efectivo para las rocas sedimentarias (GCh), mientras que el de campos alternos lo fue para la SLL. Sin embargo y en ambos casos, para lograr una desmagnetización total se recurrió a la combinación de ambos, comenzando con lavado magnético hasta los 80 mT aproximadamente y empleando luego lavado térmico hasta los 700° C.

El análisis vectorial de componentes magnéticas se realizó con gráficos ortogonales de Zijderlveld (1967), usando los programas Crioiapd (Cristallini 1994), IAPD (Torsvik 1990), basado en el método de regresión lineal de componentes principales de Kirschvink (1980).

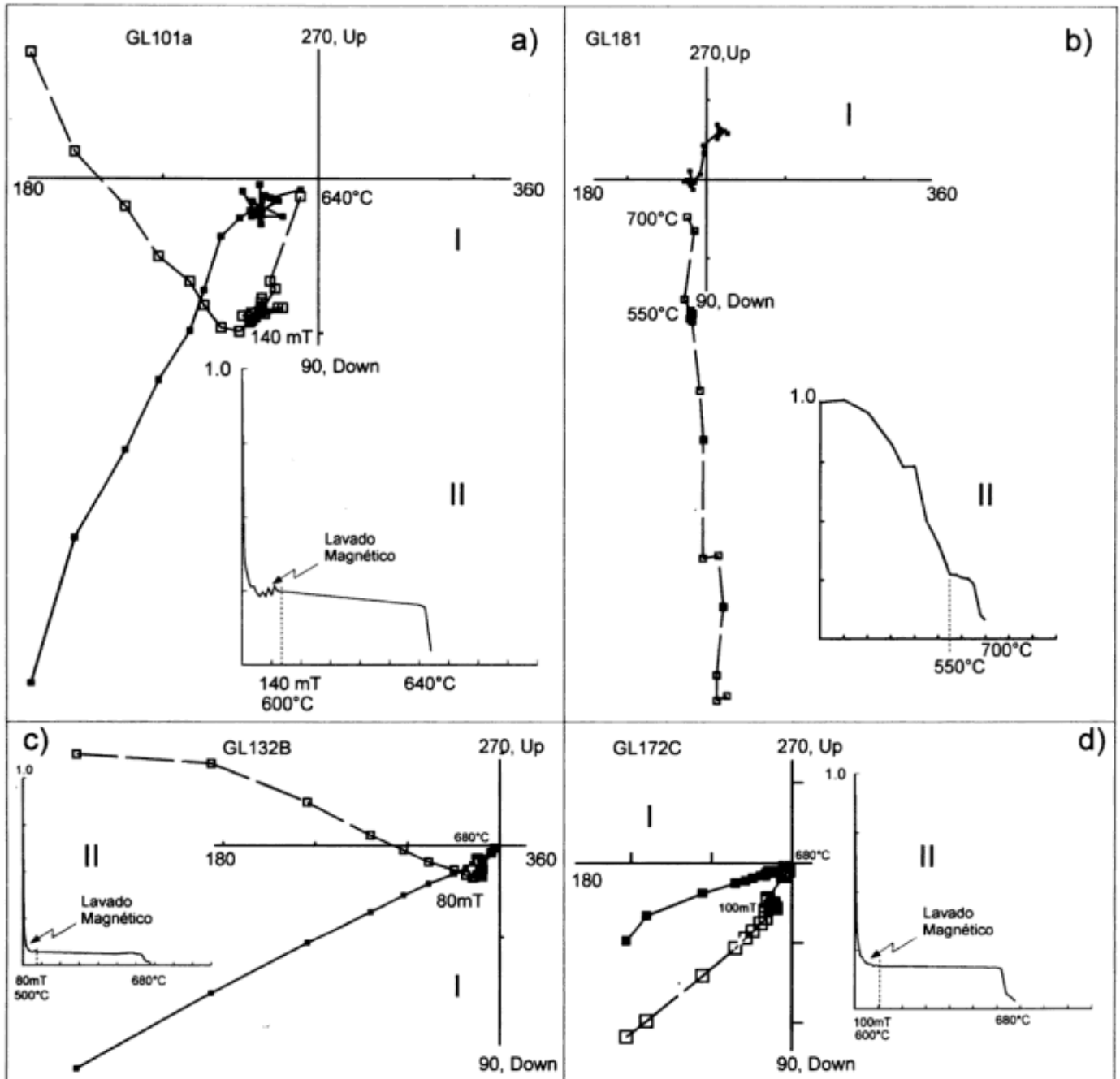
### López Lecube (SLL)

La magnetización remanente portada por estas rocas, tuvo un comportamiento estable en todos los especímenes analizados (Fig. 3), que en general, son portadores de dos componentes magnéticas. Una primera componente: Población (1) que generalmente presenta inclinación negativa (Fig. 4), polaridad normal para el hemisferio sur y una segunda componente: Población (2), con dirección sudeste e inclinación positiva (Fig. 4), polaridad reversa para el hemisferio sur.

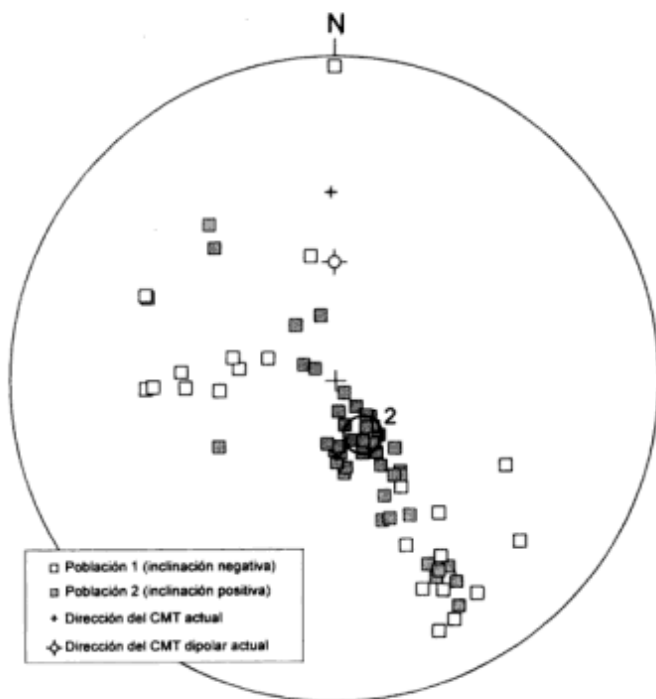


La componente 1 es de menores fuerzas coercitivas, pudiéndose aislar con el lavado magnético por debajo de los 70 mT y de los 500° C en el caso del lavado térmico (Fig. 3). La componente 2, presentó fuerzas coercitivas mayores y no pudo ser desmagnetizada con el lavado AF. Si pudo ser definida con la aplicación de desmagnetización térmica con posterioridad a los lavados AF hasta 80-100 mT (Fig. 3). Es-

ta segunda componente presentó temperaturas de bloqueo superiores a los 650° C, caracterizándose por tender al origen de coordenadas en la representación vectorial de Zijderveld, sin embargo, cabe destacar que en algunos especímenes analizados se observaron gráficos ortogonales curvos (Fig. 3a). Las direcciones aisladas en dos muestras de mano resultaron tener menor inclinación que el resto, razón por la



**Figura 3:** Comportamiento magnético típico de algunos especímenes provenientes de la localidad de López Lecube (véase ubicación en Fig. 1) sometidos a lavados magnéticos y térmicos. I: Diagramas de Zijderveld. Cuadrados abiertos indican proyecciones en el plano vertical; cuadrados llenos indican proyecciones en el plano horizontal. Los números sobre los ejes indican el azimut geográfico. II: Decaimiento de la intensidad original luego de cada etapa de desmagnetización.



**Figura 4:** Direcciones aisladas en los especímenes provenientes de la localidad de López Lecube (véase ubicación en Fig. 1) para las componentes 1 y 2. Símbolos abiertos indican inclinación negativa; símbolos cerrados indican inclinación positiva. La dirección media final de la población 2 fue obtenida a partir de los especímenes bien agrupados del segundo cuadrante. Aquellos de menor inclinación fueron descartados para evitar la contaminación del dato paleomagnético.

cual no fueron utilizadas en los cálculos para evitar la contaminación del dato paleomagnético.

Las temperaturas de bloqueo y las fuerzas de coercitividad (Fig. 5) determinadas en cinco especímenes, dan indicio de que podría haber dos minerales portadores de la magnetización. La componente 1 sería portada por magnetita multidominio (identificada también en corte delgado) y la componente 2 por una mezcla de magnetita y hematita. Las fuerzas de coercitividad entre 10 y 30 mT y la relación  $J_r/J_s < 0.5$ , a la vez que la caída abrupta de la intensidad cuando las muestras son sometidas a lavados por campos alternos, indican la presencia de esta mineralogía (tabla de referencia tomada de Roberts *et al.* 1995).

Las direcciones medias finales por sitio obtenidas a partir de la componente 2, se presentan en la Tabla 1. No se realizó corrección por estructura, ya que dadas las características del afloramiento no hay ninguna relación visible con rocas vecinas que nos permitan inferir una posible posición estructural; por otra parte según Varela *et al.* (1985) este cuerpo intrusivo no habría sufrido ninguna estructuración mayor posterior a su emplazamiento. A partir del promedio de estas tres direcciones (Declinación =

**Tabla 1:** Direcciones medias finales en los tres sitios de muestreo de la Población 2, para López Lecube.

Sitio	N/n	Direc. medias características. Pobl. 2			
		Dec.	Inc.	k	$\alpha_{95}$
Gl1	14/9	166.54	64.63	91.98	5.4
Gl2	18/14	158.8	64.22	44.38	6
Gl3	14/10	146.69	71.6	277.4	2.9
Total	33	158.16	66.77	62.863	3.2

N: cantidad total de especímenes del sitio procesados; n es la cantidad de especímenes utilizados en el cálculo de la dirección media. Dec: declinación; Inc: inclinación. k y  $\alpha_{95}$  son parámetros estadísticos de Fisher (1953).

158, Inclinación = 66.8,  $N=3$ ,  $\alpha=3.2^\circ$  y  $k=63$ ) se obtuvieron tres polos geomagnéticos virtuales (PGVs), con los que se calculó un Polo Geomagnético promedio (PGp), preliminar para esta localidad.

### González Chaves (GCh)

Se determinó la presencia de dos componentes magnéticas (Fig. 6 y 7) en las muestras analizadas. La primera aislada entre los  $150^\circ$  y  $500^\circ$  C, componente 1, o de bajas temperaturas de bloqueo y la segunda, entre los  $500^\circ$  y  $650 - 680^\circ$  C, componente 2, o de altas temperaturas de bloqueo.

Ambas componentes 1 y 2 tienen inclinación negativa. Sin embargo las componentes 1 están representadas por direcciones que tienden a agruparse hacia el nor-noroeste más o menos dispersas, mientras que las direcciones 2 están agrupadas hacia el nor-noreste (Fig. 7), a excepción de las muestras de mano Gl081 (4 especímenes) y Gl007 (1 espécimen) que presentaron direcciones S, e inclinación positiva (Fig. 6a, c y 7), pero con el mismo comportamiento magnético (Fig. 8).

**Tabla 2:** Direcciones medias finales de la población 2 en los tres sitios de muestreo de la localidad de González Chaves.

Sitio	N/n	Direc. medias características. Pobl. 2			
		Dec	Inc	k	$\alpha_{95}$
Gh1	16/5	173.40	57.55	66.32	9.5
Gh2	8/5	14.32	-51.67	60.66	9.9
Gh3	10/9	15.19	-62.20	169.73	4
Total	19	7.7	-57.54	91.58	13

N: cantidad total de especímenes del sitio procesados; n es la cantidad de especímenes utilizados en el cálculo de la dirección media. El sitio Gh1 se promedió con su dirección antípoda. Dec: declinación; Inc: inclinación. k y  $\alpha_{95}$  son parámetros estadísticos de Fisher (1953).

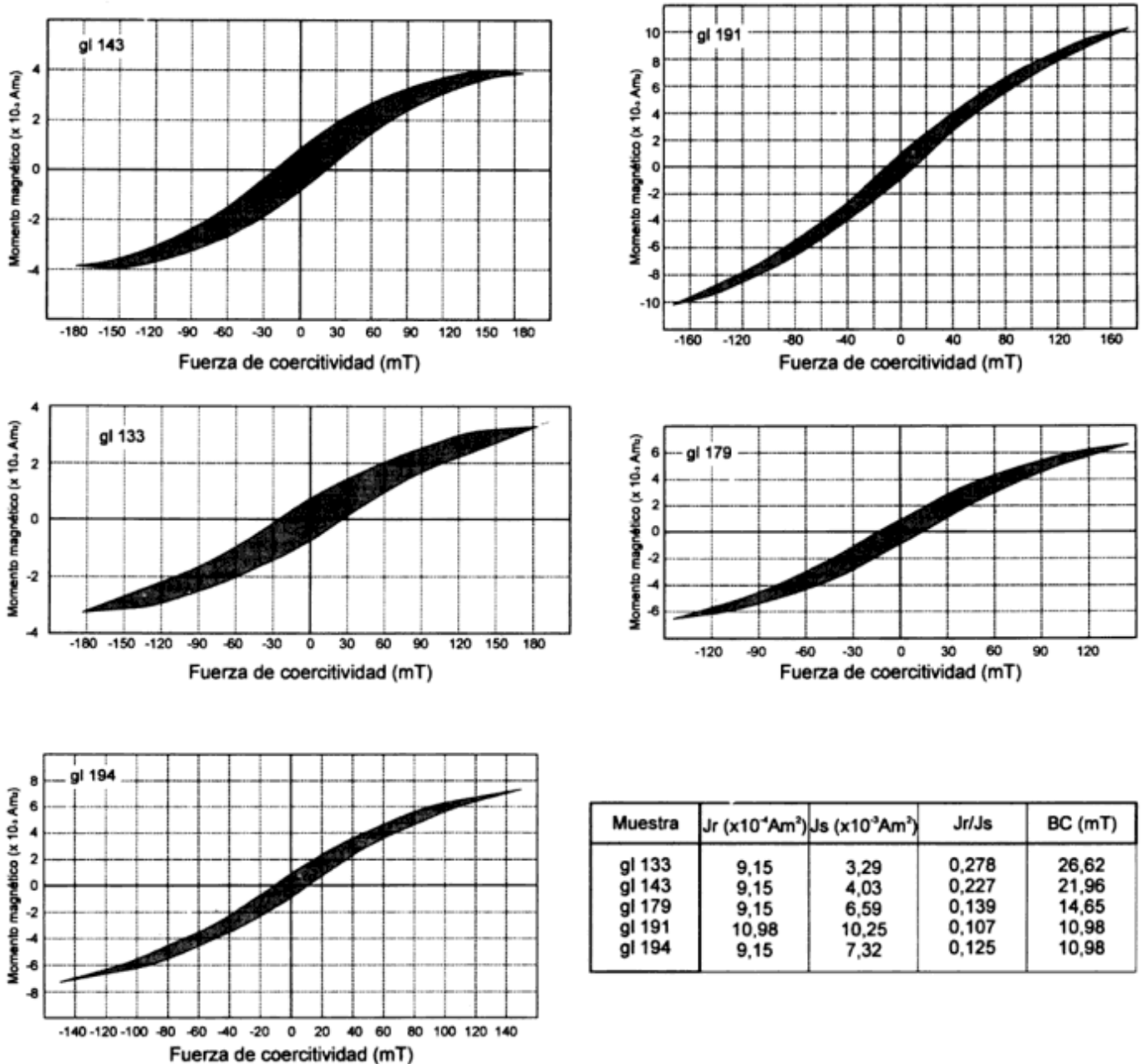


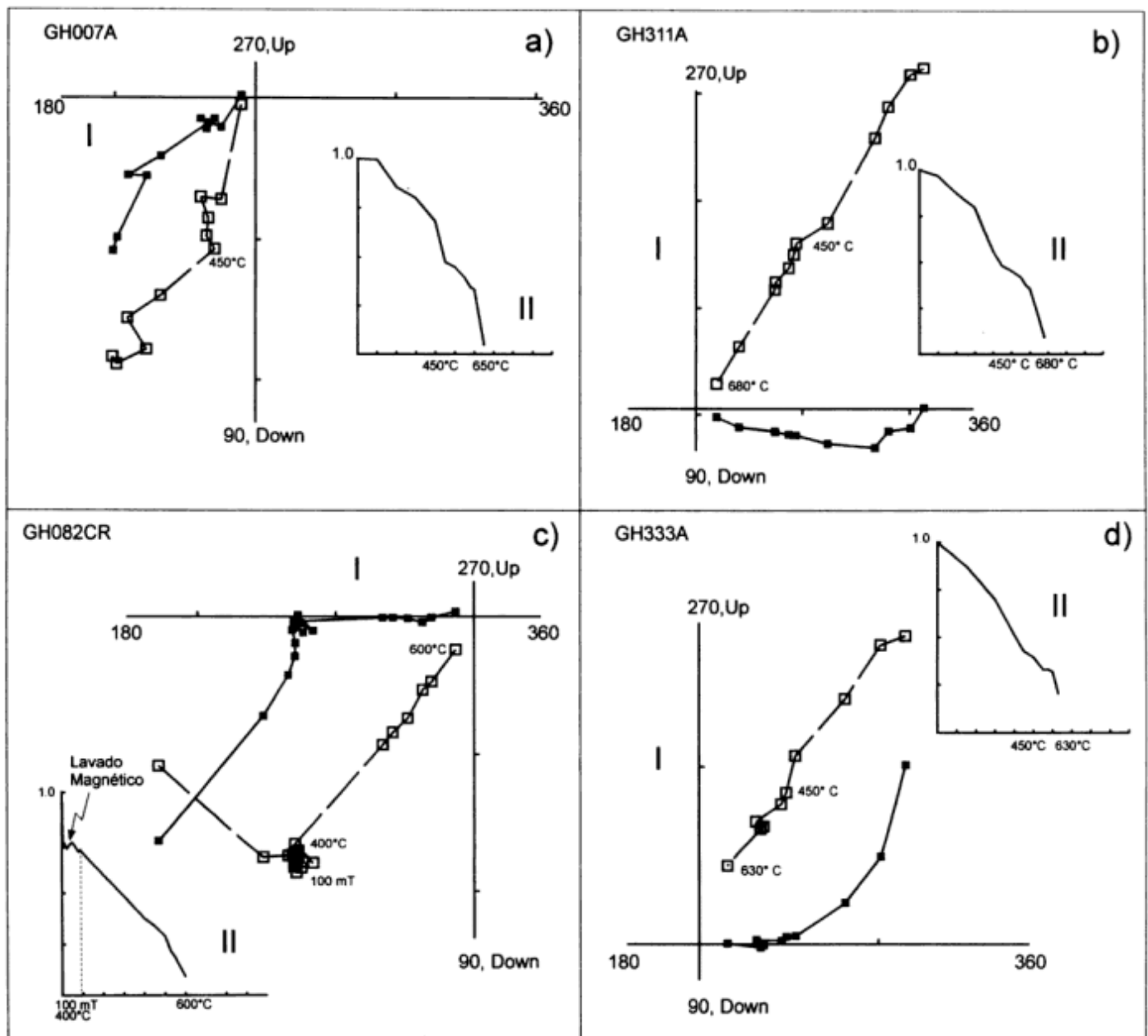
Figura 5: Ciclos de histéresis realizados sobre 5 muestras de la sienita López Lecube. En la tabla se dan los valores de:  $J_s$ , magnetización de saturación;  $J_r$ , magnetización de remanencia; BC, fuerza coercitiva;  $J_r/J_s$ , relación entre la magnetización de remanencia y de saturación.

Si bien es cierto que la población 1 y 2 tienen una posición cercana al campo dipolar actual (Fig. 7), las direcciones medias finales de ambas son muy distintas: población 1:  $n=17$ , Declinación = 333.5, Inclinación = -53.5,  $\alpha_{95}=9.2^\circ$ ,  $k=16$  (este valor fue calculado promediando únicamente las direcciones del cuarto cuadrante); población 2:  $n=14$ , Declinación = 15, Inclinación = -58.46,  $\alpha_{95}=4.5^\circ$ ,  $k=78$ , sus círculos de confianza no se intersectan entre sí, de manera tal que se discriminan estadísticamente y no contienen a la dirección del campo dipolar actual (Fig. 7). Esto

indica que se puede considerar a 1 y 2 como dos poblaciones diferentes.

Las temperaturas de bloqueo por encima de los  $580^\circ \text{C}$  - alcanzando los  $680^\circ \text{C}$ , indican que el mineral portador de la magnetización de las componentes duras (2) para esta localidad, puede ser la magnetita y/o la hematita.

Se calcularon las direcciones medias finales (Tabla 2) de la población 2 para los tres sitios de muestreo. A partir del promedio de estas tres direcciones (Declinación = 7.7, Inclinación = -57.54,  $N=3$ ,  $\alpha=13^\circ$



**Figura 6:** Comportamiento magnético típico de algunos especímenes provenientes de la localidad de González Chaves (véase ubicación en Fig. 1) sometidos a lavados magnéticos y térmicos. Véase referencias en la Fig. 3.

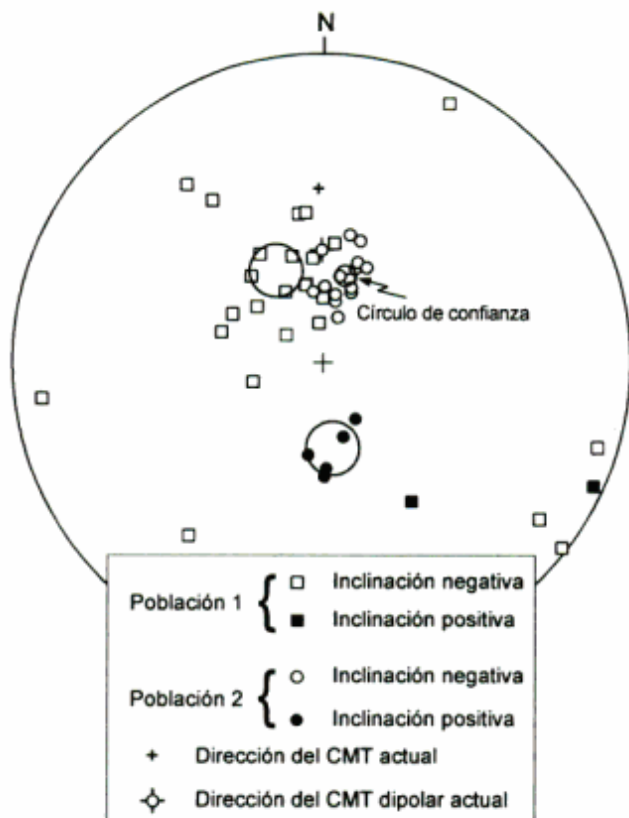
y  $k=91.5$ ) se obtuvieron tres polos geomagnéticos virtuales (PGVs), con los que se calculó un Polo Geomagnético promedio (PGp).

#### *Medición de la anisotropía de la susceptibilidad magnética en López Lecube*

En algunos especímenes de la SLL, se midió la anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM). El método consiste en la aplicación de un campo magnético débil en distintas direcciones, para evaluar que

magnitud y direcciones adquiere la magnetización inducida en cada una de ellas. Para esto se utilizó un Minisep - Molspin (Ltda.). Estas técnicas permiten determinar la petrofábrica magnética de las rocas y sus posibles implicancias en el origen y/o evolución estructural de las mismas.

La ASM es un tensor simétrico de segundo orden, que se puede representar gráficamente como un elipsoide que queda definido a partir de tres ejes ortogonales:  $k$  máximo ( $k_1$ ),  $k$  intermedio ( $k_2$ ) y  $k$  mínimo ( $k_3$ ), orientados en el espacio con un sistema de coordenadas cartesianas ( $x, y, z$ ). La magnitud y la forma



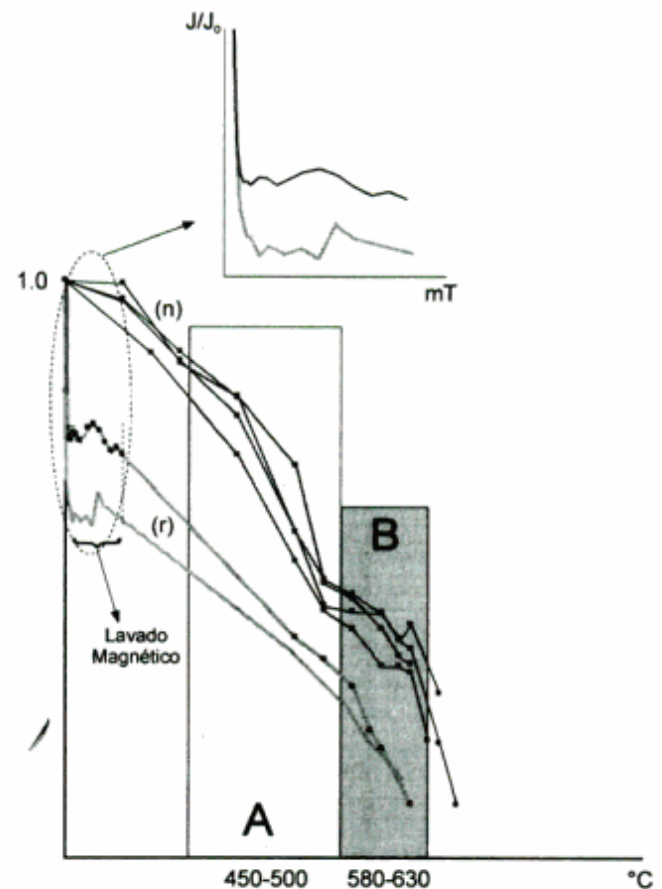
**Figura 7:** Direcciones aisladas en los especímenes provenientes de la localidad de González Chaves (véase ubicación en Fig. 1) para las poblaciones 1 y 2 con sus respectivos círculos de confianza ( $\alpha_{95}$ ). Símbolos abiertos indican inclinación negativa (polaridad normal para el hemisferio sur); símbolos cerrados indican inclinación positiva (polaridad reversa para el hemisferio sur); cuadrados indican población 1; círculos indican población 2.

del elipsoide están dadas por distintos tipos de parámetros que relacionan entre sí a los ejes del elipsoide (Tabla 3). Los más utilizados son: el *grado de anisotropía* ( $P_j$ , Jelinek 1981), *parámetro de forma* ( $T$ ), *foliación* ( $F=k_2/k_3$ ) y *lineación* ( $L=k_1/k_2$ ),  $k_{mean} [(k_1+k_2+k_3)/3]$  (Tarling y Hrouda 1993). Los datos usualmente se grafican sobre una red estereográfica de igual área (Fig. 9).

La fábrica magnética observada en un total de 16 especímenes provenientes de los tres sitios de muestreo, es *prolada* (Fig. 9), con un buen agrupamiento de los ejes del elipsoide de anisotropía. El eje  $k_1$  se agrupa en el oeste, mientras que  $k_2$  y  $k_3$  se disponen en una guirnalda, perpendicular al mismo.

En distintos puntos del cuerpo intrusivo se midieron planos de lineación magmática que están determinados por una orientación subparalela de cristales prismáticos de anfíbol. Este plano contiene al eje  $k_1$  del elipsoide de anisotropía de susceptibilidad magnética (Fig. 9).

Resulta por lo tanto interesante, observar que la



**Figura 8:** Comportamiento magnético de los especímenes de la localidad de González Chaves. Nótese la misma correspondencia entre la muestra reversa (r) y aquellas normales (n).

fábrica magnética de la sienita es consistente con la lineación magmática, dada por la orientación preferencial de los cristales anisotrópicos. Es decir que el eje  $k_1$  de ASM, es paralelo a la lineación mineral. Este hecho es totalmente coherente ya que los cristales de anfíbol tienden a desarrollarse con el eje  $c$  paralelo al esfuerzo principal mínimo ( $\sigma_3$ ) en el momento de emplazamiento del cuerpo. Es también conocido (Tarling y Hrouda 1993) que el eje de ASM  $k_1$  se asocia al esfuerzo principal mínimo  $\sigma_3$ .

Si bien no se cuenta con elementos suficientes para determinar mediante este análisis las características pre, sin o postectónica de este intrusivo, es posible inferir que estas rocas no tienen una impronta tectónica marcada en su fábrica magnética, ya que el eje  $k_3$  no se encuentra individualizado y se distribuye en una guirnalda junto con  $k_2$ . Esto es más indicativo de una fábrica de flujo que de un emplazamiento en condiciones netamente compresivas.

Sobre la base del rango de susceptibilidades medidas ( $k$ ) y el grado de anisotropía ( $P_j$ ) observado, es

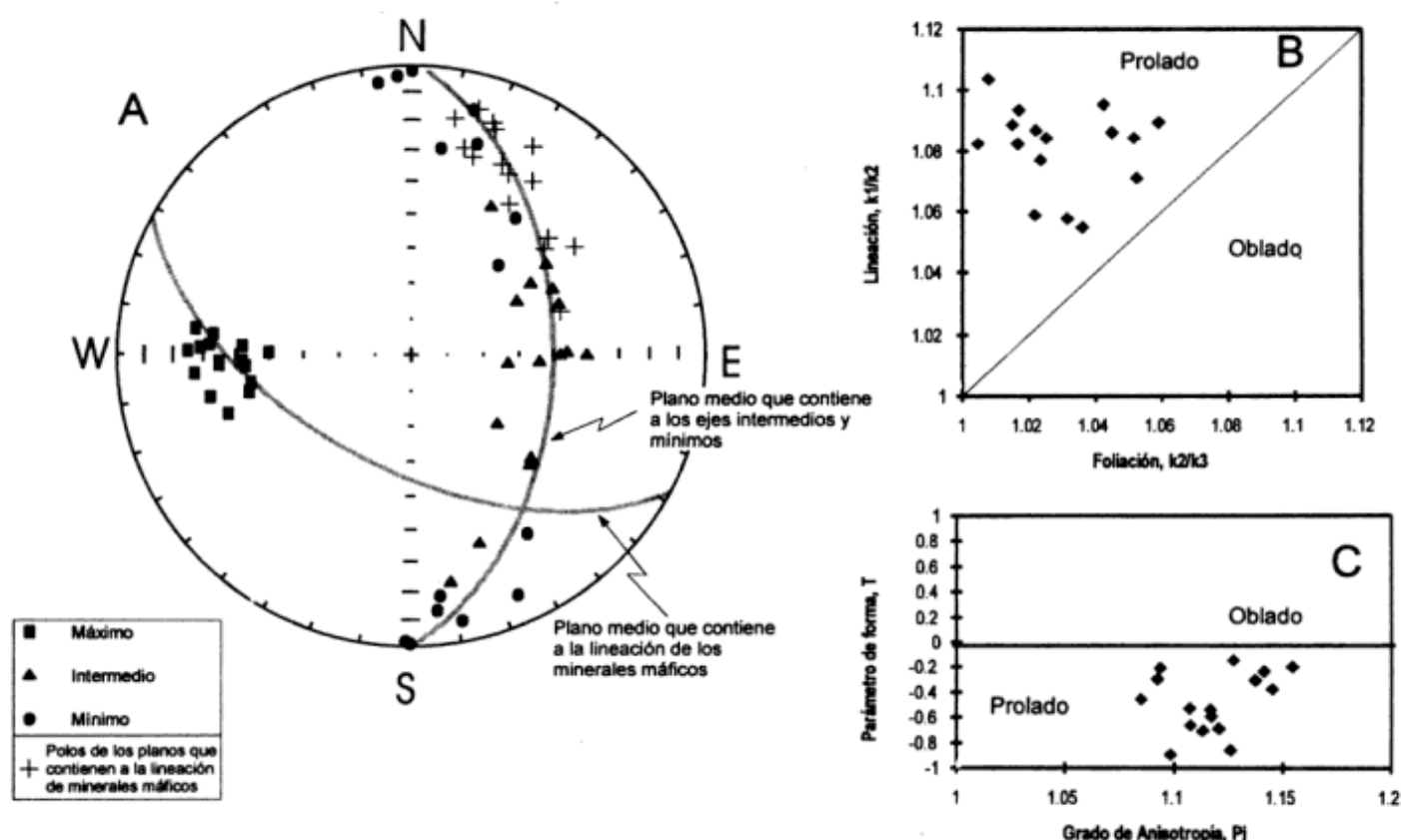


Figura 9: Representación gráfica de los resultados de anisotropía de la susceptibilidad magnética para la sienite López Lecube. A: representación estereográfica. Con + se graficaron los polos de los planos de lineación obtenidos a partir de la orientación preferencial de los minerales anisotrópicos. B y C: relación entre los distintos parámetros que caracterizan el tipo de elipsoide de anisotropía.

Tabla 3: Ejes del elipsoide de anisotropía,  $k_1$ ,  $k_2$  y  $k_3$  y parámetros calculados a partir de la relación entre los distintos ejes.

Nº	K1	K2	K3	F	L	Pj	T	K <sub>mean</sub>
GL101b	2608.74	2405.79	2347	1.025049	1.084359	1.11695	-0.53201	30.8
GL101c	1389.97	1317.59	1271.79	1.036012	1.054934	1.09359	-0.20369	16.7
GL102a	2192.37	2012.56	1900.6	1.058908	1.089344	1.15459	-0.19842	25.6
GL102c	472.73	438.94	428.9	1.023409	1.076981	1.10701	-0.52438	5.6
GL105a	2315.95	2118.02	2083.05	1.016788	1.09345	1.12074	-0.68584	27.3
GL105c	2432.94	2203.82	2187.02	1.007682	1.103965	1.12623	-0.85638	28.6
GL106a	2532.38	2331.29	2230.94	1.044981	1.086257	1.13734	-0.30567	29.7
GL106b	2339.53	2157.9	2052.57	1.051316	1.08417	1.14117	-0.23515	27.5
GL134a	1328.46	1240.52	1178.76	1.052394	1.07089	1.12747	-0.14572	15.7
GL135b	1237	1129.31	1083.37	1.042405	1.095359	1.1453	-0.37366	14.5
GL193a	2075.01	1909	1868.11	1.021888	1.086962	1.11731	-0.58773	24.5
GL195b	1409.83	1332.64	1291.99	1.031463	1.057923	1.09254	-0.29018	16.9
GL201a	2116.04	1955	1923.33	1.016466	1.082373	1.10754	-0.65792	25.1
GL201b	1887.46	1743.93	1735.97	1.004585	1.082303	1.09865	-0.89064	22.5
GL202a	884.72	835.51	817.67	1.021818	1.058898	1.08486	-0.45228	10.6
GL202b	1963.56	1803.82	1777.36	1.014887	1.088557	1.11353	-0.70335	23.2

F= foliación, L= lineación, Pj= grado de anisotropía y T= parámetro de forma, kmean=susceptibilidad media ( $10^{-3}$  SI).

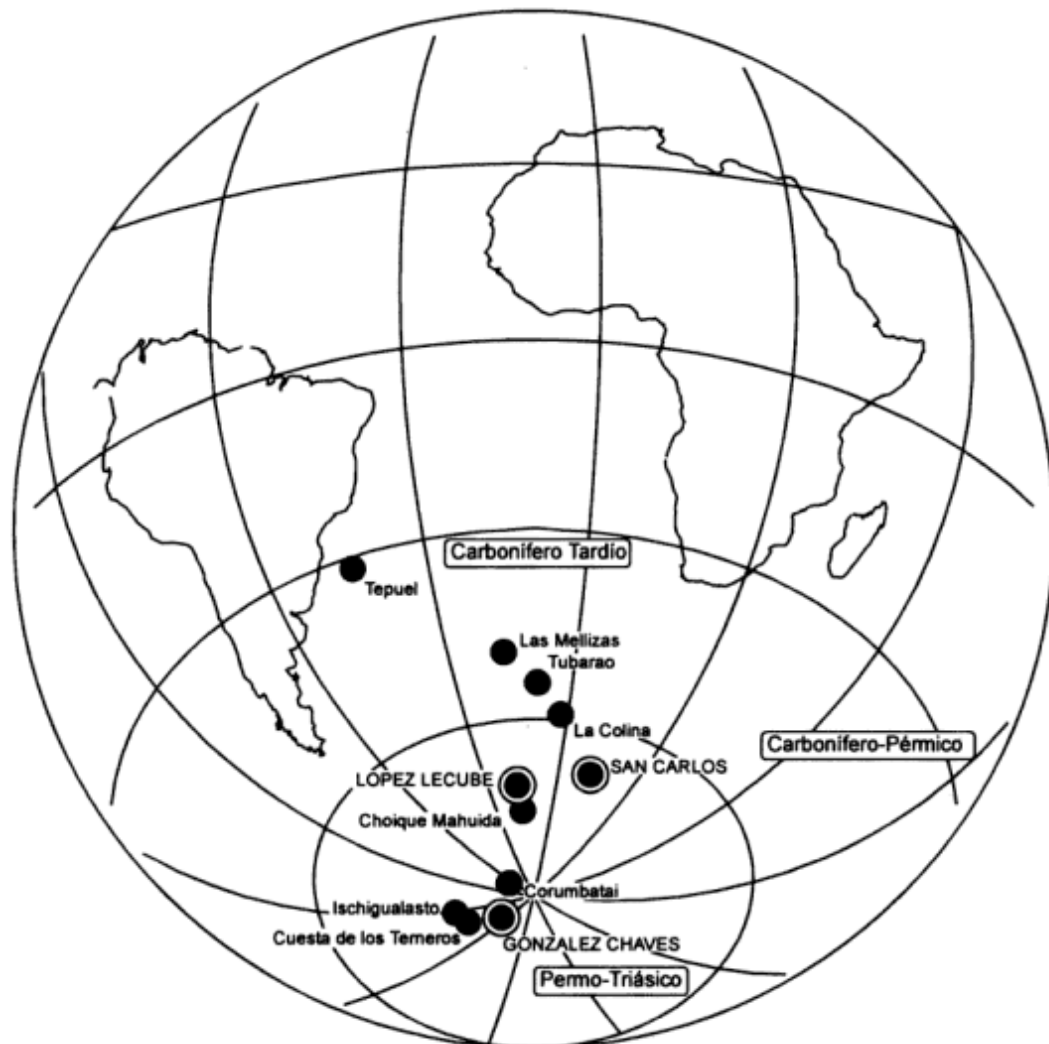
posible considerar estas rocas dentro de las "magnéticas" (Ellwood y Wenner 1981, en Tarling y Hrouda 1993), en las que sus propiedades magnéticas están gobernadas principalmente por el contenido de magnetita. Sin embargo, el análisis de la remanencia y los valores de coercitividad en los ciclos de histéresis, indican la presencia de la hematita. Es común, que cuando ambos minerales están presentes, la anisotropía de la susceptibilidad magnética de las rocas estén dominadas por la magnetita (Tarling y Hrouda 1993).

### Interpretación de los resultados obtenidos

El análisis de los comportamientos magnéticos de cada unidad estudiada permitió aislar distintas com-

ponentes magnéticas. Para la sienita López Lecube la consistencia interna de las direcciones medias finales de la componente 2 en los tres sitios resultó muy buena ( $\alpha_{95}=3.2^\circ$  y  $k=62$ ). En González Chaves, la componente 2 tuvo buen agrupamiento en los sitios 2 y 3, mientras que en el sitio 1 se aisló una componente reversa (antípoda de 2) y con el mismo comportamiento magnético. La consistencia interna de las direcciones medias finales también resultó buena ( $\alpha_{95}=13^\circ$  y  $k=91.6$ ).

A partir de estas direcciones medias finales se calcularon los Polos Geomagnéticos promedios preliminares en cada localidad. En López Lecube resultó de  $70.5^\circ$  lat. S y  $343^\circ$  long. E, con  $N=3$ ,  $\alpha_{95}=13^\circ$  y  $k=89$ . Su posición es consistente con la de los Polos Paleomagnéticos del Pérmico tardío de América del Sur (Fig. 10, Tabla 4). En González Chaves la posición pa-



**Figura 10:** Polos Paleomagnéticos seleccionados en América del Sur entre el Carbonífero y Triásico de la Curva de Desplazamiento Polar Aparente para el Gondwana Occidental. Nótese la posición obtenida para las localidades de López Lecube y González Chaves respecto al Polo Paleomagnético sintectónico de la Formación Tunas en la Estancia San Carlos.

**Tabla 4:** Polos Paleomagnéticos de América del Sur, utilizando la selección de Rapalini y Vizán (1993), mostrados en la Fig. 10.

Unidad Geológica	Edad	Latitud	longitud	$\alpha_{95}$	Referencia
TP, Grupo Tepuel	Cm	-31.7	316	16/15	Rapalini et al. 1994
La Colina, Las Mellizas	Cu-Pl	-49	343	5	Sinito et al. 1979
Grupo Tubarao, Brasil	Cu	-54	351	6	Pascholati y Pacca 1976
Fc. La Colina, inf.	Cu-Pl	-60	358	4	Embleton, 1970
Fc. Choique Mahuida	Pu	-75	344	15	Conti y Rapalini 1990
Fc. Corumbatai, Brasil	Pu	-86	294	14	Valencio et al. 1975a
C Terneros, lavas (A)	Tr	-80	228	10	Creer, et al. 1970
Ischigualasto lavas	Tru	-79	239	15	Valencio et al. 1975b
Fc. Tunas	Pl	-62	13	9	Tomezzoli y Vilas 1996a

leopolar calculada es de  $84,0^\circ$  lat. S y  $215,8^\circ$  long. E, con  $N=3$ ,  $\alpha_{95}=17^\circ$  y  $k=53$ . Su posición es consistente con la de los Polos Paleomagnéticos triásicos de América del Sur (Fig. 10, Tabla 4).

Para la sienita López Lecube la posición del PGp y las polaridades magnéticas obtenidas que resultaron en su totalidad reversas (o sea de inclinación positiva para el hemisferio sur), permiten acotar su edad dentro del intervalo magnético Kiaman (Molina Garza *et al.* 1989), que culminaría a los 260-265 Ma, es decir Pérmico tardío.

En la Fig. 10 se puede observar que el polo geomagnético promedio de López Lecube ocupa casi la misma posición que el de la Formación Choique Mahuida (Conti y Rapalini 1990), obtenido a partir de rocas volcánicas riolíticas e ignimbríticas, donde también se aisló una magnetización con polaridad reversa con características similares a las de la SLL. Sobre el Miembro Cerro Salinas de la Formación Choique Mahuida hay una edad radimétrica (K/Ar) de  $254 \pm 10$  Ma (Linares *et al.* 1980). Los resultados paleomagnéticos obtenidos apoyan la hipótesis de que estas rocas pertenecen a un mismo evento magmático coetáneo en ambas localidades, para los tiempos pérmicos, tal como ya lo sugirieron Varela *et al.* (1985).

La magnetización aislada a altas temperaturas en López Lecube, está portada por magnetita y hematita, ambos minerales de origen primario. Sin embargo y tal como es de esperar la ASM está dominada por la magnetita. La fábrica magnética es coaxial con la fábrica magmática, siendo el eje  $k_1$  paralelo a lineación. A partir de los datos disponibles, teniendo en cuenta que este cuerpo intrusivo es puntual y no hay evidencias de ningún otro tipo de rocas en zonas cercanas, se puede inferir que estas rocas no tienen una impronta tectónica en su fábrica magnética. Sin embargo, es necesario profundizar más sobre este as-

pecto, dado que los datos de anisotropía disponibles hasta el presente no alcanzan por ejemplo a aquellos sectores donde se observó una lineación subparalela muy marcada de los minerales máficos.

En González Chaves el tipo de afloramiento condiciona desfavorablemente un estudio paleomagnético más detallado; la magnetización aislada de inclinación negativa muy cercana al campo dipolar actual y la posición horizontal de los estratos dificulta su interpretación. No obstante esto, la posición paleopolar de la dirección media final aislada a altas temperaturas (2), es la misma que la de los Polos Paleomagnéticos triásicos de América del Sur. Por estas razones y dado que no hay evidencias de metamorfismo, ni deformación posterior a su depositación, no se puede descartar que la magnetización (2), sea de origen primario y de edad Post-Kiaman, posiblemente triásica pero no se puede descartar que sea más joven. El mineral portador sería principalmente la magnetita y en menor proporción la hematita.

Los resultados obtenidos son coherentes con el Polo Paleomagnético de la Formación Tunas (Tomezzoli y Vilas 1996 a), en la Estancia San Carlos (Fig. 1), dentro del ámbito geológico de las Sierras Australes, donde se aisló una magnetización reversa de origen sintectónico a postectónico (Fig. 10), de edad Pérmico temprano. Asimismo, hay que remarcar la inconsistencia entre el PGp hallado para la SLL y su ubicación en la CDPA con la edad radimétrica. Es así que el evento de deformación que afectó a la Sierra de la Ventana en el Paleozoico tardío estaría acotado por la edad de la Formación Tunas (pérmica) y el emplazamiento de la SLL, que tal como se ve en la CDPA es un poco más joven que la misma. Por otra parte en González Chaves la edad del PGp hallado sería consistente con un modelo de cuenca de antepaís en la que su depocentro fue migrando hacia el noreste.



## Agradecimientos

Se desea agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET), Proyecto PIA N° 6218, al Laboratorio de Paleomagnetismo "D. A. Valencio" y al Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires (Proyecto UBA-CYT EX135), bajo cuyo amparo se está llevando a cabo este Proyecto de Investigación. Al Laboratorio de Paleomagnetismo del Instituto Astronómico y Geofísico de la Universidad de San Pablo (IAG-USP), que facilitó gentilmente el equipamiento para la medición de la ASM. A A. Rapalini que midió desinteresadamente los especímenes de ASM y por la lectura crítica del manuscrito original. Al establecimiento San Rafael, en particular a Luppia, por su hospitalidad e interés. A Somoza, Vizán, Mena y Vasquez, por las sugerencias aportadas. A Brodtkorb, Quenardelle y Scasso por su colaboración en la observación de cortes delgados y especialmente a E. Cristallini, por su colaboración en las tareas de campo y gabinete. Este agradecimiento se extiende hacia Rossello y otro árbitro anónimo, cuyos aportes permitieron enriquecer considerablemente el presente trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R. R., Iñiguez Rodríguez, A. M., Lluch, J.J., y Rodríguez, S., 1989. Cuenca paleozoica de Ventania. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L., (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica, pp. 953-965, Universidad Nacional de Tucumán.
- Arrondo, O. G. y Petriella, B. T., 1982. Plantas fósiles de los sedimentos neopaleozoicos aflorantes en la zona interserrana de la Provincia de Buenos Aires. Boletín del Proyecto IGCP 42, pp. 5-19. Montevideo.
- Bonarelli, G. y Pastore, F. 1915. Una cantera de granito cerca de la Estación López Lecube (FCS), en el Partido de Villariño (Provincia de Buenos Aires). Anales Museo Nacional de Historia Natural, 27: 127-138. Buenos Aires.
- Calmels, A., 1955. Estudio geológico y petrográfico de la Cantera de López Lecube. Provincia de Buenos Aires. Tesis Museo de la Plata 222, pp. 91. (Inédito).
- Cingolani, C. A. y Varela, R., 1973. Examen geocronológico por el método de las rocas ígneas de las Sierras Australes Bonaerenses. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 1: 349-371. Buenos Aires.
- Conti, C. M. y Rapalini, A. E., 1990. Paleomagnetismo de la Formación Choique-Mahuida, aflorante en la Sierra Homónima, Provincia de la Pampa, República Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 2: 235-238. San Juan.
- Creer, K. M., Embleton, B. J. J. y Valencio, D. A., 1970. Triassic and Permo-Triassic palaeomagnetic data for South América. Earth and Planetary Science Letters, 8: 173-178.
- Cristallini, E. O., 1994. Programa de computación de transferencia de datos del Criogénico 2G Enterprises, al IAPD. Universidad de Buenos. (Inédito).
- Embleton, B. J. J., 1970. Paleomagnetic results for the Permian of South America and a comparison with the African and Australian data. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 21: 105-118.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. Proceedings Royal Society of London, Series A, 217: 295-305.
- Introcaso, A., 1982. Características de la corteza en el positivo bonaerense: Tandilia - Cuenca Interserrana - Ventania, a través de los datos de la gravedad. Instituto de Física de Rosario, 8/82: 1-26, Rosario.
- IUGS, 1979. Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Geology, 7: 331-335.
- Jelinek, K., 1981. Characterization of the magnetic fabric of rocks. Tectonophysics, 79: 63-67.
- Kirschvink, J. L., 1980. The least squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. Geophysical Journal Royal Astronomical Society, 62: 699-718.
- Kostadinoff, J., 1993. Geophysical evidence of a Paleozoic basin in the interhilly area of Buenos Aires province, Argentine. Comptes Rendus XII, ICC-P, 1: 397-404. Buenos Aires.
- Kostadinoff, J. y Font de Affotter, G., 1982. Cuenca interserrana bonaerense, Argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 105-121. Buenos Aires.
- Linares, E., Llambias, E. J. y Latorre, C. O., 1980. Geología de la Provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (1): 87-146.
- Llambias, E. J. y Prozzi, C. R., 1975. Ventania. 6º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 79-102. Buenos Aires.
- López Gamundi, O. R. y Rossello, E. A., 1992. La cuenca interserrana de Claromecó, Argentina: un ejemplo de cuenca de antepaís hercínica. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología. Actas, 4: 55-59. Salamanca.
- López Gamundi, O. R., Conaghan, P. J., Rossello, E. A. y Cobbold, P. R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syn-tectonic sedimentation in a foreland basin. Journal of South American Earth Sciences, 8 (2): 129-142.
- Molina Garza, R. S., Geissman, J. W. y Van der Voo, R., 1989. Paleomagnetism of the Dewey Lake Formation (Late Permian), Northwest Texas, end of the Kiaman Superchron in the North America. Journal of Geophysical Research, 94, B12: 17881-17888.
- Monteverde, A., 1938. Nuevo yacimiento de material pétreo en González Chaves. Revista Minera, 8 (4): 1-11, Buenos Aires.
- Pascholati, E. M. y Pacca, I. G., 1976. Estudio paleomagnético de secciones do Sub-Grupo Itararé. 29 Congreso Brasileiro de Geologia, 2: 275-281, Belo Horizonte.
- Ramos, V. A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva?. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 2: 311-325. Buenos Aires.
- Rapalini, A. E. y Vizán H., 1993. 12º International Congress of Carboniferous Permian, Comptes Rendus 1: 405-434. 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.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J., Llambias, E. J., Labudía, C. y Artabe, A., 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: inner cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. Third ISAG, p: 791- 794. St Malo, Francia.
- Roberts, P. A., Cui, Y. y Verosub, K. L., 1995. Wasp-waisted hysteresis loops: Mineral magnetic characteristics and discrimination of componentes in mixed magnetic systems. Journal of Geophysical Research: 100 (B9): 17.909-17924.
- Ruffo, O., 1996. Aplicación del ciclo de histéresis magnético al Magnetismo de Rocas. Seminario de Física, Universidad de Buenos Aires, p. 72. (Inédito).
- Schiller, W., 1930. Investigaciones geológicas en las montañas del Sudoeste de la Provincia de Buenos Aires. Anales del Museo

- de la Plata. Sección Mineralogía y Geología, 4, 2, 1. 101 pp.
- Sinito, A. M., Valencio, D. A. y Vilas, J. F., 1979. Palaeomagnetism of a sequence of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic red beds from Argentina. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 58: 237-247.
- Tarling, D. H., y Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman & Hall editores. 2-6 Boundary Row, p. 217, London, UK.
- Terraza, J. y Deguillen, A., 1973. Nuevos afloramientos paleozoicos de la Provincia de Buenos Aires. Informe Universidad Nacional de Bahía Blanca. (Inédito).
- Tomezzoli, R. N., Cristallini, E. O., 1996. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (enviado).
- Tomezzoli, R. N. y Vilas, J. F., 1996a. Paleomagnetismo del Grupo Pillahuinco en Sierra de la Ventana (Estancias Las Julianas y San Carlos). *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. 2: 48-488. Buenos Aires.
- Tomezzoli, R. N. y Vilas, J. F., 1996b. Paleomagnetismo de la Formación Tunas en Sierra de la Ventana. Reunión anual del Grupo Argentino de trabajo del Paleozoico Superior, Comunicaciones, pp. 33-34. Buenos Aires.
- Tomezzoli, R. N. y Vilas, J. F., 1996c. Nuevos aportes paleomagnéticos para el Paleozoico Superior de Argentina. Formación Tunas y "granito" López Lecube, Sierras Australes. *39º Congreso Brasileiro de Geologia*, 5, 2: 425 - 427. Bahía, Brasil.
- Torsvik, T. H., 1990. Programa de computación IAPD: Interactive Analysis of Palaeomagnetic data. Universidad de Oxford.
- Valencio, D. A., Rocha-Campos, A. C., y Pacca, I. G., 1975a. Paleomagnetism of some sedimentary rocks of the Late Paleozoic Tubarao and Passa Dois Groups, from the Paraná Basin, Brasil. *Revista Brasileira de Geociencias*, 5: 186-197.
- Valencio, D. A., Mendia, J. E. y Vilas, J. F., 1975b. Palaeomagnetism and K-Ar ages of Triassic igneous rocks from the Ischigualasto - Ischichuca basin and Puesto Viejo Formation, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 319-330.
- Valencio, D. A., 1980. El magnetismo de las rocas. EUDEBA. pp. 351. Buenos Aires.
- Van der Voo, R., 1990. The reliability of paleomagnetic data. *Tectonophysics*, 184: 1-9.
- Varela, R., Dalla Salda, L. H. y Cingolani, C. A., 1985. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 254-261.
- Zambrano, J. J., 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (4): 443-469.
- Zijderveld, A. C., 1967. Demagnetization of rocks: Analysis of results. En: Collinson, D. W., Creer, K. M., y Runcorn S. K. (Eds.). *Methods in Palaeomagnetism*, pp. 254-286, Elsevier, Amsterdam.

**Recibido:** 13 de septiembre, 1996

**Aceptado:** 7 de octubre, 1997

# Las anatexitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo sudoriental del macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina

Roberto MARTINO<sup>1</sup>, Alina GUERESCHI<sup>1</sup> y Jorge SFRAGULLA<sup>2</sup>

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

<sup>2</sup>Dirección de Geología y Minería de Córdoba, Av. Hipólito Yrigoyen 401, 5000 Córdoba

**ABSTRACT.** *Anatexites and auriferous veins from Río Hondo, San Carlos Massif, Córdoba, Argentina.* The Sierras Pampeanas near Córdoba consist mainly of medium grade metamorphic rocks (tonalitic gneisses, amphibolites and marbles) grading to NNW trending belts of homogeneous and heterogeneous cordierite-bearing migmatites. The San Carlos Massif represent the biggest and it is situated in the north-western part of the Sierras. Is composed mainly by homogeneous tonalitic migmatites (plagioclase-quartz-biotite-garnet-cordierite ± potash feldspar). At Río Hondo, in the south-eastern part of the San Carlos Massif, stromatic migmatite are intruded by homogeneous migmatites (diatexites). It is possible to identify septa of quartz-feldspathic gneisses, amphibolites and marbles. All those rocks are intruded by dykes, veins and pegmatites in a complex pattern. Veins with a well-developed comb texture are mineralized with auriferous sulfides (pyrite). Based on textural paths followed by rocks cropping out at Río Hondo a clockwise loop is established. After overcome stability of St + Qtz and Ms + Qtz conditions, these rocks reached peak conditions (M2) producing anatexis and developing the main S<sub>2</sub> foliation. Diatexites suffered a partial remobilization and intruded the metatexites. After the metamorphic peak a decompressive event (M3) took place, producing cordierite and plagioclase coronas around garnet and potash feldspar in the matrix. A cooling event (M4) followed decompression is evidenced by biotite coronas around garnet. The path was closed during the M5 event developed at lower temperatures and producing pinnite, chlorite, calcite and clinozoisite. Previously proposed textural equilibria of cordierite-garnet during the peak conditions of M2 was not able to be proved. Instead, it was possible to check the consumption of the garnet by cordierite and to prove that cordierite is not a prograde phase but a retrograde one developed during M3 through solid-solid reactions. Metamorphic and deformational events can be summarized in two stages. Stage One is dominated by metamorphism and ductile deformation, and Stage Two affects rigid lithologies deformed in a brittle manner without metamorphism but with magmatism associated with gold-bearing vein emplacement. -Stage One: deformational event D2 concomitant with M2 peak conditions developed S<sub>2</sub> foliation related to axial plane of recumbent folds (F1). Previous foliation F1 forming intrafoliar folded foliation S<sub>1</sub> (F1) and relictic paragenesis St + Qtz y Ms + Qtz allow to deduce a M1-D1 event prior to M2-D2. During deformational event D3 intrafoliar extensional shear movements occurred producing strong asymmetric folds F2. This event D3 was related to mobilization and emplacement of diatexites. Both folds (F1 + F2) were reworked by macroscopically smooth coaxial F3 folding by the D4 deformational event with axis plunging to the E and S<sub>4</sub> axial planes trending NE-SW and dipping to S. The D5 deformational event produced centimetric reverse mylonitic bands (S<sub>5</sub>) cutting at high angles the main S<sub>2</sub> foliation. This event was associated with uplift and thrusting of cortical scale blocks that provoked unroofing and decompression evidenced by retrograde coronas during M3 and M4 metamorphic events. The general orientation nearly E-W of S<sub>2</sub> foliation and the F3 folding is anomalously oriented considering standard trends NNW with E dipping of S<sub>2</sub> produced by folds verging to the west and subhorizontal axis NNW-SSE at Sierra de Córdoba. -Stage Two: during this stage extensional auriferous veins oriented E-W and dipping to the S were emplaced cutting S<sub>2</sub> and the regional faulting. We propose here that these mineralizations were unrelated to the main metamorphism but it were linked to a regional brittle tectonic postdating lower Carboniferous emplacement of Achala batholith.

## Introducción

El basamento metamórfico-migmático de las Sierras Pampeanas de Córdoba se caracteriza por el desarrollo de grandes áreas migmatíticas con forma de fajas de rumbo NNO. El extremo septentrional de una de las más importantes es el denominado "Maci-

zo Migmatítico de San Carlos", definido por Gordillo (1979).

Este macizo, que ocupa un área superior a 1.000 km<sup>2</sup>, se ubica en el sector centro-occidental de las sierras de Córdoba, estando limitado al este por la cumbre de Gaspar y al oeste por la sierra de Pocho (Fig. 1).

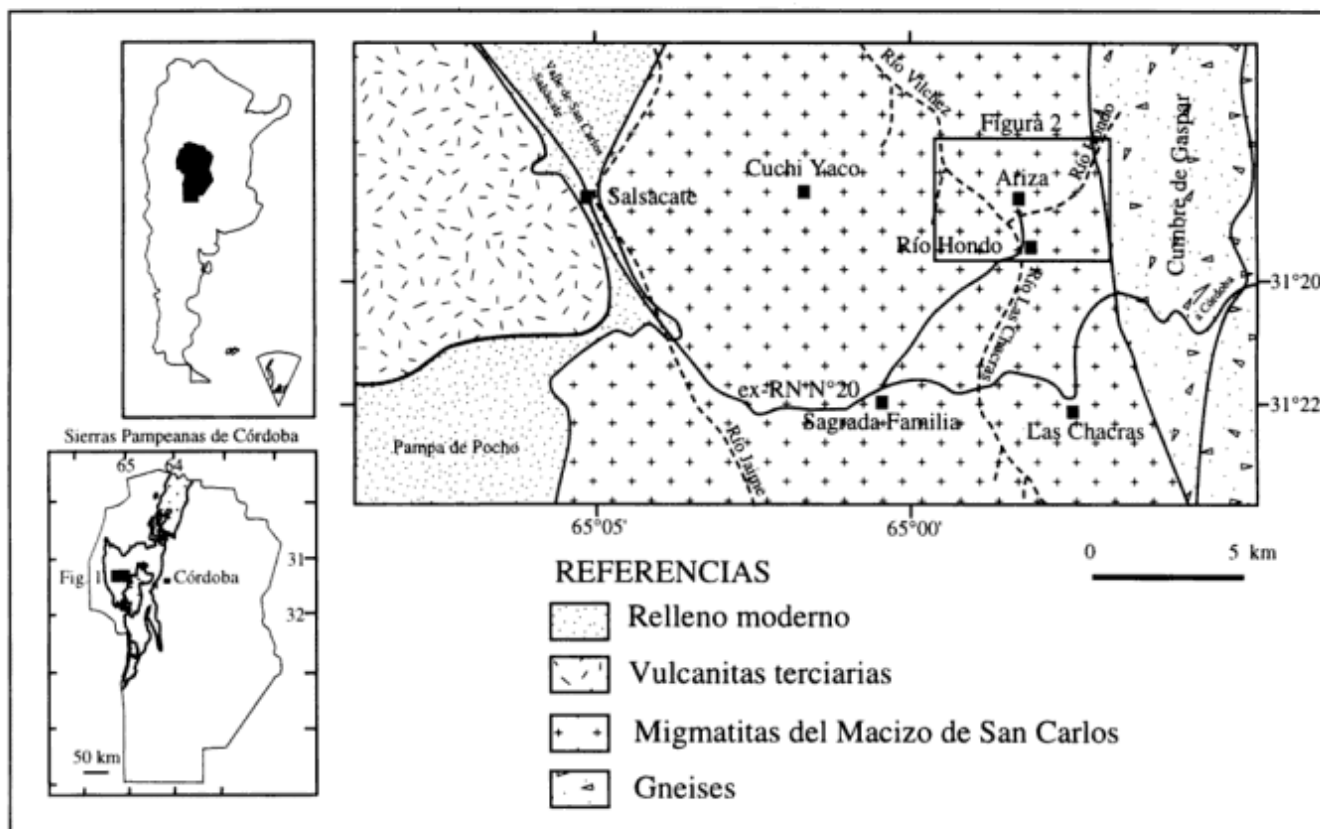


Figura 1: Ubicación geográfica y accesos.

La litología predominante fue definida por Gordillo (1979, 1984) como "Migmatita Tonalítica de San Carlos". Son rocas de color gris oscuro, con textura granuda y aspecto granitoide, compuestas por minerales aluminosos como granate, cordierita y escasa sillimanita. A menudo se reconocen intercalaciones paleosomáticas de esquistos, gneises y, en menor cantidad, mármoles y anfibolitas. A la altura de la ex-ruta nacional N° 20 y en un perfil este-oeste, se observaría un cambio gradual, desde la cumbre de Gaspar, compuesta esencialmente por gneises tonalíticos y esquistos, a las migmatitas heterogéneas (estromatitas) del río Chávez, las que más hacia el oeste pasarían a migmatitas homogéneas (diatexitas), con aspecto y composición granítica (Diatexitas Juan XXIII), con frecuentes nódulos de cordierita y granate, y finalmente a la migmatita de San Carlos, pobre en feldespato potásico, pero siempre con granate y cordierita. En general, en la "Migmatita Tonalítica de San Carlos" no se observa una foliación bien definida, a lo que se suma su textura granuda y la falta de leucosomas graníticos.

En la región de Río Hondo, en el extremo sudeste del macizo de San Carlos (Fig. 2), afloran un conjunto de anatexitas en las cuales es posible observar las relaciones de campo, petrográficas y estructurales

existentes entre ambos tipos de migmatitas, pudiéndose corroborar que las diatexitas cortan a las estromatitas, siendo luego ambas deformadas de manera compleja en el campo dúctil, lo que oblitera las relaciones entre ambas y dificulta las observaciones. Luego sobrevienen deformaciones frágiles, con emplazamiento de distintos tipos de venas y filones con mineralizaciones de oro.

Este trabajo tiene dos objetivos principales: 1) describir los tipos litológicos y estructuras aflorantes en el área de Río Hondo, principalmente las anatexitas y las venas auríferas, poniéndolas en un contexto evolutivo; y 2) relacionar esa historia evolutiva dúctil con la historia frágil, a fin de establecer las relaciones geométricas y el momento probable de emplazamiento de las venas auríferas. Cabe aclarar que este es el primer trabajo de naturaleza petrográfica-estructural que se realiza en la región.

El sector de Río Hondo se encuentra unos 5 kilómetros al norte de la localidad de Las Chacras (o Tala Cañada) y a 122 kilómetros de la ciudad de Córdoba, por la ex-ruta nacional N° 20, en la pedanía Tala Cañada del departamento Pocho (provincia de Córdoba), y a una altura que varía entre los 1300 y 1400 m s.n.m. Dicha región se halla dentro del labio bajo de la falla regional que levanta la sierra Grande y la

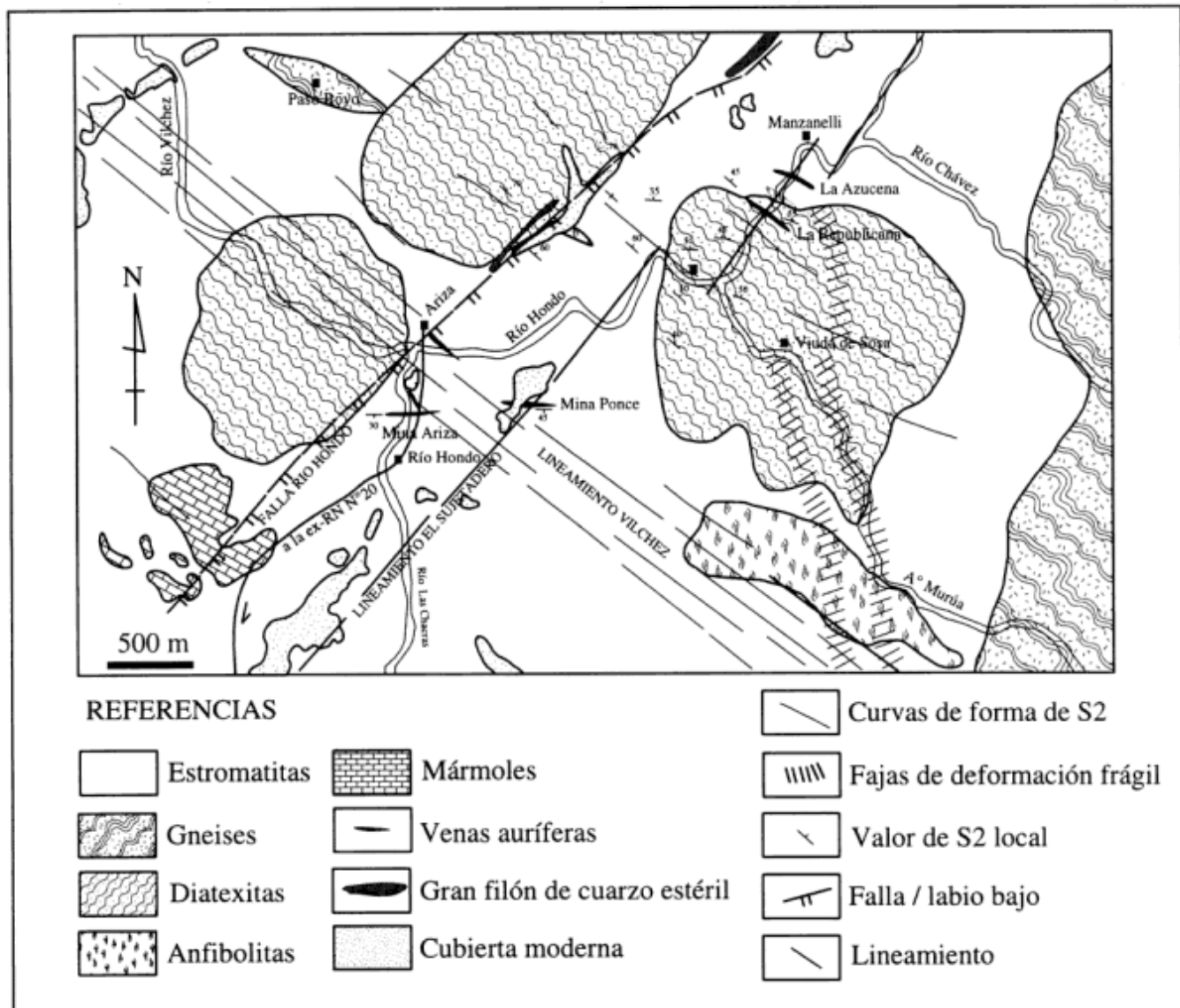


Figura 2: Mapa geológico del sector de Río Hondo.

cumbre de Gaspar, poniendo en contacto esas serranías con el extremo sudoriental del macizo de San Carlos. El relieve general es chato, descendiendo hacia el valle de San Carlos-Salsacate al oeste. Se caracteriza por un paisaje constituido por afloramientos más o menos aislados de grandes bochas que recuerdan a los paisajes graníticos, producto de la meteorización de las migmatitas homogéneas que interrumpen la profusa cubierta vegetal. Se destacan, además, algunos crestones y formas lineales que corresponden a las migmatitas heterogéneas (estromatitas) y filones de cuarzo respectivamente. Otro rasgo notorio dentro de la morfología del área lo constituyen los afloramientos anulares de mármoles, los que en una primera aproximación pueden confundirse con una estructura en domo y cuenca; sin embar-

go, la comprobación de campo demuestra que ese es un efecto topográfico debido al bajo buzamiento que presenta la foliación.

### Petrografía

En el sector estudiado la asociación litológica predominante la constituyen estromatitas y diatexitas (éstas últimas de relaciones intrusivas con las primeras), entre las que se intercalan gneises, anfibolitas y mármoles. Todo el conjunto se halla intruido a su vez por un complejo sistema de filones, pegmatitas y venas, entre los que cabe destacar venas de granitos granatíferos porfíricos, un gran filón de cuarzo hidrotermal estéril y vetas de cuarzo mineralizadas

con oro. A continuación se describirá cada una de las litologías mencionadas.

### *Estromatitas*

Son rocas con una foliación  $S_2$  grosera marcada por la orientación preferencial de las láminas de biotita y por un bandeo composicional que define la estructura estromatítica visible en muestras de mano y a escala del afloramiento. Siguiendo la nomenclatura de Mehnert (1968) y Johannes (1983), es posible distinguir tres elementos en estas migmatitas: leucosomas, melanosomas y mesosomas.

*Leucosomas*: de acuerdo con su composición se identifican dos tipos de leucosomas cuarzo-feldespáticos: uno está formado por cuarzo + plagioclasa, y el otro contiene, además, feldespato potásico. Son de color blanco amarillento, a menudo teñidos por óxidos de hierro, y tienen forma de vainas o venas de ancho variable (1-2 cm), con bordes irregulares. Frecuentemente forman pliegues intrafoliares asimétricos de tipo S y Z.

La textura es granoblástica interlobada a suturada de grano grueso, aunque también puede ser porfiroblástica, con porfiroblastos de cuarzo de hasta 9 milímetros de largo. Están compuestos por abundante cuarzo, menor proporción de plagioclasa (< 5 mm) y apatita. El feldespato potásico puede o no estar presente. Más escasamente se encuentran granate (< 1 mm) rodeado por coronas de plagioclasa, pequeñas láminas de biotita orientadas o sillimanita incluida en plagioclasa. Poseen una fuerte deformación post-cristalina de alta temperatura, reconociéndose en cuarzo migración de bordes de granos y formación de subgranos, mientras que en plagioclasa se observa acuñamiento o arqueamiento del maclado polisintético.

*Melanosomas*: son muy delgados (2-3 mm) y rodean a los leucosomas a manera de "pestaña". Constituyen una concentración de láminas de biotita castaño rojiza de grano grueso (hasta 3 mm de largo), a las que suelen asociarse escasos granates de hasta 8 milímetros de largo, con inclusiones orientadas de sillimanita. Son fajas irregulares y discontinuas donde las láminas de biotita están fuertemente interdigitadas, con predominio de la orientación de la cara (001) paralela a la foliación general  $S_2$  de la roca. Algunas láminas están flexuradas o presentan *kink-bands*.

*Mesosomas*: de color gris, de grano medio a fino y con aspecto gnéisico. Están compuestos principalmente por cuarzo, plagioclasa y biotita castaño rojiza. A veces contienen escaso granate y cordierita. Este último mineral puede llegar a dominar modalmente hasta el extremo de formar bandas a escala del centímetro. En menor cantidad se encuentran apati-

ta, circón, minerales opacos, rara turmalina y estaurolita relictica. Poseen una foliación  $S_2$  grosera, suavemente anastomosada, dada por la orientación preferencial de las láminas de biotita y de granos elongados de cuarzo. Hay una fuerte deformación post-cristalina, con formación de subgranos de cuarzo, maclas acuñadas en plagioclasa y láminas de biotita flexuradas o con *kink-bands*.

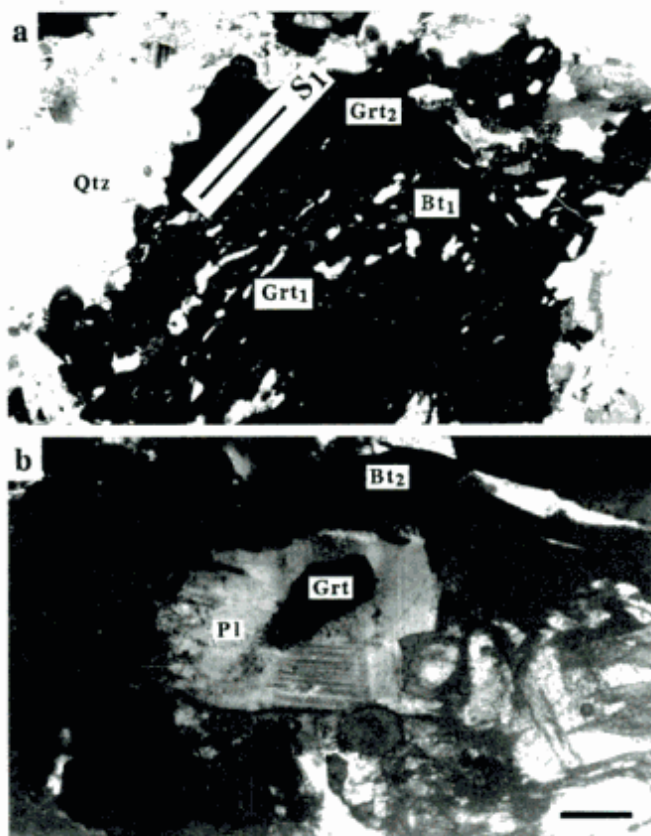
### *Diatexitas*

Son rocas de color gris, de grano medio a grueso, con estructura granular masiva, aunque a veces se distingue una foliación  $S_2$  muy grosera, discontinua e irregular, dada por la orientación preferencial de las láminas de biotita. Se aclara que el término *fels*, en el sentido de Winkler (1978), es el más adecuado para describir estas rocas; sin embargo, en este trabajo se ha preferido utilizar el término interpretativo diatexitita.

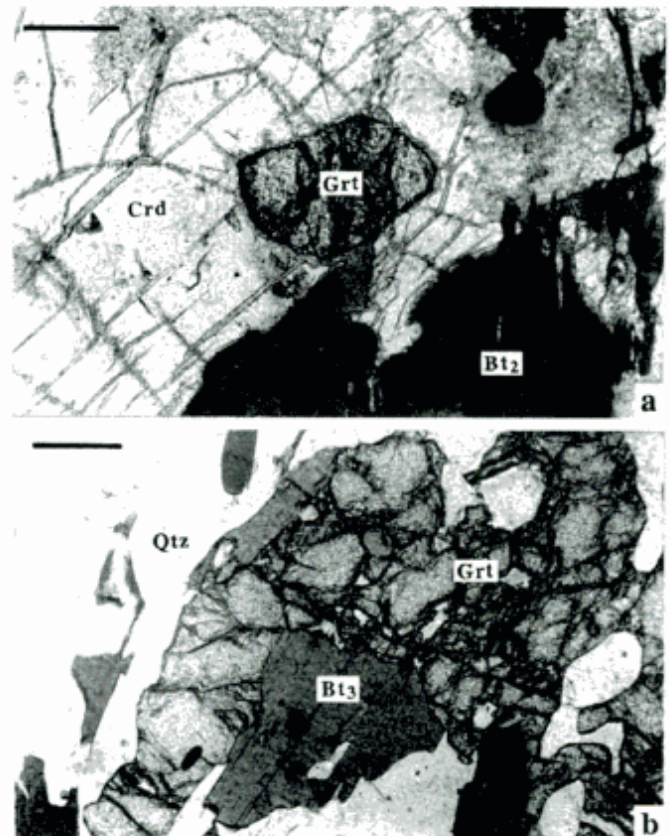
La textura es porfiroblástica a granoblástica, con fuerte deformación post-cristalina. Están compuestas por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita castaño rojiza, granate y cordierita. Puede haber sillimanita como inclusión en cordierita y granate. Como minerales accesorios se encuentran apatita, circón y minerales opacos. El granate puede formar desde pequeños granos relicticos, incluidos en cordierita, hasta porfiroblastos de 1 centímetro de diámetro, con núcleos poiquilíticos preservando una foliación  $S_1$  relictica formada por láminas orientadas de biotita (Fig. 3a). El granate presenta distintas coronas de retrogradación a plagioclasa, cordierita y biotita, las que serán descritas con detalle más adelante (Fig. 3b y 4a,b). La cordierita es abundante y se distribuye por toda la roca, adquiriendo color verde debido a la pinitización. En algunos sectores se reconoce una alteración dada por la presencia de clinozoisita, clorita y calcita. También hay nódulos de cuarzo de hasta 15 milímetros de largo y granos gruesos de plagioclasa (6 mm).

### *Gneises*

Son rocas de color gris, de grano medio y con foliación  $S_2$  bien desarrollada marcada por la alternancia de capas claras cuarzo-feldespáticas, en ocasiones con granate, y capas oscuras ricas en micas en las que se destacan porfiroblastos de granate. Cuando se alteran adoptan tonos amarillentos a verdes, con frecuentes pátinas amarillentas y rojizas. Están compuestos por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, granate, minerales opacos, apatita y circón. Cuando la alteración es intensa se identifican clorita y muscovita. Se reconocen también algunas



**Figura 3:** a, Porfiroblasto de granate de 1 cm de diámetro, con un núcleo poiquilítico preservando una foliación  $S_1$  relictica formada por láminas orientadas de biotita. Muestra 773. b, Textura de retrogradación dada por coronas de plagioclasa que envuelven al granate. Muestra 789. Barra de escala = 0,15 mm.



**Figura 4:** a, Textura de retrogradación dada por coronas de cordierita que resorben parcialmente al granate, al mismo tiempo que corroen los bordes de biotita. Muestra 773. Barra de escala = 0,1 mm. b, Textura de retrogradación dada por coronas de biotita ( $Bt_3$ ) que reemplazan parcialmente al granate. Muestra 789. Barra de escala = 0,5 mm.

variedades muy esquistosas, de grano más fino y sin granate. Poseen textura granolepidoblástica elongada de grano medio a fino (< 2 mm), con contactos suturados entre los granos de cuarzo. Hay una marcada orientación cristalográfica y de forma de los blastos de cuarzo, los que junto con la orientación preferencial de la cara (001) de las láminas de micas definen una fábrica milonítica suavemente anastomosada. Venillas cuarzo-feldespáticas de 2-3 milímetros de ancho suelen formar pliegues asimétricos apretados con forma de S o Z.

#### Anfibolitas

Son rocas de color verde oscuro con pátinas color ocre, compuestas esencialmente por hornblenda parda y plagioclasa. Los minerales opacos son los principales accesorios, además de escasa biotita, apatita, escaso cuarzo y rara titanita. Poseen textura granomatoblástica de grano muy fino (< 0,5 mm), con leve bandeado composicional. Poseen una foliación  $S_2$

grosera dada por el bandeado y cierta orientación de los prismas de hornblenda. Estas rocas suelen estar atravesadas por venas blancas con pátinas rojizas (< 2 cm de ancho) formadas por un agregado de plagioclasa con escaso cuarzo intersticial y minerales opacos. En la zona de contacto de la vena con la anfibolita se forma una zona de reacción con hornblenda de grano grueso, actinolita, epidoto, calcita y titanita.

#### Mármoles

Se trata de mármoles cálcicos forsteríticos diopsídicos, de color gris violáceo oscuro. Poseen textura granoblástica de grano fino a muy fino (< 0,5 mm) y están compuestos por abundante calcita, forsterita, menor proporción de dolomita, diópsido, escasa tremolita y titanita. Los minerales opacos tiñen la roca de color gris. Como minerales retrógradados se encuentran serpentina y clinocloro. Hay deformación de los granos de calcita, con maclas y clivajes flexurados. En otros sectores (Cuchi Yaco y Sagrada Familia, Fig. 1),

se ha identificado la presencia común de clinohumita de color anaranjado, espinelo y grafito en muestras de mano, los que se asocian con forsterita y diópsido.

#### *Granitos granatíferos porfíricos en venas*

Estos granitos forman venas (< 10 cm de ancho) que intruyen a las estromatitas en forma levemente discordante, en las cercanías de la ex-ruta nacional N° 20. Son rocas de color gris amarillento, en las que se destacan nódulos redondeados de granate de color rojo oscuro, de hasta 2 centímetros de diámetro. La matriz granuda es de grano medio a fino (2-4 mm) y está compuesta por abundante feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, escasa biotita, apatita, circón y minerales opacos, con clorita y muscovita secundarias. Poseen una foliación grosera dada por la orientación de los feldespatos y de las láminas de biotita, ya sea aisladas entre sí o formando pequeñas fajas lenticulares. A su vez, son atravesados en forma levemente discordante por venas leucocráticas rosadas (< 1 cm de ancho) compuestas por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo.

#### *Gran filón de cuarzo hidrotermal estéril*

Este gran filón tiene varios metros de ancho y un largo que sobrepasa los 4 kilómetros, aflorando en forma discontinua desde el norte de Río Hondo hasta Ciénaga de Britos, por lo que dentro del área abarcada por la Fig. 2 aflora sólo la parte más austral del mismo. Está formado por una roca silíceo de color castaño con manchas rojizas y amarillentas, con estructura maciza o brechosa. Está atravesada por una red de venillas: unas de color rosado (< 1 cm de ancho) compuestas por cuarzo y feldespato potásico, las que a su vez son cortadas y desplazadas por venillas milimétricas de cuarzo blanco. Las venillas son bastante rectas y generalmente se disponen en direcciones perpendiculares entre sí, aunque también puede haber algunas oblicuas.

La roca silíceo está formada por un agregado micro a criptocristalino de cuarzo, con aspecto turbio por el teñido con óxidos de hierro. Hay granos de hematita con secciones cúbicas de hasta 0,5 milímetros y escasísimas laminillas aisladas de muscovita o de biotita desferrizada.

La red de venillas está formada por cristales prismáticos euhedros de cuarzo o de cuarzo y feldespato potásico, dispuestos en forma perpendicular a las paredes de cada venilla (textura en peine), con una marcada orientación cristalográfica y de forma. El cuarzo tiene textura plumosa y el feldespato potásico es microperítico y turbio. El tamaño de los cristales individuales depende del ancho de la venilla (2-5 mm).

#### *Vetas de cuarzo aurífero*

Brackebusch ya en 1893 menciona las explotaciones auríferas en la región de Río Hondo y los primeros denuncios datan de 1896. Camargo (1944) realiza una sistematización de la información sobre los yacimientos auríferos de Córdoba, sintetizando lo conocido y aportando importante información minera y geológica sobre este distrito. Gómez Molina (1984) realiza un mapa detallado del sector, particularmente de las minas La Republicana - La Azucena. Posteriormente, estos yacimientos fueron considerados en una compilación realizada por Martos *et al.* (1994).

En la región de Río Hondo afloran unos 50 filones que tienen entre 10 y 50 centímetros de ancho, con un largo que puede alcanzar varios cientos de metros. Los filones mineralizados más importantes, marcados en el mapa de la Fig. 2, tienen un rumbo medio de N 120° y un buzamiento de 70° S.

Son venas cuarzosas de color blanco lechoso a blanco amarillento, comúnmente con estructura en forma de drusas con cristales de hasta 1 centímetro de largo, dejando a veces pequeñas cavidades o huecos. Contienen granos de pirita, parcial a totalmente alterada a hematita de color pardo oscuro, con formas cúbicas o como granos irregulares, a menudo rellenando fracturas. Son frecuentes las pátinas color ocre de limonitas, ya sea en forma de manchas o rellenando grietas. También se han reconocido galena, calcopirita y esfalerita en pequeñísimas cantidades. El oro no es visible a simple vista, ya que se encuentra dentro de hematita o limonita como un polvo muy fino, en forma de partículas de hasta 0,2 micrómetros, llamado "humo de oro" (Camargo 1944). En el contacto de las vetas con la roca encajonante se forman zonas de alteración que no superan el metro de espesor, con sericita y arcillas (caolín y otras no determinadas). Se ha reconocido, además, una fuerte desferrización de biotita, que toma color dorado, principalmente en rocas ricas en esta mica como son las metamorfitas del área.

Al microscopio se distinguen dos elementos texturales, diferenciados según su tamaño y las relaciones entre sí:

-Cristales prismáticos euhédricos de cuarzo de hasta 15 milímetros de largo, pseudo-hexagonales en sección, con caras cristalinas bien desarrolladas. Los cristales aparecen turbios, con impurezas microscópicas (microinclusiones) marcando zonaciones de crecimiento. En general, los cristales se disponen en varias direcciones y su tamaño varía entre 2 y 15 milímetros de largo. Ciertos granos de cuarzo tienen formas más irregulares, con contornos suturados y extinción ondulosa, formando algunos subgranos. En las venas más delgadas (2-3 cm de ancho), se observa claramente cómo los cristales de cuarzo adop-



tan una textura en peine en su parte central, disponiéndose casi perpendiculares a las paredes de la vena.

—Agregado de cuarzo microcristalino ( $<< 0,5$  mm) que ocupa los espacios entre los cristales grandes, a menudo teñido por óxidos de hierro. La proporción de este agregado microcristalino es variable, aunque generalmente es escasa, estando ausente en algunas venas. En venas delgadas (2-3 cm de ancho) se observa cómo el agregado microcristalino forma una zona de borde paralela a las paredes de la vena, en contacto con la roca de caja (borde de enfriamiento).

El principal mineral de mena es pirita, que aparece como agregados de cristales milimétricos, con formas cúbicas euhedras y secciones cuadradas, rectangulares o triangulares, con diverso grado de alteración a hematita.

Hematita, producto de alteración de pirita, aparece en diversas formas: como pseudomorfos cúbicos, como venillas dentro de cuarzo o como cemento en sectores brechados. Limonitas castaño claro rellenan fracturas y cavidades drúsicas. Muy escasos son los minerales oxidados de cobre y manganeso.

Raramente se observan pequeñas láminas flexuradas de biotita desferizada o de muscovita oscurecida por óxidos de hierro.

En Mina La Azucena (Fig. 2) se ha detectado otro fenómeno, claramente posterior a la formación de las venas ya mineralizadas con especies metalíferas euhedras, manifestado por la presencia de bandas muy finas de cataclasitas que cortan a las venas. Estas bandas están formadas por clastos angulosos de cuarzo, láminas de muscovita, epidoto con forma de grumos y calcita, en una matriz de grano muy fino, formada por un agregado criptocristalino de minerales opacos oxidados, lo que le da un aspecto pulverulento a dicha matriz.

Siguiendo criterios discutidos por Hobbs *et al.* (1981) y Park y McDiarmid (1981), la textura en peine de las venas indica un campo extensional de esfuerzos durante el cual habrían cristalizado el cuarzo y los sulfuros auríferos. Posteriormente a este evento se habría producido en Mina La Azucena un fenómeno deformacional frágil, que habría afectado a las venas desarrollando bandas de cataclasitas. Concomitantemente con este evento se habría producido hematización y limonitización de los sulfuros, con desarrollo de epidoto + muscovita + calcita como otros productos secundarios.

## Consideraciones petrogenéticas

### Texturas y reacciones metamórficas reconocidas

A partir de las observaciones de campo y del análisis textural de las diatexitas y estromatitas, deriva-

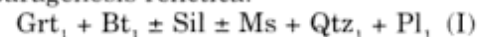
das de rocas de composición pelítico-grauváquica, se pueden reconocer diferentes texturas de reacciones metamórficas, las que permiten separar una historia retrógrada compleja e inferir las posibles asociaciones minerales del pico metamórfico.

Es destacable la pobreza en sillimanita de las rocas mencionadas, lo que refleja la baja aluminosidad de los protolitos originales, además de ser consumida posteriormente por las reacciones metamórficas retrógradas.

El granate es un mineral de importancia crítica en estas rocas, ya que provee las claves texturales para deducir las paragénesis e interpretar las reacciones que se habrían producido durante: i) el evento prógrado M1, ii) el pico metamórfico M2 y iii) los eventos retrógrados M3, M4 y M5.

A continuación se detallan las texturas y reacciones metamórficas reconocidas, principalmente en las diatexitas, las cuales son mostradas en las fotomicrografías de las Figuras 3 y 4. Los símbolos empleados para los minerales corresponden a Kretz (1983).

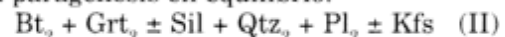
i) El evento prógrado M1 estaría registrado en núcleos poiquilíticos de granate ( $Gr_{t_1}$ ), que incluyen pequeñas láminas de biotita y blastos alargados de cuarzo, los que definen una foliación  $S_1$  relictica. Dicha textura puede interpretarse como representativa de la paragénesis relictica:



indicadora de condiciones de grado medio, dentro de la primera isograda de sillimanita (Zona de Sillimanita + Muscovita).

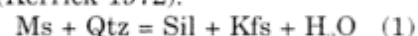
La presencia de sillimanita en la matriz original de  $Gr_{t_1}$  se basa en que ese mineral aparece como relicto en las paragénesis posteriores. La presencia de feldespato potásico en la matriz de estas rocas hace presuponer su formación a través de la descomposición de una muscovita previa, la que habría formado parte de la matriz de  $Gr_{t_1}$ .

ii) El pico metamórfico M2 estaría representado por la paragénesis en equilibrio:



denominándose  $Gr_{t_2}$  al borde externo de granate que contiene inclusiones de sillimanita acicular. Concomitantemente se produce el desarrollo de la foliación general  $S_2$ , dada por la orientación preferencial de las láminas de biotita.

La paragénesis (II) indica, por un lado, que se habrían superado las condiciones de estabilidad de la reacción (Kerrick 1972):



y, por el otro, que se habrían alcanzado las condiciones de estabilidad de la reacción (Holdaway y Lee 1977; Turner 1981):



De esta manera, tanto las diatexitas como las estromatitas asociadas habrían estado dentro de la Zona de Sillimanita + Feldespato Potásico y, en esas circunstancias, las rocas de composición pelítica se funden parcialmente en condiciones de  $P_{H_2O} = 0,4 P_c$ .

Como culminación de ese proceso se habría producido una homogenización de las partes sometidas a mayor fusión (felses = diatexitas = migmatitas homogéneas), las que se habrían movilizado parcialmente intruyendo a las rocas con menor grado de fusión (estromatitas = metatexitas = migmatitas heterogéneas), las cuales actuaron como rocas encajonantes.

De acuerdo con lo expresado, habría evidencias de un evento migmatítico en el pico metamórfico M2, evento casi totalmente obliterado por reacciones retrógradas subsólidas posteriores (M3 y M4).

iii) La asociación II del pico metamórfico M2 representada por  $Bt_2 + Grt_2 \pm Sil + Qtz_2 + Pl_2 \pm Kfs$  habría sido luego retrogradada a condiciones de menor presión y temperatura, en dos etapas registradas por distintas texturas en corona, durante los eventos metamórficos M3 de descompresión y M4 de enfriamiento.

a) La textura de coronas de plagioclasa alrededor de granate (Fig. 3b) se explica como resultado de la reacción:



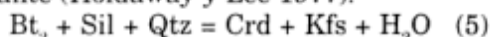
Esta reacción, estudiada por Newton y Haselton (1981), indica la descomposición de la molécula de grosularia del granate para producir el componente anortita en plagioclasa, bajo condiciones de descenso de la presión, durante el evento metamórfico M3.

b) Se produce una blástesis generalizada de cordierita, también producida por un descenso de la presión (posterior o concomitante con el anterior M3) que forma dos texturas de reacción distintivas:

—En ciertos casos, cordierita corroe los bordes de granate, resorbiéndolo parcialmente (Fig. 4a), según la siguiente reacción de descomposición de granate (Holdaway y Lee 1977):



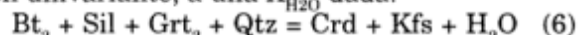
—Más frecuentemente, cordierita se nutre y nuclea en biotita de la matriz, conservando inclusiones de sillimanita fibrolítica, de acuerdo con la reacción divariante (Holdaway y Lee 1977):



También puede observarse el crecimiento de feldespato potásico a partir de biotita de la matriz, producto de la misma reacción. Además, se forman mirmequitas de cuarzo en plagioclasa en la zona de contacto con feldespato potásico.

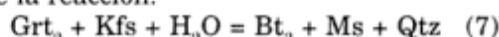
Una reacción neta, combinando las reacciones continuas (4) y (5), que explique conjuntamente las

texturas observadas, sería el equilibrio de la reacción univariante, a una  $X_{H_2O}$  dada:



Esta reacción (Holdaway y Lee 1977; Gil Ibarguchi y Martínez 1982) está corroborada por la presencia de la textura de la Fig. 4a, en donde puede observarse cómo cordierita corroe al mismo tiempo los bordes de granate y biotita, dejando inclusiones orientadas de esta última.

c) La textura de coronas de biotita ( $Bt_3$ ) alrededor de granate, junto con muscovitización parcial de feldespato potásico, se habría producido durante la etapa de enfriamiento del evento metamórfico M4, mediante la reacción:



fuertemente dependiente de la temperatura (Bucher y Frey 1994).

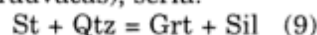
iv) Finalmente, se produce la alteración de cordierita a pinita y sericita, a las que se asocia un agregado de clinozoisita, calcita y clorita, durante un evento metamórfico póstumo M5 de baja temperatura en presencia de fluidos ( $H_2O$  y  $CO_2$ ).

Las estromatitas muestran una historia retrógrada análoga a la de las diatexitas pero difieren en la historia previa (M1), principalmente en las estructuras migmatíticas (estructuras primarias) que han adquirido en el pico metamórfico M2, durante el cual se han diferenciado en mesomasas y neomasas.

Otra diferencia, que refleja variaciones en el protolito original de las estromatitas y las diatexitas, es la presencia de pequeñísimos granos de estauroilita relictica, con maclas en cruz, incluidos en biotita del mesosoma en algunas estromatitas. Una explicación posible para la persistencia de estauroilita en el alto grado puede ser la ausencia de muscovita primaria. Esto se deduce porque estauroilita se consume totalmente en el grado medio, en la parte superior de la facies de anfibolitas, mediante la reacción (Winkler 1978):



Una reacción más probable, en rocas pobres en muscovita (grauvacas), sería:



Esta reacción de desaparición de estauroilita (Winkler 1978) se produce a mayor temperatura que la anterior, ya dentro del alto grado.

Otro hecho que corrobora el protolito grauváquico es la escasez modal de sillimanita, lo que no puede explicarse solamente por su consumo en las reacciones posteriores productoras de cordierita (véase más arriba).

Otra causa podría ser la presencia de zinc como elemento estabilizante de estauroilita en el alto gra-

do, pero dado que no disponemos de análisis químicos esta posibilidad queda abierta.

A modo de síntesis, puede decirse que las rocas estudiadas habrían superado durante la trayectoria prógrada M1 las condiciones de estabilidad de St + Qtz y de Ms + Qtz. Durante el pico metamórfico M2 se habría producido la anatexis, con movilización parcial de los términos más fundidos que intruyeron a los menos fundidos. Concomitantemente se produjo el desarrollo de la foliación  $S_2$ . A partir de allí ambas litologías, estromatitas y diatexitas, siguieron una trayectoria textural retrógrada M3, en condiciones subsólidas, con descenso de la presión, lo que habría conducido a la formación de Crd + Kfs.

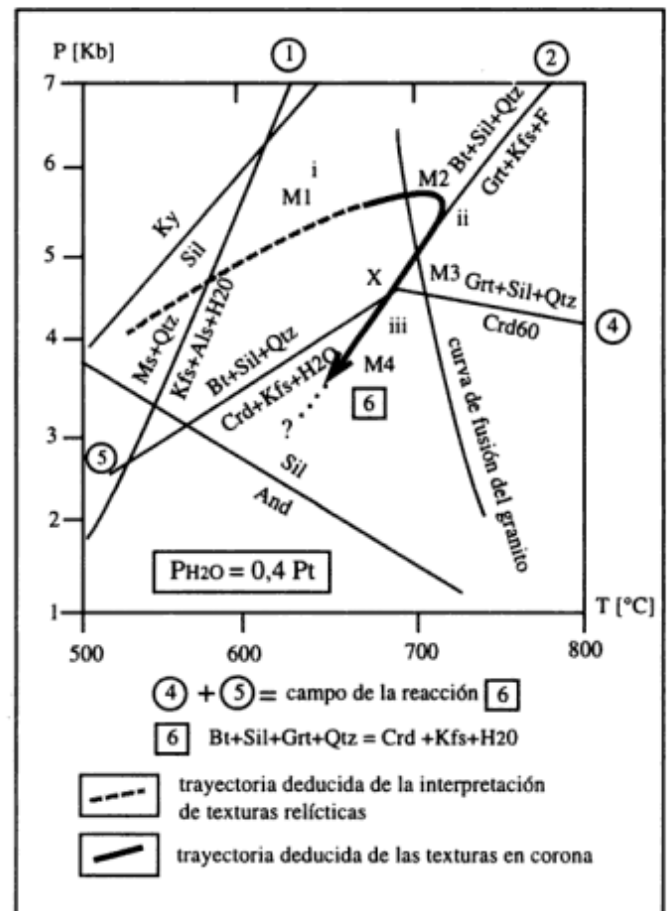
No se ha podido comprobar texturalmente la coexistencia en equilibrio de cordierita con granate, siendo por el contrario esta última la fase que se consume (Fig. 4a). Esto modifica hipótesis previas sobre la asociación paragenética de Crd + Grt usada como par geotermobarométrico en estas rocas (Gordillo y Lencinas 1979; Gordillo 1984), ya que la cordierita no se habría formado durante el pico metamórfico M2, asociada a la anatexis, sino durante la historia retrógrada posterior (M3) mediante reacciones sólido-sólido.

Recientemente, estas texturas de retrogradación, especialmente las coronas de cordierita alrededor de granate, han sido mencionadas para la región de Santa Rosa (Otamendi y Rabbia 1996), para la quebrada del río Suquía (Baldo y Casquet 1996; Baldo, Casquet y Galindo 1996) y para la zona al oeste de cerro Pelado (Cerrodo 1996). Regionalizando las observaciones de este trabajo e integrándolas a las de los autores citados, es posible establecer un evento descompresivo que habría afectado a las sierras de Córdoba en su totalidad. Este registro de descompresión no sólo se observa en metapelitas sino también en metacarbonatos y anfibolitas (Martino 1988; Gueschi 1994).

#### Trayectorias texturales

Se ha hablado anteriormente de trayectorias texturales para referirse a texturas de reacción, reconocibles con microscopio petrográfico, que se van reemplazando en una secuencia temporal, o sea, la historia de reacción que refleja las distintas condiciones de presión y temperatura a las que han sido sometidas las rocas durante el metamorfismo. Estas trayectorias texturales, de naturaleza cualitativa, son el paso previo a las trayectorias termobarométricas obtenidas por métodos cuantitativos.

Marcando las trayectorias texturales en grillas petrogenéticas conocidas es posible estimar cualitativamente las condiciones P-T aproximadas por las



**Figura 5:** Trayectoria textural seguida por las anatexitas de Río Hondo, marcada en la grilla petrogenética publicada por Holdaway y Lee (1977), a la que se le han agregado las curvas de la reacción de desaparición de muscovita en presencia de cuarzo (1) y la curva de fusión de granito en condiciones de  $P_{H_2O} = 0,4 P_t$  (Kerrick 1972), además de las curvas de equilibrio de los silicatos de aluminio tomada de Holdaway (1971).

que ha pasado una roca metamórfica durante su historia.

En rocas de alto grado, como las granulitas y migmatitas anatéticas, las trayectorias texturales sirven de control de las trayectorias P-T cuantitativas deducidas por cálculos termobarométricos, pudiendo aún llegar a ser más precisas que estas últimas, debido a que en esas condiciones las composiciones de los minerales pueden ser modificadas profundamente por procesos de difusión a altas temperaturas (Selverstone y Chamberlain 1990).

Se prevé en un futuro, cuando se disponga de datos sobre la composición química de fases minerales, desarrollar el aspecto cuantitativo de las rocas estudiadas en este trabajo, teniendo en cuenta las ideas expuestas.

Para marcar la trayectoria textural seguida por las rocas estudiadas nos basamos en la grilla petro-

genética publicada por Holdaway y Lee (1977), mostrada en la Fig. 5, a la que se le han agregado las curvas de la reacción de desaparición de muscovita en presencia de cuarzo (1) y la curva de fusión de granito en condiciones de  $P_{H_2O} = 0,4 P_1$  (Kerrick 1972), además de las curvas de equilibrio de los silicatos de aluminio tomada de Holdaway (1971).

La trayectoria textural para las anatexitas de Río Hondo forma un lazo de tipo horario, superando en su etapa prógrada M1 los campos de estabilidad de  $St + Qtz$  y de  $Ms + Qtz$  (1), hasta alcanzar las condiciones del pico metamórfico M2 en la reacción (2), mediante la cual las rocas habrían sufrido fusión parcial. La trayectoria prógrada alcanzaría una presión de al menos 5,5 Kb, que es la presión media estimada para la región en el pico metamórfico M2 (Gordillo 1984). La evidencia de que la trayectoria habría alcanzado la curva (2) y luego habría seguido paralela a la misma es la presencia de  $Grt_2$  con inclusiones de biotita y sillimanita producida por dicha reacción, tal como se discutió más arriba. Además, las evidencias texturales de que las reacciones (4) y (5) se han producido al mismo tiempo, restringirían el lugar de paso de la trayectoria retrógrada M3 al punto X, ya que cualquier otra trayectoria seguida habría producido sólo una de las dos reacciones mencionadas.

El campo delimitado por las reacciones (4) y (5), campo de coexistencia de  $Crd + Kfs$ , sería el lugar donde finalizaría en algún punto la trayectoria de descompresión M3 de estas rocas. La presencia de coronas de biotita alrededor de granate atestiguaría que la trayectoria ha atravesado la reacción (7) en su etapa de enfriamiento M4, no disponiéndose de ningún criterio textural adicional para restringir el rango de presiones. Lo mismo ocurre con el evento póstumo M5 de baja temperatura, desarrollado en presencia de fluidos, sobre el cual no se tienen elementos para restringir el rango de P-T.

De acuerdo con lo expresado, ya que la trayectoria textural pasa por el punto X, la roca debe haber tenido en algún momento de su historia la asociación de seis fases:  $Crd + Grt + Kfs + Bt + Sil + Qtz$ , siendo luego obliterada durante la trayectoria retrógrada.

Cabe aclarar que para toda la trayectoria descrita asumimos condiciones de  $P_{H_2O}$  constante y menor que la  $P_1$  ( $P_{H_2O} < P_1$ ) y composiciones medias de cordierita para la región del Macizo de San Carlos ( $X_{Mg} = 0,6$ ) tomadas de Gordillo (1979).

Cuando las rocas alcanzaron el pico metamórfico M2, sobre la curva (2), se habría producido fusión parcial con formación de estromatitas y diatexitas. Las evidencias de campo señalan que estas últimas habrían intruido a las primeras, habiéndose descomprimido luego conjuntamente, siguiendo la trayectoria retrógrada, tal como lo indican las evidencias tex-

turales comunes a ambas.

#### *Comentario acerca de la génesis de las vetas auríferas*

Los trabajos de Camargo (1944), Sabin (1936), Ol-sacher (1960) y Angelelli (1950, 1984), haciendo hincapié en un origen ígneo, ubican a las vetas auríferas de Córdoba dentro de los yacimientos generados por las fases hidrotermales (mesotermiales) del granito de Achala intruido en el Paleozoico temprano (358-330 Ma, Rapela *et al.* 1992; Toselli *et al.* 1992).

Bonalumi y Gigena (1984a, 1984b) sugieren que el hidrotermalismo estaría vinculado a procesos metamórficos ocurridos en áreas anatécicas cercanas, como los macizos de San Carlos, La Puerta y Corral del Carnero. Estos autores, resaltando el control estructural en el emplazamiento de las vetas auríferas, señalaron que las mismas se encuentran en grietas de alivio transversales a estructuras de fallamiento, de edad precámbrica, sintectónicas con la generación de las metamorfitas.

Recientemente, Skirrow y Sims (1996) propusieron cinco episodios metalogénicos entre el Cámbrico y el Terciario, ubicando las vetas de oro del Distrito La Candelaria como productos de un evento del Paleozoico tardío o Mesozoico.

Las evidencias, basadas principalmente en consideraciones estructurales y relaciones de superposición, indican para la región de Río Hondo que el emplazamiento de las vetas sería post-batolítico, tal como se discute más adelante bajo el título de Secuencia Evolutiva, Estadio 2.

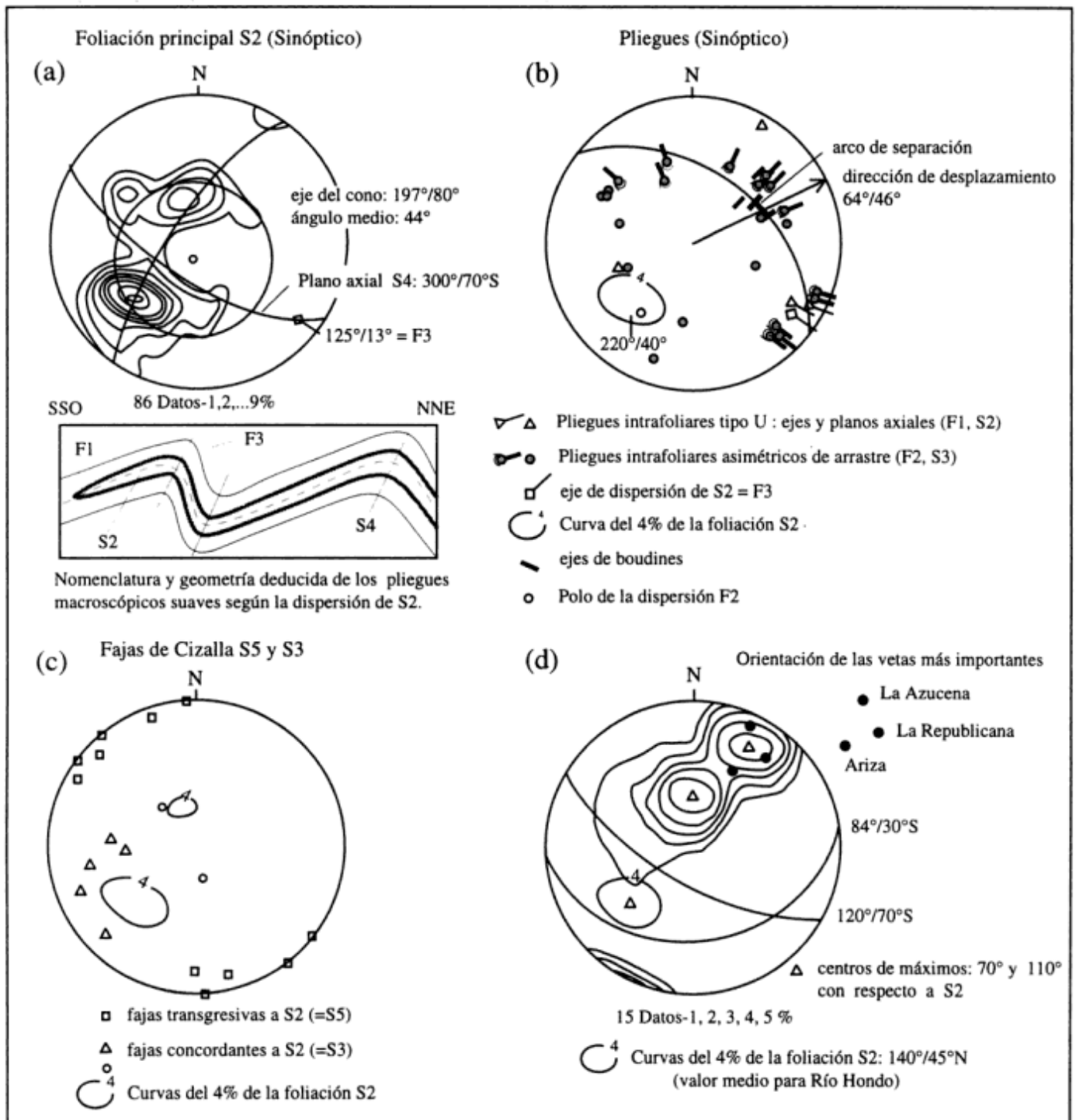
#### **Estructura**

La estructura más conspicua reconocida en el área de Río Hondo es una foliación regional dominante orientada  $N 140^\circ/45^\circ NE$ , cuya traza puede seguirse mediante fotografías aéreas convencionales a través de toda el área de la Fig. 2.

A escala del afloramiento, debido a su mala conservación y la profusa vegetación, las observaciones han sido realizadas a lo largo de los arroyos y ríos que cortan el paisaje. Esto ha permitido reconocer, a escala mesoscópica, una rica variedad de estructuras que pueden separarse para su estudio, usando las relaciones de superposición, en: A) Estructuras de la etapa dúctil y B) Estructuras de la etapa frágil.

#### *A) Estructuras de la etapa dúctil*

*Foliación:* como dijimos al principio de este párrafo, la principal estructura visible tanto a escala macroscópica como mesoscópica es una foliación meta-



**Figura 6:** Diagramas estereográficos (hemisferio inferior de la red de Schmidt) donde se muestra: a, la distribución de los planos de foliación S<sub>2</sub>; b, los ejes de pliegues medidos; c, las fajas de cizalla medidas y d, la orientación de las principales vetas auríferas del sector de Río Hondo. Véase explicación en el texto.

mórfica S<sub>2</sub> definida por un bandeo composicional, compuesto por la alternancia de capas ricas en micas y minerales accesorios, y capas ricas en cuarzo y feldspatos, presente principalmente en las estromatitas. En las diatexitas la foliación mesoscópica visible

está dada por la orientación de biotita. La foliación S<sub>2</sub> coincide también con los límites litológicos, principalmente de mármoles y anfibolitas.

Dentro de la región de Río Hondo la foliación S<sub>2</sub> buza en término medio  $45^{\circ}$  hacia el noreste, pero ha-

cia el sur (ex-ruta nacional N° 20 y vado del río Jaime en Sagrada Familia) y hacia el este (zona de Cuchi Yaco) se invierte, buzando 23° hacia el sudeste (Figs. 1 y 2). En cuanto al rumbo de la foliación  $S_2$ , sus valores cambian de N 140° a N 70°. Esto conduce a la dispersión de la foliación  $S_2$  alrededor de un eje N 125°/13° ( $F_3 = B_{S_2, S_4}$ ) (Fig. 6a), lo que puede ser interpretado como producto de pliegues macroscópicos suaves (Ragan 1980), de baja cilindridad (ver más adelante), con inmersiones generales de los ejes con bajo ángulo hacia el este, con ángulo interflancos de 125°, suavemente asimétricos, con el flanco sur más tendido que el flanco norte, y con planos axiales  $S_3$  orientados N 300°/70° S (Fig. 6a). Es posible deducir que la foliación metamórfica principal pre- $F_3$  habría sido subhorizontal, producto de un plegamiento recumbente, cuyos relictos son los pliegues F1 identificados (ver más adelante).

Es necesario destacar aquí que este tipo de orientación de la foliación  $S_2$  y del probable plegamiento macroscópico que reflejaría la misma, es anómalo dentro de las tendencias estándar halladas en las Sierras de Córdoba, con rumbos N-S a NNO-SSE y buzamientos al este (cf. Dalla Salda 1984; Martino 1988; Martino *et al.* 1995).

En el diagrama de la Fig. 6a se ve que la foliación  $S_2$  se dispersa también según un círculo menor, perteneciente a un cono con centro en N 197°/80° y ángulo medio de 44°. Esta distribución de los polos de  $S_2$  refleja una geometría global que puede ser atribuida a que los pliegues F3 tienen una doble inmersión de muy bajo ángulo, lo que imprime concidencia hacia los cierres periclinales. Estos pliegues  $F_3$  estarían basculados hacia el este, probablemente por efectos posteriores relacionados con la tectónica de bloques Terciaria.

**Pliegues intrafoliares:** se distinguen dos tipos, simétricos y asimétricos. Los pliegues intrafoliares simétricos con forma de U se reconocen por medio de charnelas relicticas de una foliación metamórfica  $S_1$  y sus planos axiales son paralelos a la foliación metamórfica  $S_2$ . Sus ejes  $F_1 (= B_{S_1, S_2})$  tienen una orientación N 120° y buzando 20° al sudeste (Fig. 6b). Buenos ejemplos, afectando principalmente a mármoles, son reconocidos en las áreas de Cuchi Yaco y del vado del río Jaime mencionadas anteriormente.

Los pliegues intrafoliares asimétricos con forma de S y Z mirando inmersión abajo, totalmente desarraigados, afectan a la foliación  $S_2$ . El plano axial  $S_3$  de estos pliegues coincide groseramente con el plano de foliación  $S_2$  visible, estando sus ejes  $F_2 (= B_{S_2, S_3})$  dispersos según un círculo máximo, cuyo polo N 220°/40° coincide con uno de los máximos de  $S_2$ , indicando así movimientos intrafoliares dúctiles de tipo extensional. Utilizando el método de la línea de desplazamiento *slip line method* o método de Hansen 1971, en Marshak y Mitra 1988, cap. 11), la dirección

de desplazamiento sería N 64°/46°. En la Fig. 6b se muestra un diagrama estereográfico de estos pliegues con las relaciones apuntadas y en la Fig. 7b se muestra un block diagrama esquematizando esta situación. Cabe agregar que la medición de estos pliegues intrafoliares se ha realizado principalmente dentro del área de Río Hondo, donde la foliación buza al norte, motivo por el cual se la compara con el máximo correspondiente de  $S_2$  (curva de referencia del 4 % en el diagrama de la Fig. 6b).

**Zonas de cizalla dúctil:** se disponen a modo de fajas de no más de 5 centímetros de ancho, en las que el único detalle observable es la estrangulación y desviación de las venas en las estromatitas (Fig. 7c). Estas zonas de cizalla  $S_5$  están generalmente orientadas hacia el noreste y cortan con altos ángulos a la foliación principal  $S_2$  (Fig. 6c). El sentido deducido es inverso.

Se han reconocido otras fajas de cizalla, también transgresivas, pero con un ángulo muy bajo a concordante con  $S_2$ , que se presentan de manera esporádica. Su orientación se muestra en la Fig. 6c.

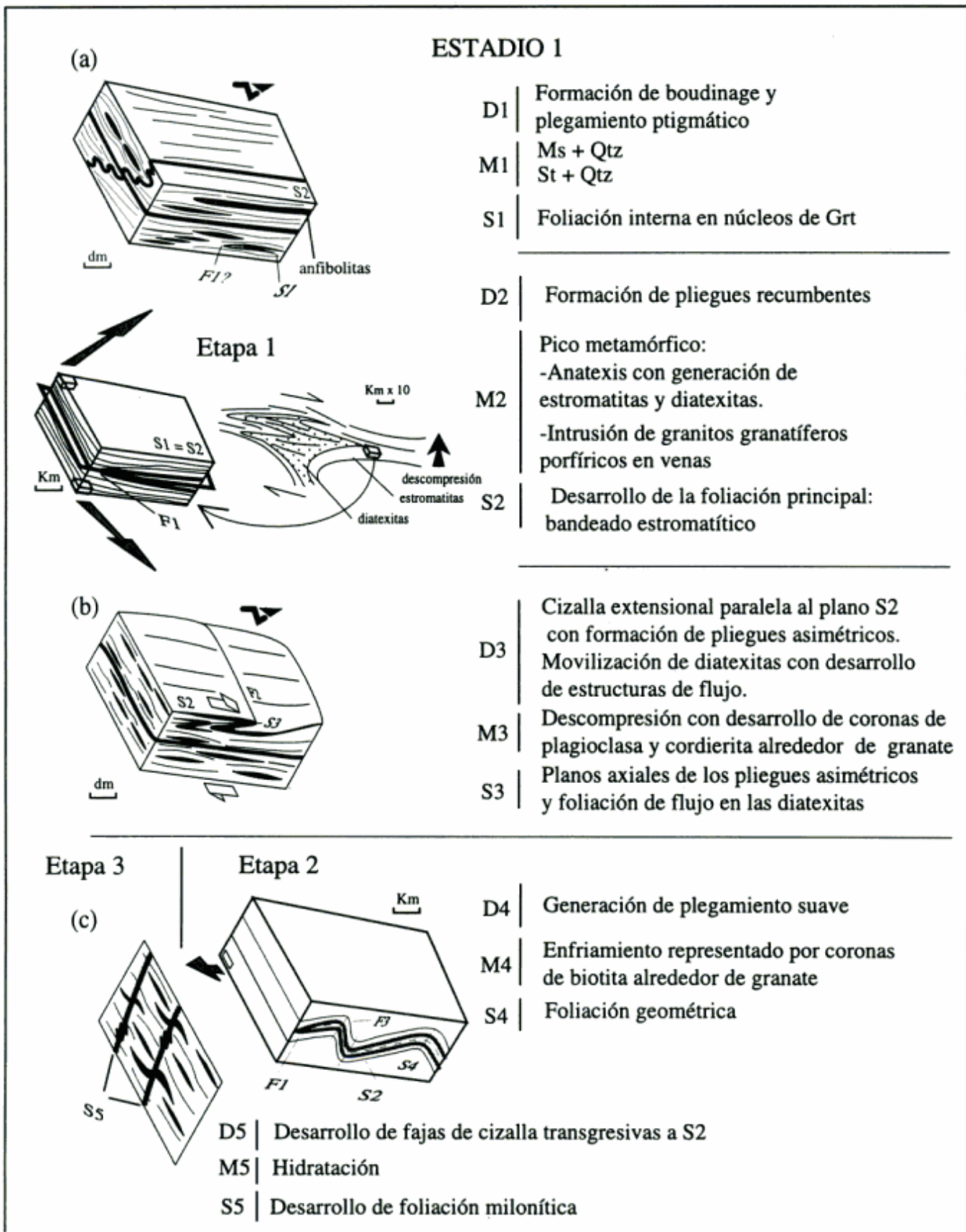
Las dos estructuras descritas anteriormente indicarían movimientos de cizalla pertenecientes a eventos diferentes, uno directo intrafoliar ( $S_3$ ) y otro inverso transgresivo a la foliación principal ( $S_5$ ). Estas relaciones se ilustran en la Fig. 7b y c.

**Boudinage y pliegues ptigmáticos:** en gneises bandeados intercalados en las estromatitas es posible reconocer *boudins* de anfibolitas cuyos cuellos se orientan hacia el noreste, con inmersión en el mismo sentido, al igual que los ejes del plegamiento ptigmático que afectan a venas granitoides ácidas, cuyos planos axiales son paralelos a la foliación dominante  $S_2$  (Fig. 7a).

Se observan también grandes xenolitos irregulares incluidos en las diatexitas, en los que puede reconocerse una foliación metamórfica plegada, con venas transversales, en rocas que se parecen tanto litológica como estructuralmente a los gneises bandeados descritos anteriormente. Dado que estos xenolitos reflejan un metamorfismo anterior a las diatexitas, podría tratarse de relictos del evento M1-D1, junto con el *boudinage* y los pliegues ptigmáticos.

## B) Estructuras de la etapa frágil

**Lineamientos:** En el área cartografiada en la Fig. 1 se reconoce un fracturamiento frágil intenso según dos direcciones: N 300° y N 40°. La dirección N 300° es la más importante a escala regional y han sido identificados una serie de lineamientos (Martino 1988) que afectan casi todo el basamento metamórfi-



co-plutónico cartografiado en la Hoja 20 h (Olsacher 1960), controlando el cauce de los ríos principales. Uno de estos lineamientos, de más de 40 km de largo, controla al río Vilches (Fig. 1). A lo largo de estos lineamientos, más al norte, se han reconocido fajas de milonitas reactivadas frágilmente (Sureda 1978; Martino 1988, 1993) y magmatismo representado por plutones de granodioritas (Cruz de Caña, Bonalumi y Gigena 1982; Ojo de Agua, Baldo 1992).

Con la dirección N 40° se reconoce una faja cataclástica, de unos 600 metros de ancho, puesta en evidencia por un fracturamiento que afectó a las diatexitas y estromatitas, triturándolas intensamente y produciendo desferrización y muscovitización de biotita. Los márgenes de esta faja están dados por la falla de Río Hondo al oeste y por el lineamiento El Sujetadero al este (ambos nombres se proponen en este trabajo, Fig. 2). Las rocas aflorantes en la faja cataclástica están parcialmente cubiertas por suelos incipientes, localizados principalmente en las zonas deprimidas (zonas punteadas en el mapa de la Fig. 2). Esta faja controla, además, el cauce del río Hondo.

Paralelamente a esta faja se emplaza el gran filón de cuarzo hidrotermal estéril, que se dispone con un rumbo general de N 30° y un buzamiento de 90°, que está afectado por dos juegos de venillas graníticas (N 110°/75° S y N 15°/53° E), que no sobrepasan los 5 milímetros de ancho, y por intrusiones graníticas que lo cortan transversalmente. Todo el filón se encuentra profusamente diaclasado en dos juegos de diaclasas de valores N 15°/53° E (paralelas a una de las venas) y N 50°/22° O.

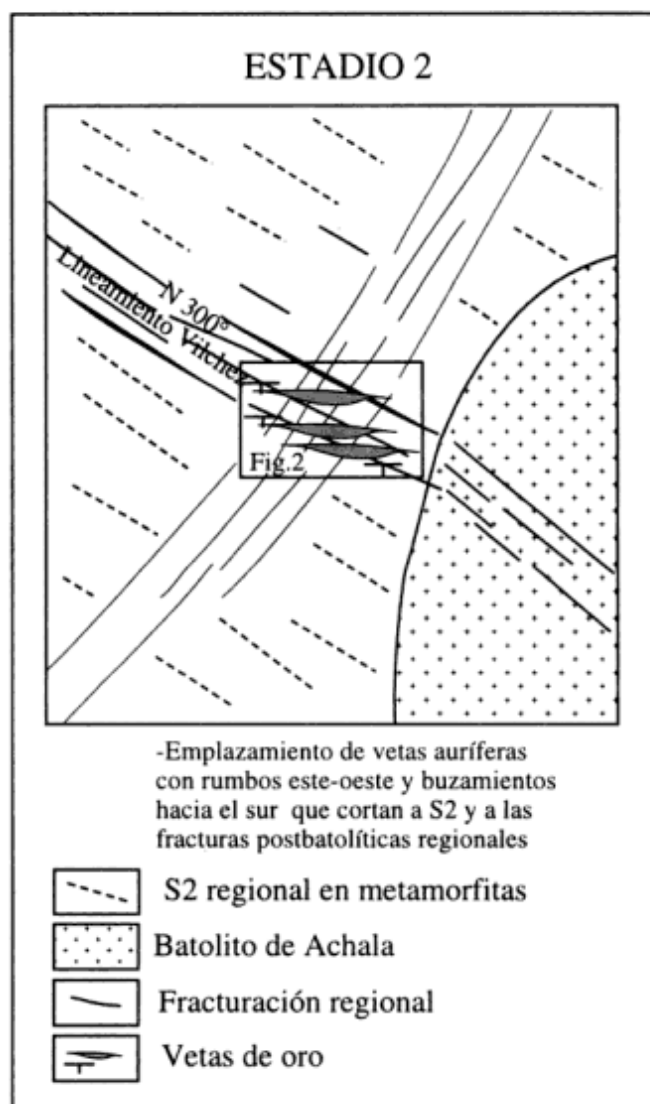
**Venas auríferas:** Se trata de dos familias de venas de rumbo general este-oeste y buzamientos hacia el sur. La primera familia se concentra alrededor de una media de N 84°/30° S y la segunda, donde se encuentran los yacimientos vetiformes de oro más importantes, lo hace con una orientación N 120°/70° S (Fig. 6d).

Las venas cortan discordantemente a la faja cataclástica con altos ángulos, emplazándose también fuera de esta faja, como los filones de La Espada y Río Hondo ubicado fuera del área de la Fig. 2.

Las venas cortan también con altos ángulos (diedros de 110° y 70° respectivamente, Fig. 6d) a la foliación metamórfica principal S<sub>2</sub> del área de Río Hondo, que tiene valores medios N 140°/45° NE.

### Secuencia evolutiva

Los fenómenos identificados pueden ordenarse en dos grandes estadios: un Estadio 1, relacionado con metamorfismo y deformación dúctil, y un Estadio 2 que afecta a litologías ya rígidas que se deforman de



**Figura 8:** Estadio 2 de la secuencia evolutiva, relacionado con deformación frágil. Véase explicación en el texto.

manera frágil. Se acompaña esta discusión con los resúmenes gráficos de las Figs. 7 y 8.

### Estadio 1

**Etapa 1:** Formación de la foliación S<sub>2</sub> subhorizontal, concomitante con el metamorfismo principal de la región M2, durante el cual se habría producido anatexis de rocas de composición adecuada, que habrían generado las estromatitas y las diatexitas. Esta foliación estaría estructurada formando grandes pliegues recumbentes F<sub>1</sub>.

La edad mínima de ese metamorfismo M2 se encontraría alrededor de los 640 Ma (dataciones puntuales en el área realizadas en una migmatita tona-



lítica y en un gneis migmatítico dan 626 y 571 Ma, Rb/Sr en roca total, Cingolani y Varela 1975). Una isocrona Rb-Sr en el basamento migmatítico, posiblemente vinculada con los procesos anatéticos del extremo norte del Macizo de San Carlos, en el Bajo de La Higuera, ha proporcionado una edad de 710 Ma  $\pm$  50 (Sureda 1978). Sin embargo, hay dataciones más modernas, realizadas en rocas ubicadas unos 60 kilómetros al norte de Río Hondo, que indican edades de 520 Ma (isocrona Rb-Sr), obtenidas en granitos peraluminosos probablemente asociados con metamorfismo y migmatización (Rapela y Pankhurst 1996). La complejidad de los fenómenos metamórficos y estructurales observados en la zona de Río Hondo dificulta la extrapolación de datos de áreas alejadas y, dado que no hay nuevas dataciones en Río Hondo, dejamos abierta la discusión sobre las edades del metamorfismo y la migmatización en dicha región.

Tanto desde el punto de vista petrológico como estructural, se reconoce en Río Hondo un evento metamórfico y deformacional previo M1-D1, que estaría representado por una foliación  $S_1$  plegada intrafoliarmente (pliegues  $F_1$ ), con geometrías en U, y paragénesis relicticas de grado medio dadas por St + Qtz y Ms + Qtz. Como se señaló anteriormente, las estructuras reconocidas en los gneises bandeados podrían pertenecer a ese evento M1-D1. Los xenolitos de gneises serían así *resisters* en el sentido de Mehnert (1968) y Johannes (1983).

A posteriori, la foliación  $S_2$  es afectada por movimientos de cizalla intrafoliares  $S_3$  de tipo extensional, que habrían provocado un plegamiento fuertemente asimétrico  $F_2$ , reconocible principalmente en las venas de las estromatitas. Este evento, denominado D3, posiblemente estuvo relacionado con la movilización y emplazamiento de las diatexitas, cuyo flujo habría estado fuertemente controlado por la foliación  $S_2$  produciendo la orientación de las láminas de biotita en las diatexitas. Este evento habría provocando la desenraización y descompresión que se registran en toda el área por medio de las coronas de retrogradación de granate a plagioclasa y cordierita (M3). La falta de datos cuantitativos impide por el momento determinar si este evento descompresivo M3 es único o si posee al menos dos etapas representadas por las coronas descriptas. Como se dijo anteriormente, este parece ser un fenómeno generalizado en las sierras de Córdoba que permite inferir una importante descompresión post-colisional.

*Etapas 2:* Los pliegues subhorizontales  $F_1 + F_2$  serían afectados posteriormente por un plegamiento asimétrico suave  $F_3$  a escala macroscópica, con ejes inmersos hacia el este y planos axiales  $S_4$  noreste-sudoeste y buzantes al sur. Este evento deformacional, denominado D4, no generó foliaciones metamórficas pero habría estado acompañado por enfriamiento

(M4), registrado por las coronas de biotita alrededor de granate.

*Etapas 3:* Deformación compresiva localizada que produjo milonización en fajas de cizalla  $S_5$  de escala centimétrica. Esta etapa compresiva D5 se asocia tentativamente con el ascenso y cabalgamiento de bloques, acompañados por hidratación (M5).

En una primera aproximación y como una hipótesis de trabajo a corroborar, basándose en las estructuras observadas y en las relaciones texturales encontradas, podría asimilarse la evolución del Estadio 1 a un engrosamiento cortical inicial con desarrollo de plegamiento recumbente en los niveles profundos de la corteza y anatexis asociada. A continuación se habría producido un atenuamiento cortical, registrado por cizalla extensional intrafoliar, cuyo efecto mayor asociado habría sido provocar la movilización y posterior emplazamiento de las diatexitas en niveles corticales más altos, ocasionándose así una descompresión generalizada (coronas de cordierita y plagioclasa alrededor de granate). Luego de la descompresión se habría producido el plegamiento macroscópico suave. El enfriamiento posterior (coronas de biotita alrededor de granate) se habría desarrollado en condiciones estáticas que se mantuvieron hasta una etapa póstuma, durante la cual la deformación se habría localizado en fajas de cizalla inversas y se habrían producido los eventos finales de hidratación.

Estos fenómenos podrían explicarse tentativamente en el marco de una tectónica de tipo colisional, como el modelo propuesto por Kraemer *et al.* (1995) para explicar la evolución del orógeno de las Sierras Pampeanas de Córdoba para el Proterozoico tardío. Dicho modelo ha sido planteado en cinco etapas, atribuyéndose la etapa D a la colisión del Terreno Pampia con el Cratón Río de La Plata (Ramos y Vujovich 1993). Como resultado de ese evento se habría producido engrosamiento cortical, asociado a una anomalía térmica que habría generado el metamorfismo regional M2 de alto grado con anatexis.

Sin embargo, para la región de Río Hondo, este mecanismo sólo explica la compresión inicial y la migmatización en niveles profundos de la corteza. Las nuevas evidencias muestran que, posteriormente a este fenómeno, se habría producido una extensión, siendo ésta la causa principal de la deformación post-migmática D3 que provocó también la descompresión estática concomitante que habrían sufrido las rocas de la región, preservando las coronas de retrogradación.

Un evento extensional de tal magnitud podría explicarse por un colapso extensional (Dewey 1988) luego del engrosamiento. Posteriormente a ese evento habría ocurrido una compresión leve, que habría producido, por un lado, el plegamiento macroscópico

suave, y por el otro, ya en las etapas finales, una deformación localizada por cizalla dúctil.

### Estadio 2

Durante esta etapa se produce el emplazamiento de las vetas auríferas, con rumbos generales este-oeste y buzamientos hacia el sur. Según las evidencias texturales observadas, particularmente texturas en peine y ausencia de deformación interna, es posible deducir que se trata de venas extensionales. Esta observación, aunada a la discordancia muy marcada que muestran con la foliación metamórfica  $S_2$  y con el fracturamiento regional, permiten postular que se trataría de fenómenos mineralizantes alejados del metamorfismo principal M2 de edad Precámbrico tardío y más posiblemente ligados a la tectónica frágil instalada en la Sierras Pampeanas de Córdoba al menos desde el Paleozoico tardío. Cabe destacar que el fracturamiento con dirección  $N 300^\circ$  corta al batolito de Achala, de edad Carbonífero temprano (Rapela *et al.* 1992; Toselli *et al.* 1992), refractándose dentro del mismo y retomando su rumbo en rocas del encajonante sudoriental (p. ej. Lineamiento Vilches mencionado más arriba). Por otro lado y en un campo extensional de esfuerzos, la penetración tardía de filones mineralizados del distrito El Guaico durante el inicio del ciclo Gondwánico, corta las pegmatitas sincinemáticas y las milonitas de la faja de cizalla Dos Pozos en un episodio datado con diferentes métodos entre  $315$  y  $340$  Ma  $\pm 10$  (Sureda 1978). Las venas auríferas, a su vez, cortan discordantemente a la dirección de fracturación  $N 300^\circ$  y no están deformadas por la misma. Sobre la base de las relaciones de sobreimposición, podemos postular una posición temporal alta, al menos post-batolítica, para el emplazamiento de las vetas auríferas. Esto último nos lleva a considerar tentativamente la mineralización dentro del cuarto episodio de Skirrow y Sims (1996), es decir, Paleozoico tardío-Mesozoico.

### Conclusiones

Basados en criterios texturales se determina para las anatexitas de Río Hondo una trayectoria textural P-T que refleja un lazo de tipo horario, con una etapa prógrada hasta el alto grado, registrada principalmente por la presencia de minerales relictos como estaurilita y granate poiquilítico, con anatexis en el pico metamórfico M2 y con una importante historia retrógrada de descompresión, ligada aquí a un fenómeno extensional, registrada por las coronas de plagioclasa y cordierita alrededor de granate. El evento descompresivo sería

un fenómeno generalizado en las sierras de Córdoba, probablemente ligado a una etapa post-colisional.

No se ha podido comprobar la coexistencia en equilibrio textural de cordierita con granate, siendo por el contrario esta última la fase que se consume. La cordierita no se habría formado durante el pico metamórfico M2, asociada a la anatexis, sino durante la historia retrógrada posterior (M3) mediante reacciones sólido-sólido (metamórficas).

La foliación metamórfica principal  $S_2$  muestra un plegamiento asimétrico suave  $F_3$  a escala macroscópica, con ejes inmersos hacia el este y planos axiales  $S_4$  noreste-sudoeste y buzantes al sur, que no coinciden con las tendencias estándar de foliación y plegamiento en las sierras de Córdoba.

Para el emplazamiento de las vetas auríferas extensionales, con rumbos generales este-oeste y buzamientos hacia el sur, discordantes con la foliación metamórfica  $S_2$  y con el fracturamiento regional, se postula que se trataría de fenómenos mineralizantes alejados del metamorfismo principal M2 de edad Precámbrica tardía y más posiblemente ligados a la tectónica frágil posterior al emplazamiento del batolito de Achala (post-Carbonífero temprano), probablemente de edad Paleozoico tardío-Mesozoico.

### Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los Proyectos PID 3303/92-CONICET y A.I.F. N° 3811/95-CONICOR. Se agradece a la Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba el apoyo prestado a través de Aldo A. Bonalumi, quien gestionó el préstamo del vehículo con el que fueron realizadas las campañas. Se agradece la tarea de los árbitros anónimos de la revista que contribuyeron a mejorar la versión final del manuscrito.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1950. Recursos minerales de la República Argentina: I. Yacimientos metalíferos. Revista de Ciencias Geológicas del Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, 2: 1-544.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Volumen 2. Comisión de Investigaciones de la Provincia de Buenos Aires, La Plata.
- Baldo, E.G.A., 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 260 p. (inédito).

- Baldo, E. y Casquet, C., 1996. Garnet zoning in migmatites, and regional metamorphism, in the Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas, Argentina). *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 5: 507.
- Baldo, E.G., Casquet, C. y Galindo, C., 1996. El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas), Argentina. *Geogaceta*, 19: 51-54.
- Bonalumi, A. y Gigena, A., 1982. Plan Oro: Prospección geológico-minera. Informe interno, Dirección de Geología de la Provincia de Córdoba, 1: 25-65 (inédito).
- Bonalumi, A. y Gigena, A., 1984a. Observaciones metalogénicas de un distrito aurífero del noroeste de la provincia de Córdoba. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 7: 231-244.
- Bonalumi, A. y Gigena, A., 1984b. Estudio petro-estructural de la zona de "La Puerta" en el distrito aurífero del río de La Candelaria, Dpto. Cruz del Eje, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (3-4): 161-173.
- Bucher, K. y Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 6th. Edition. Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag, 318 p., Berlín.
- Camargo, C.G., 1944. Los yacimientos auríferos de la Sierra de Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 131 p. (inédito).
- Cerrodo, M.E., 1996. Metamorphic evolution of high grade metapelites of Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 5: 531.
- Cingolani, C. A. y Varela, R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. *Actas 2º Congreso Ibero-americano de Geología Económica*, 1: 9-35.
- Dalla Salda, L.H., 1984. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 38-51.
- Dewey, J.F., 1988. Extensional Collapse of Orogens. *Tectonics*, 7 (6): 1123-1139.
- Gil Ibarguchi, J.I. y Martínez, F.J., 1982. Petrology of Garnet-Cordierite-Sillimanite Gneisses from the El Tormes Thermal Dome, Iberian Hercynian Foldbelt (W Spain). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 14-24.
- Gómez Molina, G.E., 1984. Sector aurífero de Río Hondo: Prospección y Cartografía Minera (en especial levantamiento topogeológico minas La Republicana-La Azucena). Trabajo Final, Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 32 p. (inédito).
- Gordillo, C.E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 53 (1-2): 3-44, Córdoba.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 68: 1-40, Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. Segundo Simposio Geología Regional Argentina, 2, pp. 577-650, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Guereschi, A.B., 1994. Petrología y estructura de los mármoles y rocas asociadas de las pedanías Cañada de Alvarez y Río de Los Sauces, departamento Calamuchita, provincia de Córdoba. Informe Final Beca de Iniciación-CONICET, 128 p. (inédito).
- Hobbs, B.E., Means, W.D. y Williams, P.F., 1981. *Geología Estructural*. Ediciones Omega, 518 p., Barcelona.
- Holdaway, M.J., 1971. Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *American Journal of Science*, 271: 97-131.
- Holdaway, M. y Lee, S.M., 1977. Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 14: 123-162.
- Johannes, W., 1983. On the origin of layered migmatites. En: Atherton, M.P. y Gribble, C.D. (Eds.): *Migmatites, Melting and Metamorphism*, pp. 234-248, Shiva Publishing, Nantwich.
- Kerrick, D.M., 1972. Experimental determination of the muscovite + quartz stability with  $P_{H_2O} < P_{total}$ . *American Journal of Science*, 272: 946-958.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30º 40'-32º 40' LS), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Marshak, S. y Mitra, G., 1988. *Basic Methods of Structural Geology*. Prentice Hall, 446 p., New Jersey.
- Martino, R. D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 162 p. (inédito).
- Martino, R. D., 1993. Las fajas de deformación de las Sierras Pampeanas, Argentina Central: Reseña general. Informe Beca Externa, CONICET, 36 p. (inédito).
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnochio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32º S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 60-77.
- Martos, D. A., Petrelli, H. A., Candiani, J. C. y Miró, R., 1994. Modelos de yacimientos auríferos de la Provincia de Córdoba. Informe Interno, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Regional Centro, 21 p. (inédito).
- Mehnert, K.R., 1968. *Migmatites and Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, 405 p., Amsterdam.
- Newton, R. C. y Haselton, H. T., 1981. Thermodynamics of garnet-plagioclase-Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-quartz geobarometer. En: Newton, R.C., Navrotsky, A. y Wood, B.J. (Eds.): *Thermodynamics of Minerals and Melts*, pp. 131-147. Springer Verlag, New York.
- Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20 h, Los Gigantes, provincia de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 90, Buenos Aires.
- Otamendi, J. E. y Rabbia, O. M., 1996. Petrology of high-grade gneisses from Macizo Río Santa Rosa: evidence of decompression in the Eastern Sierras Pampeanas, Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 5: 527.
- Park, C. F. y McDiarmid, R.A., 1981. *Yacimientos minerales*. Ediciones Omega, 512 p., Barcelona.
- Ragan, D. M., 1980. *Geología Estructural: Introducción a las Técnicas Geométricas*. Ediciones Omega, 207 p., Barcelona.
- Ramos, V.A. y Vujovich, A. G., 1993. Laurentia-Gondwana connection: a Southamerican perspective. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, Boston.
- Rapela, C. W. y Pankhurst, R. J., 1996. The Cambrian plutonism of the Sierras de Córdoba: pre-Famatinian subduction? and crustal melting. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 5: 491.
- Rapela, C. W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): *Paleozoico Inferior de Ibero-América*, pp. 23-68. Universidad de Extremadura, España.
- Sabin, D. J., 1936. Las vetas auríferas del distrito Paso del Molle. Biblioteca de la Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba (informe inédito).
- Selverstone, J. y Chamberlain, C.P., 1990. Apparent isobaric cooling paths from granulites: Two counterexamples from British Columbia and New Hampshire. *Geology*, 18: 307-310.
- Skirrow, R.G. y Sims, J.P., 1996. Mineral deposit styles and set-

- tings in the Southern Sierras Pampeanas, Argentina. Actas 13<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, 3: 137.
- Sureda, R.J., 1978. Las vetas de plomo, plata y zinc del distrito minero El Guaico en la Provincia de Córdoba, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33 (4): 299-324.
- Toselli, A.J., Dalla Salda, L.H. y Caminos, R., 1992. Evolución metamórfica y tectónica del Paleozoico Inferior de Argentina. En: Gutiérrez Marco, J.G., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): Paleozoico Inferior de Ibero-América, 279-309, Universidad de Extremadura, España.
- Turner, F.J., 1981. Metamorphic Petrology. Mineralogical, Fields and Tectonic Aspects. Mc Graw-Hill Book Company, 523 p., New York.
- Winkler, H.G.F., 1978. Petrogénesis de Rocas Metamórficas. Ediciones H. Blume, 346 p., Madrid.

**Recibido:** 2 de enero, 1997

**Aceptado:** 14 de agosto, 1997

# Síntesis de los eventos tectotérmicos del basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba

Mónica P. ESCAYOLA y Pablo E. KRAEMER

*CONICET, Cátedra de Petrología Ignea y Metamórfica, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba*

**ABSTRACT.** *Synthesis of the tectonotermic events in the basement of Sierras Pampeanas, Córdoba.* An analysis of recently published works on the deformation, igneous activity and metamorphism of the basement of the Sierras Pampeanas of Córdoba is presented. We correlated the different events proposed by different authors and standardized a nomenclature in order to demonstrate clearly the complex evolution of the range. The tectonic evolution broadly corresponds to the Brasiliano cycle (900 Ma-500Ma) being separated into four stages: a) This stage involves a deformational event D1 which encompasses two distinct phases (F1 and F2) of folding with axial-planar foliation (S1 and S2) related to a medium to high grade metamorphic episode (M1). Two episodes of igneous activity are related to (M1), granitic veins and pegmatites (RI1) and varied intrusives chiefly granodiorites and tonalites (RI2); b) This stage comprises a deformational event (D2) composed of a progressive deformation phase (F3) represented by a synmetamorphic axial-planar foliation (S3) and a later post metamorphic foliation (S4). (D2) is related to a high grade metamorphism (M2) with migmatization. Igneous activity (RI3) is related to (S3) and (RI4) represented by granites and quartzose monzonites is related to (S4); c) This stage is associated with a deformational event (D3) that produces a deformational phase (F4) represented by a mylonitic foliation (S5) and open refolding. (D3) is related to a cataclastic metamorphism (M3) under medium to high temperature. An igneous activity (RI5) is represented by trondjemite; d) This stage correspond to a retrograde metamorphic episode (M4). The last parts of stages b and c are tentatively related with a reactivation due to the Tilcaric phase (600 Ma-540Ma), whereas the eastern Pampean ranges were the foreland of the Puncoviscana orogen recognized in the northwest of Argentina.

## Introducción

La región a la que se refiere este trabajo está comprendida en el ámbito de las Sierras Pampeanas orientales, entre los 64° y los 65° 30' long. O y los 30° 40' y 32° 40' de lat. S, provincia de Córdoba (Fig. 1).

Las Sierras Pampeanas de Córdoba están constituidas por un basamento ígneo-metamórfico integrado principalmente por migmatitas, gneises y esquistos de edad precámbrica a paleozoica temprana (Cingolani y Varela 1975). Las metamorfitas se encuentran en facies de anfíbolitas media a alta (Gordillo y Lencinas 1979). Algunos sectores desarrollan facies de alto grado metamórfico representados por gneises y anfíbolitas hipersténicas en facies de granulitas hornbléndicas, asociadas a migmatitas cordieríticas con diversos grados de fusión parcial, constituyendo fajas y macizos migmatíticos (Gordillo 1984). En este ámbito se han reconocido rocas ígneas metamorizadas tanto en sectores de la sierra Chica (Zuásqueta 1992; Garzón 1992; Martino *et al.* 1995) como en la sierra Grande (Pastore 1932; Martino 1988; Baldo 1992; Guerreschi y Baldo 1992).

El conocimiento geológico de las Sierras Pampeanas de Córdoba ha avanzado significativamente en los últimos años. Dicho avance produjo que las denominaciones utilizadas por los diferentes autores para los eventos estructurales, metamórficos e ígneos proliferaran, siendo a veces dificultoso lograr equivalencias y comparaciones entre unos y otros.

El objetivo del presente trabajo es analizar las diferentes propuestas, establecer las coincidencias entre ellas y sintetizarlas en un cuadro bajo una terminología uniforme. Los distintos eventos tectotérmicos se asocian con la cronología relativa y absoluta disponible hasta el momento.

## Eventos tectotérmicos

Se sintetizan a continuación las conclusiones de diferentes autores sobre la evolución metamórfica, ígnea y estructural del basamento de las sierras de Córdoba.

Gordillo (1979, 1984) y Gordillo y Lencinas (1979) propusieron cuatro episodios metamórficos (Fig. 2) de la siguiente manera:

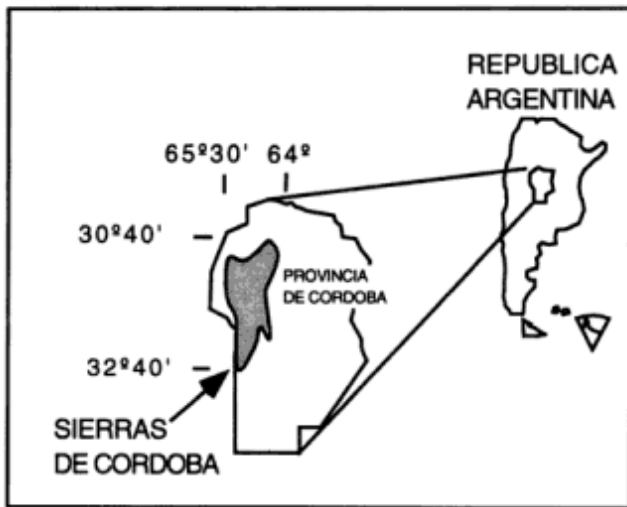


Figura 1: Mapa de ubicación.

**Episodio metamórfico M1:** Se produce en facies de anfibolita, localmente en zona de sillimanita, reconociéndose pequeñas cantidades de estauroilita y disteno relícticos en la cordierita que prueban que el metamorfismo regional de grado medio era de presión media. Indica para la culminación de este episodio la presencia de migmatitas tonalíticas heterogéneas que determinarían el pasaje progradante al alto grado.

**Episodio metamórfico M2:** Se caracteriza por la asociación granate + cordierita + feldespato potásico encontrada en extensas áreas migmatíticas. Las condiciones del metamorfismo estimadas por Gordillo (1984) indican valores aproximados a 750° C de temperatura y 6,5 Kb de presión. En varios lugares aparecen asociadas a metabasitas hipersténicas con restos de una paragénesis anterior en facies de anfibolitas. Las migmatitas de las sierras de Córdoba son sincinemáticas y se produjeron en la culminación del evento metamórfico principal (Gordillo 1984, p. 7).

**Episodio metamórfico M3:** Es de tipo cataclástico profundo, produce la milonitización de rocas cuarzo feldespáticas, ígneas y metamórficas. Se sugiere para este episodio condiciones metamórficas de grado medio dada la retrogradación del hipersteno a cummingtonita fibrosa y hornblenda verde a verde azulada.

**Metamorfismo retrógrado M4:** Se caracteriza por una intensa retrogradación del granate a clorita y sericitización de feldespatos.

Dalla Salda (1984a, b; 1987) (Fig. 2), propuso una etapa de rifting inicial en el Precámbrico tardío (970 Ma) seguido de una fase orogénica inicial. En esta fase se producen las estructuras del dominio D1, caracterizado por pliegues intrafoliares, similares parale-

Gordillo y Lencinas (1979), Gordillo (1984)					
M1	M2	M3	M4		
Estauroilita Disteno.	---Sill. ---	-----Cord.	Retrógrado alta T Milonitización	Retrógrado baja T Clorización	
Dalla Salda (1984a-b, 1987)					
D1		D2		D3	
Martino (1988)					
M1	M2	M4			
Disteno	---Sill. ---	-----Cord.	Milonitización y pliegues abiertos		
Pre D1	D1	D2	Pre D4(?) S2 equivalente a S3	D4	
B S1/Sx	B S2/S1	B S3/S2		B S4/S2 Cizalla dúctil	
R11	R12	R13			
Venas graníticas concordantes	Cuerpos ígneos ácidos turmaliníferos	Stocks graníticos y facolitos			
Demange et al. (1993)					
M1	M2	Biot. Sill. Musc. Milonitización			
Estauroilita Disteno	---Sill. ---	-----Cord.			
D1	D2	D3			
Pegmatitas 1	Pegmatitas 2	Tonalitas San Carlos	Pegmatitas 3 Stocks graníticos	Diques tonalíticos	
Caffe (1993), Caffe y Baldo (1996)					
Pre M1	M1	M2	M3	M4	M5
Estauroilita Disteno	---Sill. ---	-----Cord. ---	Fibrol.	Andal.	Retrógrado Clorita
		F1 BSx/S1	F2 B S1/S2	F3 B S2/S3	D4 ?
	R11	R12	R13		
	Venas de cuarzo. Pegmatoides. Intrusivos tonalíticos y granodioríticos.	Pegmatoides Aplitas y Monzonitas cuarzosas.	Trondjemitas.		
Baldo et al. (1996)					
M1(?)		M2 Cord.	M3		

Figura 2: Cuadro de episodios metamórficos, eventos de deformación y episodios ígneos del basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba según diversos autores. (D) evento de deformación, (F) fase de deformación, (S) foliación, (M) episodio metamórfico y (R) episodio ígneo.

los y cilíndricos, mullions y lineación mineral, con orientaciones dominantes (ejes de plegamiento y rumbo de capas) N80°.

Luego sigue un estadio de cinturón móvil compuesto de dos fases que habrían producido los dominios D2 del Precámbrico tardío - Paleozoico temprano (640 Ma-570 Ma) y D3 del Paleozoico temprano (Ordovícico a Silúrico). El dominio D2 se caracteriza por pliegues producidos por aplastamiento y flujo de estilo variado tanto apretados y similares como abiertos y suaves, con orientaciones dominantes estadísticas N330° e inclinaciones preferentemente hacia el este. El dominio D3 posee pliegues similares, abiertos a apretados y disarmónicos con orientaciones dominantes N20°.

Martino (1988) estableció el siguiente desarrollo (Fig. 2) en un sector al norte del batolito de Achala:  
**Evento Pre-D1:** Produce un plegamiento isoclinal por flujo donde una foliación Sx previa es plegada por ejes B S1/SX, produciéndose la intrusión de venas

graníticas concordantes con S1 o actividad ígnea RI1.

**Evento D1:** Los pliegues anteriores son afectados por un plegamiento cerrado a isoclinal donde la foliación S1 es plegada alrededor de ejes B S2/S1 con planos axiales horizontales. S1 rota y se hace paralela a S2. Los pliegues del evento anterior quedan como relictos (pliegues intrafoliares isoclinales) dentro de S2 = S1, produciéndose el budinado de niveles competentes. Este episodio es el más importante y a él se asocia el episodio metamórfico M1 en facies de anfibolitas y el emplazamiento de cuerpos ígneos ácidos turmaliníferos (RI2).

**Episodio metamórfico M2:** Produce metamorfismo de grado medio a alto en facies de anfibolitas. En las etapas finales de este episodio se produce el episodio ígneo representado por stocks graníticos RI3, los que en parte se emplazan como facolitos durante el evento plegante D2.

**Evento D2:** En este evento se produce un plegamiento cerrado a muy cerrado inclinado al oeste a vertical con ejes B S3/S2, constituyendo las estructuras mayores. La deformación produce plegamiento por aplastamiento y flujo con fuerte deformación post-cristalina y milonitización por cizallamiento dúctil de rocas ortoderivadas a altas temperaturas evidenciado por la recrystalización. En los sectores con mayor deformación las estructuras plegadas más antiguas aparecen desmembradas dentro de la foliación S2 = S3. Se incrementa la intensidad de la deformación haciéndose el plegamiento isoclinal y produciendo el paralelismo de S2 = S3 (evento pre D4 ?).

**Evento D4:** Produce el plegamiento de los flancos de los pliegues del evento D2, generando estructuras de interferencia (tipo 1 a 2, domos y cuencas). Esta etapa de deformación se vincula a la actividad de una zona de cizallamiento que arrastra las estructuras pre D4. El metamorfismo dinámico asociado con la deformación en la faja de cizalla se denominó M4 y desarrolló foliación milonítica.

Demange *et al.* (1993) establecieron la siguiente evolución (Fig. 2):

**Deformación (D1 y D2):** Se producen dos fases de deformación sinmetamórficas. Los pliegues D1, centimétricos a decimétricos y pliegues D2 más evidentes que forman estructuras de varios kilómetros.

**Metamorfismo (M1):** El episodio metamórfico M1, de presión media es contemporáneo con las fases D1 y D2. La asociación más común es granate + biotita + sillimanita + feldespato potásico + plagioclasa + cuarzo + ilmenita y como asociación relictica se presenta disteno y estauroлита. En esta etapa se intruyen pegmatitas 1, granitos granatíferos y pegmatitas 2. La mayor parte del metamorfismo se encuentra en facies de anfibolitas alta.

**Metamorfismo (M2):** Posterior a la fase de deforma-

ción D2, se reequilibra la asociación anterior a biotita + cordierita + granate + feldespato potásico + plagioclasa + cuarzo + ilmenita, con temperaturas estimadas de 650° C- 700° C y presiones entre 4,5 y 5 Kb. Se emplazan rocas de composición tonalítica con característica migmatitas y conteniendo cordierita en la asociación mineral.

**Deformación D3:** Posterior a M2, produce pliegues con planos axiales verticales y ejes con rumbos N-S con planos axiales marcados por clivaje de fractura. Se intruye en esta etapa el episodio pegmatítico 3.

Posteriormente se producen fajas miloníticas que retrabajan las estructuras previas, ubicándose en correspondencia con los planos axiales de los pliegues mayores producidos por D2. Las lineaciones de estiramiento indican una componente inversa con desplazamiento de rumbo sinistral. Se generan milonitas bajo condiciones de grado metamórfico medio a alto (biotita + muscovita + sillimanita) evolucionando a facies de esquistos verdes. Las fajas miloníticas generalmente asociadas a rocas ultrabásicas son previas a diques tonalíticos con edades de 570 Ma. Estas fajas miloníticas producen el cabalgamiento hacia el oeste de bloques de grado metamórfico mayor sobre rocas de grado metamórfico menor, dentro de cada bloque el grado metamórfico se incrementa hacia el oeste.

Caffe (1993) (Fig. 2), propuso:

**Episodio metamórfico (Pre M1):** representado por una paragénesis relictica compuesta por biotita, estauroлита y disteno (?) que constituiría un episodio anterior a un M1 progradante. Esta paragénesis se observa principalmente en migmatitas de composición granítica.

**Episodio metamórfico M1:** Caffe (1993) y Caffe y Baldo (1996) citan para las estromatitas tonalíticas las asociaciones estauroлита-biotita-cianita y granate-biotita-plagioclasa-cuarzo. En las estromatitas graníticas cita la asociación mineral biotita, granate, sillimanita y feldespato potásico.

**Primera fase de plegamiento (F1):** Está representada por pliegues intrafoliares con ejes B SX/S1, verticalizados producto del plegamiento de una superficie previa Sx según un plano axial S1. Estos pliegues aparecen dispersos dentro de la foliación S2. Siguiendo los planos axiales S1 se intruyen rocas magmáticas RI1 (venas de cuarzo pegmatoides, rocas básicas y ortogneises tonalíticos granodioríticos). Esta fase de deformación es contemporánea con el pico metamórfico M2 que alcanza el alto grado metamórfico con la asociación cordierita - granate. Se reconoce una zonación regional donde el grado metamórfico aumenta de este a oeste. El crecimiento mineral sincinemático de paragénesis de calco y filosilicatos en mármoles y migmatitas son las que producen la S1 metamórfica.

*Segunda fase de plegamiento (F2):* En esta fase se produce la foliación más penetrativa S2. Esta foliación es postmetamórfica producida por el plegamiento de la foliación S1 según ejes B S1/S2. Los pliegues son de tipo isoclinal, apretados vergentes al oeste hasta hacerse recumbentes, con un aplastamiento progresivo, que produce el desmembramiento por budinado de los pliegues de F1 y el paralelismo entre la S1 metamórfica y la S2 postmetamórfica. En esta etapa se intruyen pegmatitas, aplitas y una monzonita cuarzosa (RI2), concordantes con S2 y plegadas por F3.

*Tercera fase de plegamiento (F3):* Se producen estructuras sinformales con dispersión de polos de S2 según ejes BS2/S3. Estas estructuras son localmente apretadas, pero no alcanzan a desmembrar los pliegues de F2, sino que producen estructuras de interferencia de tipo 2 de Ramsay (1977). En esta etapa se produce el episodio metamórfico M3, consistente en modificaciones texturales de las rocas por metamorfismo dinámico, con fibrolitización de los minerales aluminosos y texturas miloníticas y en mortero en los mármoles, bajo condiciones de presión y temperatura estables. Esta etapa se vincularía a la actividad de la fajas de cizalla dúctil situadas al pie de la sierra de Cuniputo. Con posterioridad a esta fase de deformación F3, se produce la intrusión de stocks trondhjemíticos peraluminosos (RI3).

*Episodio metamórfico M4:* Caracterizado por la paragénesis andalucita-cordierita, representa un episodio metamórfico de temperaturas medias y presiones bajas. La blástesis de la andalucita no está aún esclarecida pero se sugiere que podría atribuirse a un pico de temperatura relacionado a la intrusión de plutones ígneos RI3.

*Episodio metamórfico M5:* Se produce la aparición de sericita y clorita en bajo grado metamórfico por retrogradación de minerales primarios.

Baldo *et al.* (1996) reconocen la posible existencia de un evento metamórfico M1(?) evidenciado por la discontinuidad textural entre el núcleo y el borde de granates de las migmatitas del grupo La Calera. Al episodio metamórfico posterior M2 le asignan condiciones de temperatura y presión por encima del solidus pelítico (820° C y 5.7 Kb). Las condiciones del evento M3 corresponden a valores de 715° C y 4 Kb.

## Discusión

Cuando se compara la evolución del basamento ígneo metamórfico propuesta según los diferentes autores, se observa un acuerdo en los siguientes puntos (Fig. 2).

a. Se reconocen asociaciones de temperaturas medias (estauroлита), medias a altas (sillimanita) M1

y altas a muy altas (cordierita - granate - feldespato potásico) M2. Gordillo (1984), Martino (1988) y Caffè (1993) mencionan la presencia de disteno relicto como inclusiones en la paragénesis de M1.

b. Durante el metamorfismo M1 y M2 se produce la intrusión de cuerpos ígneos en al menos tres pulsos magmáticos.

c. Se reconoce uno o dos eventos de deformación sincrónicos a M1 o M2. Según el área de estudio del autor considerado serían responsables de la foliación más penetrativa del basamento, dada la blástesis mineral sincinemática.

d. Se produce un evento de deformación dúctil que genera foliación por aplastamiento posterior a la blástesis mineral asociada a (M2).

e. Se reconoce un episodio metamórfico de grado medio a alto, cataclástico, M3 asociado a deformación por cizalla dúctil que produce texturas miloníticas y en mortero en los mármoles y fibrolitización de los minerales aluminosos.

f. Se identifica un episodio de metamorfismo retrógrado con intensa cloritización del granate y sericitización de feldespatos.

## Correlación y estandarización de la nomenclatura.

Con el objeto de facilitar el análisis, se define el significado y símbolos de la terminología a utilizar según los conceptos de Marshak y Mitra (1988) y Pashier y Trouw (1996):

1. Foliación (S): Término descriptivo para estructuras planares. No tiene connotación genética.

2. Fase de deformación (F): Intervalo de tiempo en que una generación de estructuras es producida. Una fase de deformación progresiva se refiere a la formación de varias generaciones de estructuras en un determinado intervalo de tiempo.

3. Evento de deformación (D): Consiste de una o más fases de deformación temporal y genéticamente relacionadas.

4. Ciclo orogénico: Comprende uno o más eventos deformacionales asociados con un período principal de tectonismo o formación de montañas. Las orogénesis se desarrollan en largos períodos de tiempo y están acompañadas por fenómenos de deformación, magmatismo y metamorfismo.

5. Episodio metamórfico (M): Un episodio metamórfico refleja el pasaje de una roca por condiciones de presión y temperatura críticas que inician reacciones químicas que producirán nuevos minerales.

6. Ciclo metamórfico: Consiste de uno o más episodios metamórficos.

Se sintetizan para las Sierras Pampeanas de Córdoba los siguientes eventos tectotérmicos:

1. *Evento deformacional D1.* Se denomina evento



deformacional D1 al conjunto de fases de deformación ocurridas durante el episodio metamórfico M1. Se han reconocido hasta el momento dos fases de deformación F1 y F2, responsables de la foliación S1 y S2 respectivamente. Las fases F1 y F2 se correlacionan con Pre D1 y D1 de Martino (1988), con D1 y D2 de Demange *et al.* (1993) y con D1 de Dalla Salda (1984a, b, 1987).

2. *Ciclo metamórfico M1- M2.* Consiste de dos episodios metamórficos bajo condiciones de presión decreciente y temperatura creciente. La presencia de disteno y estaurólita relícticas sugiere etapas iniciales de temperaturas medias y presiones medias a altas (?) que evolucionan a asociaciones de presión y temperatura media con sillimanita estable (M1) y por último un pico térmico con granate + cordierita + feldespato potásico con formación de migmatitas y procesos de anatexis (M2). Este ciclo metamórfico comprende M1 y M2 de Gordillo y Lencinas (1979), Martino (1988), Demange *et al.* (1993), Pre M1, M1 y M2 de Caffè (1993) y M1 y M2 de Baldo *et al.* (1996).

3. *Actividad ígnea (RI1 y RI2).* Concomitante con el evento de deformación D1 se producen dos episodios de actividad ígnea. En el episodio RI1, se emplazan venas graníticas concordantes y pegmatitas. En el episodio RI2 se intruyen cuerpos ácidos turmalínicos, venas de cuarzo y pegmatoides. Se correlacionan con el episodio ígneo RI1 y RI2 de Martino (1988) y Pegmatitas 1 y 2 de Demange *et al.* (1993).

4. *Evento deformacional D2.* Este evento comprende una fase de deformación progresiva F3, caracterizada por una fase de plegamiento isoclinal sinmetamórfica que produce la foliación S3 y posteriormente fenómenos de deformación postmetamórfica que produce la foliación S4. S3 es equivalente a F1 de Caffè (1993) y parcialmente correlacionable con D2 de Dalla Salda (1984a, b, 1987) y D2 de Martino (1988). S4 es equivalente a "pre D4" de Martino (1988), a D3 de Demange *et al.* (1993), y a la fase F2 de Caffè (1993).

5. *Actividad ígnea RI3 y RI4.* Esta actividad ígnea se produciría durante el evento de deformación D2. RI3 estaría representado por intrusivos tonalíticos y granodioríticos, stocks graníticos y facolitos sincrónicos con (S3). Es equivalente a RI3 de Martino (1988) y RI1 de Caffè (1993). RI4 se produciría en las etapas finales del evento D2 (S4) y consiste de stocks graníticos y granodioríticos, pegmatoides, aptitas y monzonitas cuarzosas. Es equivalente a RI2 de Caffè (1993) y a pegmatitas 3 de Demange *et al.* (1993).

6. *Evento deformacional D3.* Este evento de deformación produce una fase de deformación (F4) repre-

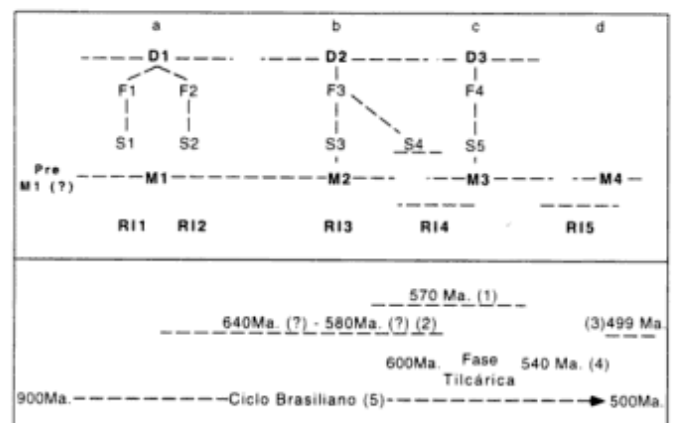
sentada por una foliación milonítica (S5) y replegamiento suave.

Este evento D3 es equivalente a D3 de Dalla Salda (1984a, b, 1987), D4 de Martino (1988), F3 de Caffè (1993) y a la etapa de milonitización de Demange *et al.* (1993).

7. *Episodio metamórfico M3.* Corresponde a un metamorfismo de grado medio a alto, bajo condiciones de temperatura y presión estables, consistente en modificaciones texturales de las rocas por metamorfismo dinámico. Se menciona fibrolitización de la sillimanita (Caffè 1993) y texturas miloníticas y en mortero en los mármoles (Martino 1988). Este episodio metamórfico se correlaciona con M3 cataclástico de Gordillo y Lencinas (1979), M4 Martino (1988), M3 de Caffè (1993), M3 de Demange *et al.* (1993) y M3 de Baldo *et al.* (1996).

8. *Actividad ígnea RI5.* En este evento se habría producido la intrusión de plutones trondhjemiticos peraluminosos (RI5), los mismos serían posteriores al evento deformacional D3. Este evento intrusivo es correlacionable con RI3 de Caffè (1993).

9. *Episodio metamórfico M4.* Se caracteriza por un episodio de metamorfismo retrógrado con intensa cloritización del granate y sericitización de los feldespatos. Este episodio es correlacionable con M4 de Gordillo y Lencinas (1979), M4 de Martino (1988) y M5 de Caffè (1993).



**Figura 3:** Cuadro de eventos tectotérmicos del basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. Referencias como en Fig. 2. (a), (b), (c) y (d) estadios evolutivos. (---) duración probable de eventos o episodios en base a la cronología absoluta y/o relativa. (1) 570 Ma: Isocrona Rb/Sr en tonalitas y aptitas (Cingolani y Varela 1975). (2) 640 Ma: Isocrona Rb/Sr (Cingolani y Varela 1975) y 580 Ma: promedio de dataciones Rb/Sr calculadas de Linares y Gonzalez (1990). (3) 499 Ma: Datación pórfido granítico de Oncán (Rapela *et al.* 1991). (4) 600 Ma - 540 Ma: Inicio y finalización de la fase Tílcárica (Omarini y Sureda 1993). (5) Ciclo Brasileño según Brito Neves y Cordani (1991).

### Cronología y orogénesis

La cronología relativa de los eventos de deformación, episodios metamórficos e ígneos ha sido establecida por diferentes autores (Gordillo y Lencinas 1979; Martino 1988; Caffè 1993; Demange *et al.* 1993). La cronología absoluta que se sintetiza en este trabajo (Fig. 3), se basa en los datos disponibles hasta el momento y deberá ser ajustada en el futuro a medida que edades más precisas sean aportadas.

Las dataciones radimétricas sobre roca total para el basamento de las sierras de Córdoba (Linares y Gonzalez 1990) comprenden 282 dataciones, de las cuales 197 fueron analizadas por el método K/Ar y las 85 restante por el método Rb/Sr. Cingolani y Varela (1975) calculan una edad por isocrona Rb/Sr de 640 Ma para el episodio metamórfico principal. Al calcular la media estadística sobre 41 dataciones Rb/Sr (Linares y Gonzalez 1990) en metamorfitas, gneises y migmatitas, obtuvimos una edad promedio de 580 Ma. Esto nos sugiere que el ciclo metamórfico M1-M2 podría haber ocurrido en el intervalo comprendido entre los 640 Ma y 580 Ma. Otro elemento para establecer la edad mínima de este ciclo es la edad por isocrona Rb/Sr de 570 Ma obtenida en filonianas aplíticas (Cingolani y Varela 1975) no afectadas por el ciclo metamórfico M1-M2 pero sí por el metamorfismo cataclástico M3 (Gordillo y Lencinas 1979, p. 630).

Esto nos permite asignar los eventos de deformación D1, D2 y D3, ciclo metamórfico M1-M2 y episodio M3 y la actividad ígnea RI1, RI2, RI3 y RI4 al ciclo Brasileño (Brito Neves y Cordani 1991; Almeida 1971).

El evento de deformación D3, episodio metamórfico cataclástico M3 y actividad ígnea RI4 y RI5, se interpretan como consecuencia de una reactivación tectónica producto de la fase Tilcárica (Kraemer *et al.* 1995), mientras las sierras Pampeanas orientales constituían el antepaís del orógeno de Puncoviscana reconocido en el noroeste Argentino (Omarini y Sureda 1993). El episodio metamórfico M4 podría vincularse a las etapas postumas del ciclo Brasileño o comienzos de ciclo Famatiniano(?). La edad de  $499 \pm 11$  Ma obtenida en pórfidos dacíticos de Oncán (Rapela *et al.* 1989) indicaría probablemente la etapa final de exhumación del orógeno Pampeano oriental.

### Consideraciones finales

La evolución metamórfica de un área es habitualmente dividida en episodios metamórficos y el concepto de fases de deformación es utilizado de una manera similar. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que en la zona interna de un orógeno, los episodios metamórficos son de naturaleza esencialmente

diferente que las fases de deformación. Estas últimas reflejan períodos de deformación entre intervalos con escasa o nula deformación que pueden considerarse instantáneos a la escala de tiempo utilizada en la evolución del orógeno. Una fase de deformación de naturaleza instantánea y sincrónica en diferentes niveles corticales, será pre - sin o postmetamórfica según sea la profundidad de enterramiento de la sección de corteza considerada, dada la naturaleza diacrónica del pico metamórfico según la profundidad (Thompson y England 1984; Pashier y Trouw 1996).

El cuadro de eventos y episodios sintetizado en la Fig. 3 es una generalización válida para el conjunto de las sierras de Córdoba. Sin embargo es necesario aclarar que no todos los eventos y episodios van a ser reconocidos en todas las localidades. Rocas que no alcanzaron las condiciones de presión y temperatura adecuadas para generar migmatitas, van a registrar más claramente los eventos de deformación tempranos que rocas con un alto grado de fusión parcial y movilización. Por ejemplo, si se compara la evolución estructural de la región de canteras Iguazú (Martino y Kraemer 1990a, b) donde no hay procesos de migmatización importantes, es posible reconocer hasta 4 etapas de deformación representadas por ejes de plegamiento BS1/Sx, B S2/S1, B S3/S2 y una foliación milonítica S4. En zonas donde las rocas han sido afectadas por migmatización, por ejemplo la kinzigita del río Santa Rosa (Martino *et al.* 1994) sólo se reconocen dos etapas de deformación, pliegues con ejes BS3/S2 y foliación milonítica S4. Este hecho pone en evidencia la dificultad que surge al estudiarse áreas con distintas ubicaciones relativas dentro del orógeno y deberá tenerse en cuenta al momento de realizar estudios comparativos en la evolución estructural de distintas regiones.

### Conclusiones

En este trabajo se comparan las propuestas de diferentes autores para los eventos tectotérmicos de las Sierras Pampeanas de Córdoba. Se estandariza la nomenclatura y se sintetizan en un cuadro los eventos de deformación, episodios metamórficos y actividad ígnea. Se evidencia una compleja evolución del orógeno durante el ciclo Brasileño (900 Ma-500 Ma) con las siguientes etapas (Fig. 3):

*Estadio a:* Comprende un evento de deformación (D1) con dos fases de plegamiento (F1) y (F2), con foliación de plano axial (S1) y (S2) vinculadas al episodio metamórfico progradante de medio a alto grado (M1). Se presentan dos episodios de actividad ígnea, venas graníticas y pegmatíticas (RI1) e intrusivos granodioríticos y tonalíticos (RI2).

**Estadio b:** Corresponde a un evento deformacional (D2) compuesto de una fase de deformación progresiva que produce una foliación de plano axial (S3) sincrónica con M2 y un aplastamiento (S4) posterior a M2. La actividad ígnea RI3 es sincrónica con (S3) y RI4 es sincrónica con (S4).

**Estadio c:** Corresponde a un evento de deformación (D3) con una fase de deformación (F4) en la que se distingue una foliación milonítica (S5) y replegamiento suave asociado. Ocurre un episodio metamórfico cataclástico M3 que se desarrolla bajo temperatura alta a media y un episodios ígneo, RI5 representado por trondjemitas.

**Estadio d:** Corresponde a un episodio metamórfico retrogrado de bajo grado M4.

La etapa final del estadio b (S4) y el estadio c se vincularían tentativamente con una reactivación producto de la fase Tílcárica (600Ma-540Ma), mientras las sierras Pampeanas orientales ocupaban una posición de antepaís respecto al orógeno de Puncoviscana del noroeste Argentino. Las edades asignadas a cada una de las etapas de la evolución orogénica (a, b, c y d) se basa en los datos radimétricos disponibles hasta el momento y deberá ser ajustada en el futuro a medida que edades más precisas y nuevos estudios de detalle sean aportados.

## Agradecimientos

Se agradece a P. Caffé las fructíferas discusiones sostenidas sobre la correlación de eventos tectónicos y a C. Connors y L. Dalla Salda por sus acertadas sugerencias.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Almeida, F., 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 1: 13-21.
- Baldo, E., 1992. Estructura, petrología y geoquímica de las rocas ígneas y metamórficas entre la Pampa de Olaen y Characato, extremo norte de la Sierra Grande de Córdoba. República Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 235 p. (Inédito).
- Baldo, E., Casquet C. y Galindo C., 1996. El metamorfismo de la Sierra Chica de Córdoba (Sierras Pampeanas). Argentina. *Geogaceta* 19: 51-54.
- Brito Neves, B. B. y Cordani U. G., 1991. Tectonic Evolution of South América during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.
- Caffé, P. J., 1993. Petrología y estructura del área comprendida entre las localidades de la Fronda y Quilpo Sud, Departamentos de Punilla y Cruz del Eje, Provincia de Córdoba. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 236 p. (Inédito).
- Caffé, P. J. y Baldo, E., 1996. Estructura del Basamento Metamórfico en el bloque situado al oeste de la Sierra de Cuniputo, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (4): 3-10.
- Cingolani, C. y Varela R., 1975. Geocronología Rubidio-Estroncio de rocas ígneas y metamórficas de la Sierra Chica y Grande de Córdoba. *Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 1: 9-35. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. H., 1984a. La estructura íntima de la Sierra de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39 (1-2): 38-51.
- Dalla Salda, L. H., 1984b. La estructura mesoscópica del basamento cristalino en el área del Río Primero, Córdoba. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 191-203.
- Dalla Salda, L. H., 1987. Basament tectonics of Southern Pampean Ranges, Argentina. *Tectonics*, 6 (3): 249-260.
- Dalla Salda, L. H., Varela, R. y Cingolani, C., 1993. Sobre la colisión de Laurentia -Sudamérica y el Orógeno Famatiniano. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 358-366. Buenos Aires.
- Demange, M., Baldo E. G. y Martino R. D., 1993. Estructural evolution of the Sierra de Córdoba (Argentina). *Second Symposium of Andean Geodynamic*. Oxford.
- Garzón, P., 1992. Petrografía y estructura metamórfica. Zona de la Bolsa y Embalse Los Molinos. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 67 p. (Inédito).
- Gordillo, C. A., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 53 (1-2): 3-44, Córdoba.
- Gordillo, C. A., 1984. Migmatitas cordieríticas de la sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Miscelánea*, 68: 1-40, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Gordillo, C. A. y Lencinas, A. N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. 2º Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Guereschi, A. y Baldo, E. 1993. Petrología y geoquímica de las rocas metamórficas del sector centro-oriental de la sierra de Comechingones, Córdoba. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 319-326. Buenos Aires.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40' - 32° 40'S), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Linares, E. y Gonzalez, R., 1990. Catálogo de edades radimétricas de la República Argentina 1957 - 1987. *Publicación Especial de la Asociación Geológica Argentina Serie B (Didáctica y Complementaria)*, 19. 628 p. Buenos Aires.
- Marshak, S. y Mitra, G., 1988. *Basic method of Structural Geology*. Prentice Hall. 446 p., New Jersey.
- Martino, R. D., 1988. Geología y petrología del basamento metamórfico de la región situada al norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 162 p. (Inédito).
- Martino, R. D. y Kraemer, P., 1990a. Consideraciones sobre la foliación milonítica y foliaciones de los mármoles y rocas asociadas de Iguazú, Sierra Grande, Provincia de Córdoba. *Actas 6º Reunión de Microtectónica. Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Monografías*, 8: 143-147. Buenos Aires.
- Martino, R. D. y Kraemer, P., 1990b. Estructura de los mármoles y rocas asociadas de Iguazú, Sierra Grande, Pcia. de Córdoba. *Actas 6º Reunión de Microtectónica. Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Monografías*, 8: 35-39. Buenos Aires.
- Martino, R. D., Escayola, M. y Saal, A., 1994. Estructura del cuer-

- po de "kinzigita" del río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49 (1-2): 3-10.
- Martino, R. D., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 60-77.
- Omarini, R. H. y Sureda, R., 1993. Evolución geodinámica y configuración paleogeográfica en los Andes Centrales del Proterozoico superior al paleozoico inferior: modelos alternativos y problemas. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 291-307. Buenos Aires.
- Paschier, C. y Trouw, R., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 289 p. Berlin.
- Pastore, F., 1932. Hoja 20i del Mapa Geológico de la Argentina, región oriental y media de la sierra de Córdoba. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 36. 50 p. Buenos Aires.
- Ramsay, J. G., 1977. *Plegamiento y Fracturación de rocas*. Ediciones H. Blume, 590 p., Madrid.
- Rapela, C. W., Pankhurst, R. J. y Bonalumi, A. A., 1991. Edad y geoquímica del pórfiro granítico de Oncán, Sierra Norte de Córdoba, Sierras Pampeanas, Argentina. *Actas 6º Congreso Geológico Chileno, Resúmenes ampliados*: 19-22.
- Thompson, A.B. y England, P.C., 1984. Pressure - Temperature - Time Paths of Regional Metamorphism II. Their inference and interpretation utilizing mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 25 (4): 929-955.
- Zuásquita, J., 1992. Estructura y petrografía de un sector de la sierra Chica entre La Bolsa y Embalse Los Molinos. Trabajo Final, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 86 p. (Inédito).

**Recibido:** 1 de agosto, 1995

**Entregado:** 9 de diciembre, 1997

# El intrusivo alnóitico de Los Alisos, Sierras Subandinas, Departamento Iruya, Provincia de Salta, Argentina

L. M. VILLAR <sup>1</sup>, N. E. PEZZUTTI <sup>2</sup>, S. SEGAL <sup>3</sup>,  
M. BARBIERI <sup>4</sup>, M. R. GHIARA <sup>5</sup> y D. STANZIONE <sup>5</sup>

<sup>1</sup> CONICET, Avda. Julio A. Roca 651, 8º piso, 1322 Buenos Aires

<sup>2</sup> Geóloga Consultora, Uruguay 766, 10º piso, oficina 55, 1015 Buenos Aires

<sup>3</sup> Servicio Geológico Minero Argentino, Avda. Julio A. Roca 651, 8º piso, 1322 Buenos Aires

<sup>4</sup> Universidad La Sapienza, Piazzale Aldo Moro 5, Roma

<sup>5</sup> Universidad Federico II, Via Mezzocannone 8, Nápoles

**ABSTRACT.** *The alnöite intrusion from Sierras Subandinas, Salta Province, northwestern Argentina.* In the headwaters of the Río Piedras near the Los Alisos zone (60°40' W - 23°02' S), Salta Province, northwestern Argentina, a 20 to 80 m wide and 10 km long alnöite sheet crops out. It is subvertical and concordant with the regional tectonic structure. This rock is part of the "Fase Chanica" of the Variscan Orogeny. The sedimentary host rocks, shales and sandstones, belong to the Lipeon Formation of Silurian age and form part of the regional Argentinian-Bolivian morphostructural unit of the Sierras Subandinas. The composition of the sheet is alnöite-aillikite-carbonatite and the main minerals are: olivine, phlogopite, melilite, perovskite, diopside, garnets, sulphides and oxides. The geochemical data and mineralogical evidences show that the parental magma was subsaturated, K and Mg rich and inhomogeneous in composition. Strong enrichment of LREE and the depletion in HREE are consistent with the presence of garnet in the source region of the melts, restrained however by low degrees of melting. These rocks have a metasomatized garnet lherzolite mantle source.

## Introducción

Luego de sucesivas publicaciones que contienen el avance de la investigación sobre el intrusivo alnóitico de Los Alisos, provincia de Salta, entre las que se cuentan Méndez y Villar (1975), Méndez y Villar (1977), Villar *et al.* (1981), Meyer y Villar (1984), Villar *et al.* (1985) y Barbieri *et al.* (1997), se han obtenido nuevos datos petrológicos y geoquímicos especialmente de tierras raras y elementos traza, que permiten inferir las condiciones petrogenéticas de estas rocas.

A partir de muestreos realizados durante una nueva prospección se ha continuado el estudio petrográfico modal y textural.

Este trabajo reúne la petrografía fina de estas rocas y su correlación con la geoquímica de elementos mayoritarios y traza.

## Geología del área

En las cabeceras del río Piedras cerca del paraje

Los Alisos (23°02' S - 60°46' O), departamento Iruya, provincia de Salta, aflora un filón alnóitico que se encuentra a 47 km al NNO de San Ramón de La Nueva Orán, cerca de la frontera con Bolivia (Fig. 1).

Las rocas de caja del intrusivo pertenecen a la Formación Lipeón de edad silúrica y están representadas por areniscas y lutitas. Forman parte de la unidad morfoestructural de las Sierras Subandinas (Fig. 2) que se extiende en dirección aproximadamente norte-sur y está flanqueada al este por la Llanura Chacopampeana; ésta representa una cuenca sedimentaria rellena por sedimentos cretácicos y terciarios que sobreyacen a terrenos precámbricos y eopaleozoicos no aflorantes. Al oeste colinda con la Cordillera Oriental, unidad constituida por esquistos precámbricos y sedimentos eopaleozoicos, cretácicos, terciarios y modernos, y afectada por magmatismo cretácico, terciario y reciente. Las Sierras Subandinas formadas por rocas de edades comprendidas entre el Precámbrico y el Oligoceno muestran eventos tectónicos entre el Asíntico (Precámbrico tardío) y el Andico (Terciario). La alnöita es el único pulso magmático conocido hasta ahora en las Sierras Subandi-

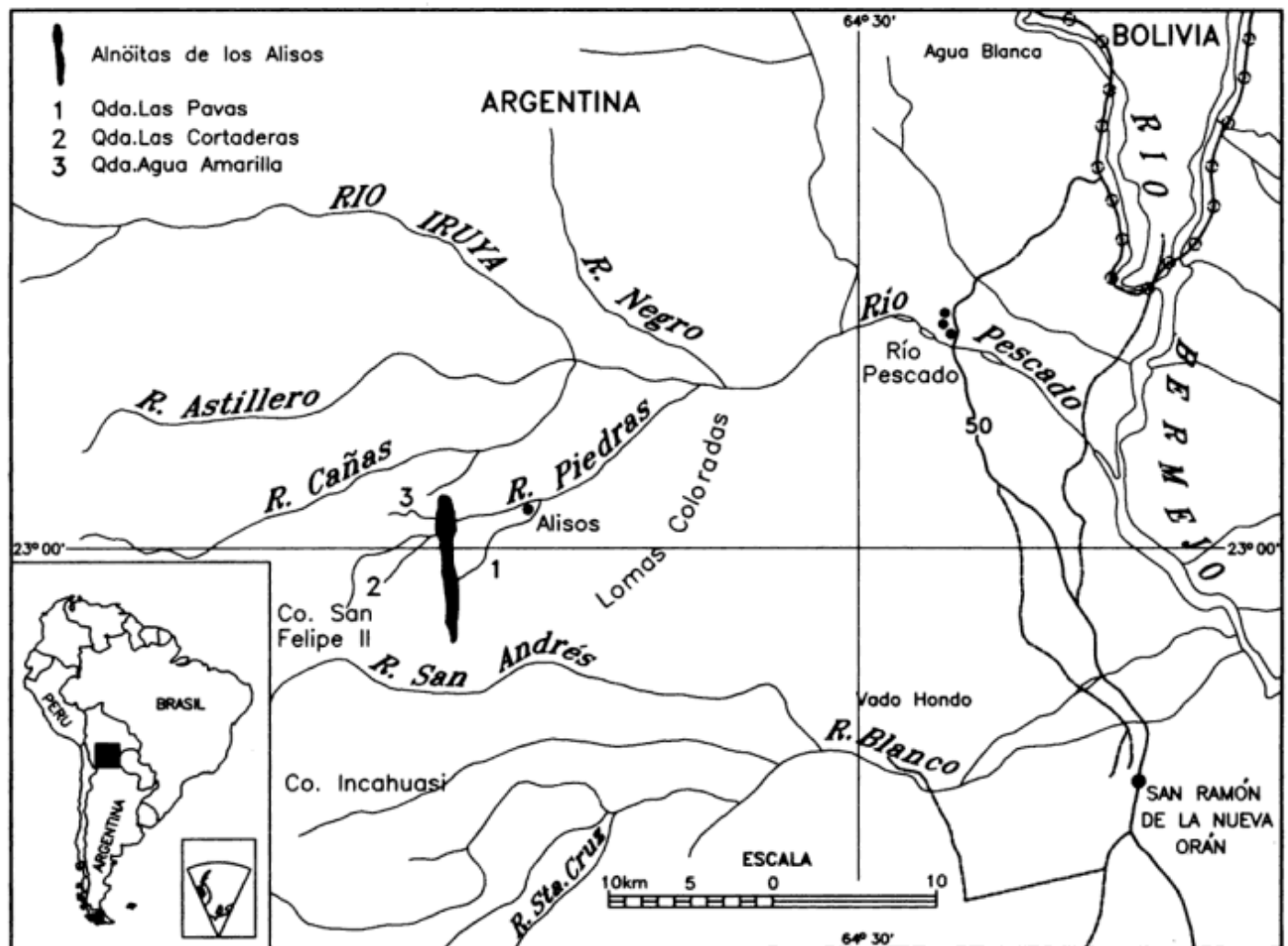


Figura 1: Mapa de ubicación del intrusivo alnóitico de Los Alisos.

nas de Salta. La intrusión, de tipo filón capa, tiene un buzamiento fluctuante entre subhorizontal y vertical; es concordante con las estructuras regionales y localmente discordante o bien, concordante con las rocas de caja (cuarcitas, calizas, lutitas negras y arcilitas).

El rumbo de la alnóita es aproximadamente NNO y sus afloramientos, intermitentes, asoman a lo largo de 10 km con un ancho variable entre 20 y 80 metros. Una edad determinada por el método K/Ar dió  $303 \pm 10$  Ma (Méndez y Villar 1977) y tectónicamente corresponde a la Fase Chánica (Bretónica) de la Orogenia Variscica (Mississippiana). El alineamiento del filón está definido por los tributarios de curso meridiano que desembocan en los colectores principales de rumbo E-O (Fig. 1). La selva impide una mayor investigación del emplazamiento tectónico de las alnóitas.

Diferentes intrusiones alcalinas, algunas ultramáficas, en las Sierras Subandinas y Cordilleras Ex-

ternas Orientales de Bolivia y otras sódico-potásicas en la Cordillera Oriental de Argentina y Bolivia afloran hacia el norte y el oeste del filón alnóitico de Los Alisos (Fig. 2). En Argentina, las intrusiones alcalinas más cercanas a Los Alisos están localizadas al NO, en la Cordillera Oriental (Fig. 2) en: Hornillos (Rubiolo 1992), Abra de Casillas (fonolita peralcalina; Quartino 1960) y Miguasi (sannaitas y tinguitas; Rubiolo 1992, Rubiolo *et al.* 1994 y 1996), estas dos últimas en la misma comarca.

Aillikitas similares a las de Los Alisos afloran como filones en la zona de Santa Cruz, departamento de Santa Victoria, provincia de Salta (Rubiolo 1992).

Los numerosos afloramientos alcalinos que se observan en las Sierras Subandinas bolivianas y argentinas y en Cordillera Oriental forman parte de una provincia alcalina que abarca el NO argentino y SO boliviano. Estos podrían estar relacionados con la actividad alcalina de los cerros La Madera y La Leoncita al sur de las Sierras de Córdoba y San Luis.

La edad determinada en las rocas de Los Alisos (Méndez y Villar 1977) es carbonífera; la geología general que se asocia a los afloramientos alcalinos, tanto del norte como del centro de la Argentina es cretácica. Nuevas determinaciones geocronológicas pueden esclarecer la relación temporal de todos estos complejos.

**Petrografía y mineralogía comparativa de las alnöitas y aillikitas**

Las rocas alnöíticas y aillikíticas de Los Alisos son de color negro verdoso, compactas, densas, de aspecto moteado debido a la presencia de olocristales de flogopita de hasta 5mm de diámetro. El tamaño de grano fluctúa entre micropegmatoides y mediano con variaciones finas. La textura en general es subhípidiomorfa granular.

Los minerales que forman las rocas son: flogopita, olivina, perovskita, titanomagnetita, diópsido, melilita, granate, apatita, calcita, serpentina, prehnita, clorita, millerita, valleriita, piritita, pirrotina, pen-

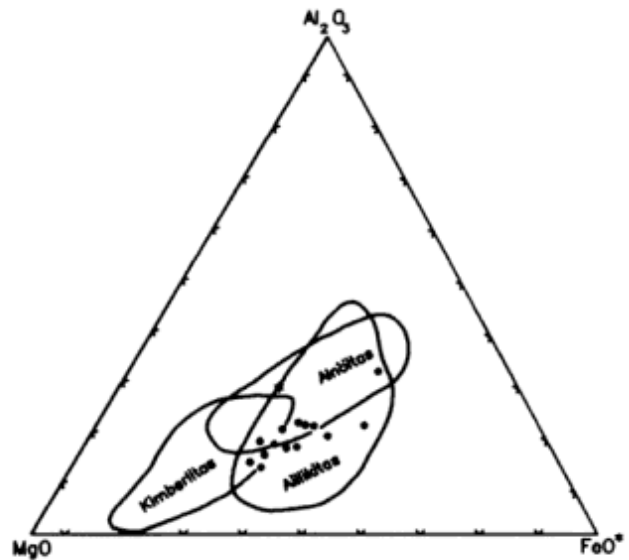


Figura 3: Diagrama MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-FeO\* (Rock 1986). Cada punto representa un espécimen del plutón alnöítico de Los Alisos; con asterisco se indica el AO<sub>1</sub>.

tlandita, calcopirita, blenda, ilmenita, anatasa, rutilo, cromita y oro nativo.

Estos minerales configuran una suite de rocas formada por aillikitas y alnöitas. (Fig. 3).

Las aillikitas contienen principalmente olivina, flogopita, perovskita, diópsido y granates, minerales que componen el 90% de la roca, del cual olivina y flogopita constituyen entre el 45 y 70% del total.

Las alnöitas están compuestas por olivina, flogopita, melilita, perovskita, diópsido y granates los que suman el 90% de la roca, porcentaje del cual olivina, flogopita y melilita forman entre el 45 y 70%. Pueden carecer de olivina, en cuyo caso el diópsido es de color verde amarillento, éste junto a flogopita, melilita, perovskita y granates resultan ser los minerales predominantes; estas son las características de la A25 que podría ser clasificada como una alnöita rica en diópsido.

Las alnöitas por aumento en la proporción de calcita pasan a carbonatitas. Estas diferenciaciones carbonatíticas que tienen un tamaño desde microscópico hasta 70 cm de diámetro están constituidas por una matriz de calcita en la que se destacan: cristales de flogopita con *kink bands*, granate blanco que puede estar prehnitizado, apatita y melilita fresca. La A04 responde a estas propiedades.

A continuación se describe la mineralogía:

La *flogopita* (25 a 40%) se presenta en láminas anhedrales a subhedrales, hasta 5 mm en su mayor dimensión; se halla fresca y engloba poiquilíticamente a olivina, perovskita, apatita, melilita, titanomagnetita y granate blanco.

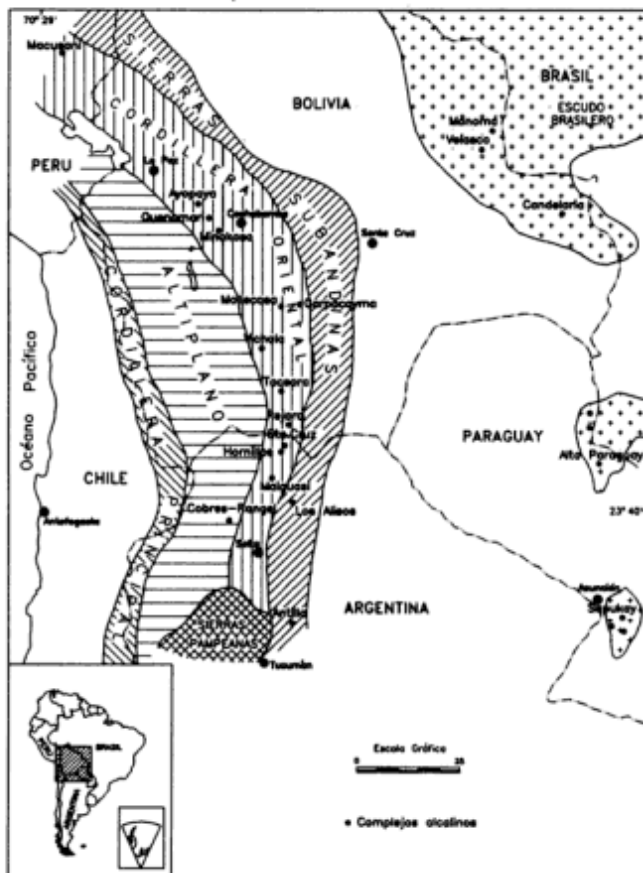


Figura 2: Ubicación de los complejos alcalinos en la Cordillera Oriental de Perú, Bolivia y Argentina, y en las zonas cratónicas de Brasil y Paraguay (Rubiolo 1992).

Es zonal; la zonalidad determinada por microsonda demuestra que: las proporciones de  $TiO_2$  y  $NiO$  son oscilatorias;  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$ - $FeO$  y  $MnO$  se concentran en el núcleo y  $MgO$ - $K_2O$ - $Na_2O$  y  $SiO_2$  en el borde (Villar *et al.* 1985).

Existe una segunda generación de flogopita no poiquilítica, intersticial a los grandes cristales, que muestra en casos una zona externa de color verdoso.

La flogopita de Los Alisos contiene más Cr que la olivina coexistente y es al mismo tiempo más pobre en Ni. La relación  $MgO/MgO+FeO$  de las flogopitas y olivinas de Los Alisos (0.69-0.77/0.71-0.79; Villar *et al.* 1985) y las de las Islas Solomon (0.71-0.78/0.75-0.77; Nixon *et al.* 1980) son similares.

La olivina (13 a 40%) se observa serpentizada y sin serpentizar, en las siguientes formas: 1) como pequeños individuos euhedrales incluidos en los grandes cristales de flogopita cristalizados antes que esta última; 2) en grandes individuos formando primocristales cristalizados coetáneamente con la flogopita, y 3) en cristales idiomorfos a subidiomorfos de tamaño mediano, intersticiales a la flogopita.

La composición determinada por microsonda fluctúa entre  $Fo_{87}$ - $Fo_{82}$  (Villar *et al.* 1985), esto contrasta con las alnöitas de las islas Solomon (Nixon *et al.* 1980), que tienen una composición de Fo entre 91 y 85; están enriquecidas en níquel respecto de las alnöitas de Los Alisos y no contienen Ca, Na y Cr como estas últimas.

La perovskita (6-10%) en cristales idiomorfos a subidiomorfos se halla ocasionalmente maclada, con extinción anómala y leve zonalidad; puede encontrarse englobada poiquilíticamente en flogopita y diópsido y también como cristales aislados. Suele aparecer intercrecida con rutilo y anatasa. Se la observa en su carácter de mineral transparente y opaco y contiene 2,7 en peso % de  $Ce_2O_3$  y 0,5 en peso % de  $Nd_2O_3$  determinados por microsonda (Meyer y Villar 1984).

La perovskita de Los Alisos es más rica en Ti y Fe que la de las islas Solomon (Nixon *et al.* 1980), que las de Wellsserston (Mitchell 1972) y que las de los cuerpos lamprofiricos ultramáficos de Marathon (Platt *et al.* 1982). Estas tres últimas son similares entre sí.

El diópsido (5-10%) es intersticial respecto de la flogopita, puede mostrar límites cumulares con ésta y con la olivina. En las rocas sin olivina se halla intercrecido con la flogopita, pero nunca incluido en ella, y es poiquilítico con perovskita y apatita.

Se encuentra en cristales subhedrales a anhedrales; en ciertos casos presenta extinción anómala, macas y leve zonalidad. Está inalterado y muestra variaciones en el color, desde incoloro a verde amarillento. El  $\gamma_c$  varía entre  $37^\circ$  y  $42^\circ$ . El color amarillen-

to se debe a un incremento en el sodio (Villar *et al.* 1985).

La composición del diópsido de Los Alisos (Villar *et al.* 1985) es similar a la de los diópsidos pobres en Ti y Al de las alnöitas de las Islas Solomon (Nixon *et al.* 1980; Tabla 2, pág. 590).

La melilita (1-7%) se presenta en cristales tabulares y anhedrales. La melilita tabular está en general alterada, ocasionalmente es fresca, muestra su característico clivaje 001 que se observa en los cristales como una fractura media según la elongación. Aparece incluida poiquilíticamente en la flogopita o es intersticial a la misma. Los minerales que alteran a la melilita tabular son de dos tipos: uno de hábito fibroso (con fibras perpendiculares al clivaje 001 del mineral) y otro de aspecto pulverulento. La melilita anhedral carece de alteración cuando se encuentra en las diferenciaciones carbonatíticas de las alnöitas.

El granate (5 a 10%) ha sido determinado como andradita a titanandradita y presenta las siguientes características: a) incoloro, euhedral a subhedral, incluido poiquilíticamente en la flogopita o en cristales aislados intersticiales; se encuentra fresco o alterado a prehnita. En las diferenciaciones carbonatíticas se observa exclusivamente este tipo de granate; b) zonal, de color blanco amarillento a rojo castaño intenso. Se dispone en forma intersticial, anhedral y con características diablásticas; c) de color rojo anaranjado, anhedral y de carácter intersticial; es una andradita pobre en titanio (Villar *et al.* 1985); d) de color rojo castaño intenso, anhedral; es intersticial y aparece aislado con inclusiones de apatita, en casos está intercrecido con diópsido y a veces con perovskita. Ha sido determinado como titanandradita (Villar *et al.* 1985).

La apatita (1-5%) se observa en prismas cortos o largos idiomorfos, incluida poiquilíticamente en la flogopita y en los granates. También se halla en grandes individuos anhedrales, intersticial a aquellos cristales de flogopita que poseen bahías en sus bordes. El contenido en  $P_2O_5$  determinado por microsonda (Villar *et al.* 1985) es mayor que el de las apatitas de la suite alnöítica de Malaita (Nixon *et al.* 1980) y de los lamprofiros ultrabásicos de Marathon (Platt *et al.* 1982).

La serpentina (2%) tiene varias formas de presentarse: como pseudomorfa de olivina; en venas transgresivas, y en escasa cantidad como matriz. En este último caso no presenta inclusiones de cromita.

La serpentina de Los Alisos muestra una composición semejante a aquéllas de la matriz y de los fenocristales de las kimberlitas de Lattavaram (Akella



et al. 1977) y también es similar a la de los lamprófiros ultrabásicos de Marathon (Platt et al. 1982).

La *calcita* se encuentra: a) formando la matriz de las alnöitas carbonatíticas, b) en venillas transgresivas asociadas a prehnita y serpentina, c) como relleno de microfracturas en granates y apatita, y d) alterando a minerales preexistentes. En los tres primeros casos se considera a la calcita como de origen primario. Dada su presencia versátil el porcentaje de este mineral no pudo ser estimado.

La *prehnita* se dispone de las siguientes formas: a) fibroso radiada, de grano fino, intersticial, b) en venillas transgresivas asociada a calcita, c) en grandes individuos anhedrales intercrecida con la flogopita y calcita en las alnöitas carbonatíticas y d) fibrosa, reemplazando a granate blanco.

La *clorita* aparece en la matriz de algunas muestras y también como reemplazo de minerales preexistentes.

Los minerales opacos se agrupan en óxidos (que son los predominantes) y sulfuros.

Los óxidos según orden de abundancia son: magnetita  $\pm$  ilmenita; perovskita; perovskita  $\pm$  anatasa; rutilo; titanomagnetita  $\pm$  magnetita y cromita.

La *magnetita* se presenta en granos alotriomorfos y subidiomorfos y también en agregados granulares.

La *ilmenita* muestra distintos tipos de texturas: a) diseminada en escasos cristales en los silicatos; b) asociada a magnetita, y c) como producto de exsolución en magnetita. En este último caso aparece en forma de tablillas y guías que se distribuyen regular e irregularmente a través del clivaje de la magnetita. Este proceso es común en las rocas alnöíticas.

La *perovskita* observada con luz reflejada tiene un reemplazo parcial por rutilo y anatasa a manera de bordes de reacción.

El *rutilo* y la *anatasa* son idiomorfos cuando forman granos aislados.

La *titanomagnetita* es el espinelo más importante en las rocas de Los Alisos y aparece en cristales idiomorfos en forma de agujas asociadas a perovskita y a flogopita.

La *cromita* se encuentra en pocas muestras; es escasa y está siempre incluida en la olivina en granos de pequeño tamaño (50-80 micrones).

Los sulfuros existentes en las rocas de Los Alisos

son: pentlandita, pirrotina, calcopirita, pirita, millerita y valleriita; se presentan de manera intersticial entre los silicatos o incluidos en ellos y en los espinellos.

La *pentlandita* está exsuelta en la *pirrotina* a manera de *flames*. La *calcopirita* se asocia a la *pirrotina* en forma de bordes alrededor de esta última y también aparece en granos muy pequeños (50-80 micrones) subidiomorfos, dispersos en los minerales transparentes.

La *pirita* se encuentra diseminada en los silicatos en forma de granos sub y alotriomorfos; su tamaño varía entre 80 y 120 micrones.

La *millerita* desarrolla agregados de cristales de 300 a 500 micrones de largo, parcialmente orientados, intercrecidos entre los granos de olivina, granate y apatita.

La *valleriita* es el último sulfuro en depositarse y se dispone como delgadas películas rodeando los granos de silicatos o rellenando fisuras en los mismos.

Por último se hallan chispas de *oro* nativo de 8 a 12 micrones de diámetro diseminadas tanto en las aillikitas como en las alnöitas. En las carbonatitas el oro alcanza un tamaño de hasta 20 micrones.

La primera etapa de cristalización de los minerales componentes del intrusivo de Los Alisos está caracterizada por la formación coetánea de cromita, olivina, perovskita, granate incoloro, apatita, melilita, titanomagnetita, magnetita, ilmenita, sulfuros de níquel-hierro-cobalto, y oro. Todos estos minerales aparecen como chadacristales en los oikocristales de flogopita.

En una etapa posterior han cristalizado intersticialmente a los anteriores los siguientes minerales: diópsido, melilita, andradita, titanandradita, flogopita, y apatita. Existe una etapa de cristalización póstuma de: serpentina, clorita, prehnita, y calcita que forman indistintamente matriz o minerales de alteración.

## Quimismo comparativo

### Procedimientos analíticos

La composición química de los elementos mayoritarios y traza se hicieron por fluorescencia de rayos X (XRF) con un espectrómetro Philips (PW 1400). Los datos fueron corregidos de acuerdo a los métodos de Franzini y Leoni (1972). Para calibrar se usaron 30 patrones de roca. El magnesio y el sodio fueron determinados por espectrometría de absorción ató-

mica (Perkin-Elmer, modelo 370). El error analítico es de  $\pm 1\%$  para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{MnO}$ ;  $\pm 4\%$  para  $\text{P}_2\text{O}_5$  y en los elementos traza es de  $\pm 2-3\%$  en los de valores alrededor de 1000 ppm,  $\pm 5-10\%$  en los de 100 ppm y de  $\pm 10-20\%$  para 10 ppm. Los elementos traza se determinaron por medio de tubos de Rh y W, con límites de detección de alrededor de 3 ppm.

Las tierras raras fueron analizadas por plasma de argón (ICP spectrometry) en el Centre National de la Recherche Scientifique, Vandoeuvre, Nancy, Francia.

Los análisis de isótopos se realizaron por AA en el Centro di Studio per el Quaternario e l'Evoluzione Ambientale, CNS, Roma, Italia. Todas las rocas seleccionadas fueron analizadas por roca total y en la mayoría de ellas, por separado, las fracciones carbonáticas y las silicáticas. La roca total fue atacada con una mezcla de HF y  $\text{HNO}_3$  ultrapuros, en una vasija de teflon a  $70^\circ$  durante 48 horas, la solución resultante evaporada y el residuo, redisoluto en HCl 6,2N. El Sr fue separado en una columna de resina AG 50W-X8.

Los análisis isotópicos se llevaron a cabo en un espectrómetro de masa multicolector Finnigan MAT 262 RPQ y en un monocolector Isomass VG 54E.

Se realizaron 15 mediciones sobre el patrón NBS 987 cuyo promedio dio un valor  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710240 \pm 0,00002$ , con una desviación standard de 0,0001.

## Química de los elementos mayoritarios y traza. Discusión

Para el análisis de la Tabla 1 (ordenada de acuerdo a los porcentajes crecientes de  $\text{SiO}_2$ ) se excluyen en principio las muestras A04 y A25, las cuales se tratarán en párrafo aparte.

Del estudio de la parte analítica se infiere que las rocas tienen bajos contenidos de  $\text{SiO}_2$  (33,50 a 37,40%), de  $\text{Na}_2\text{O}$  (1,10 a 2,52%) y de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,83 a 7,57%) y son ricas en  $\text{MgO}$  (9,63 a 20,19%), en  $\text{CaO}$  (11,03 a 15,79%) y  $\text{K}_2\text{O}$  (2,17 a 4,20%). Tienen altos números de Mg ( $\text{Mg} \cdot 100/\text{Mg} + \text{FeO}^*$ ) variables entre 69 y 82. A todas estas particularidades se les suma la riqueza en níquel y cromo.

Cotejando las rocas alnöíticas y aillikíticas de Los Alisos con las de Ile Bizard (ver Tabla 2 de Barbieri *et al.* 1997) se encuentra que en general las primeras son más ricas en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  y tierras raras y, más pobres en  $\text{MgO}$ . Con respecto a las alnöitas de las Islas Solomon, las de Los Alisos son más ricas en  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , y  $\text{CO}_2$  y, más pobres en  $\text{FeO}$  y  $\text{Na}_2\text{O}$ .

La comparación de los términos A04 y A25 respecto del resto de las rocas analizadas (Tabla 1) indica que A04 y A25 son más pobres en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y

$\text{Na}_2\text{O}$ , más ricas en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  e iguales a significativamente menores en los contenidos de  $\text{MgO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  y, en el número de Mg; los valores de Ni y Cr son menores. Respecto de las rocas de Ile Bizard el  $\text{SiO}_2$  es mayor a igual;  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  y  $\text{P}_2\text{O}_5$  son mayores y los valores de  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{MgO}$  menores. En cuanto a las alnöitas de las Islas Solomon los contenidos o valores de  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  son menores, los porcentajes de  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  mayores y el  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$  y  $\text{K}_2\text{O}$  iguales a menores.

Todo el conjunto de rocas de la Tabla 1 presenta una relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  entre 1,4 y 3,5. Por sus características químicas se definen como potásicas y, ultrapotásicas del Grupo II, aquéllas que tienen una relación  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  mayor de 3% (Foley *et al.* 1987). El grupo está enriquecido en elementos incompatibles tales como K, Rb, Ba, P y Zr.

El contenido de Rb es consistente con el de K; el Ba muestra un comportamiento similar. La relación  $(\text{Rb}/\text{Ba}) \times 10$  varía entre 3,6 y 7,8 y se correlaciona con la dada por Frey *et al.* (1978) para basaltos primarios, que es de 4,1 a 9,7. Esta similitud demuestra la escasa diferenciación del plutón alnöítico de Los Alisos.

Las concentraciones de Sr son menores a las de las alnöitas de las Islas Solomon (Nixon *et al.* 1980), pero caen en el rango de variación del Sr dado por Bergman (1987) para las rocas lampróficicas y kimberlíticas particularmente comparables con rocas de tipo aillikita. La relación Rb/Sr extremadamente baja, 0,06-0,22 también avala que los procesos de diferenciación en gran escala están ausentes en estas rocas.

En la Fig. 3,  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}^*$  (Rock 1986) se demuestra que las rocas de Los Alisos tienen un carácter intermedio entre alnöitas y aillikitas y, que las más ricas en  $\text{MgO}$  se proyectan donde se superponen los campos de las alnöitas, aillikitas y kimberlitas.

En el diagrama  $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}$  (Fig. 4) (Rock 1987) donde se discriminan los lamprófiro ultramáficos (LUM) de los lamprófiro alcalinos (LA) se advierte que parte de las muestras de Los Alisos grafican en el campo LUM y unas pocas en la zona donde se superponen los campos LUM y LA. De la observación de las Figs. 3 y 4 se advierte un tren de diferenciación que indica un enriquecimiento en  $\text{Fe}^*$  y en  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , un empobrecimiento en  $\text{MgO}$ , mientras que el  $\text{CaO}$  permanece con escasas variaciones.

Barbieri *et al.* (1997, fig. 2a,b., pág. 43) confirmaron por medio del diagrama  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  (Rock 1987) que las rocas A04 y A25 pertenecen al grupo de los LUM, el resto se encuentran en una posición intermedia entre LUM y LA, y en parte exceden esos campos.

La Fig. 5 contiene la variación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs  $\text{Zr}/\text{Nb}$  (Le Roex 1986) para las kimberlitas de los Grupos I y II comparadas con los campos del MORB

**Tabla 1:** Análisis de elementos mayoritarios (por ciento en peso) y trazas (ppm) de la suite de rocas alnöítico-aillikítico-carbonatíticas del intrusivo de Los Alisos.

	A04	A25	A45	A31	A16	A06	A17	A23	A15	A47	A10	A39	A26	A50	A33	A41
% en peso																
SiO <sub>2</sub>	30.44	31.13	33.5	33.68	33.83	33.91	34.01	34.56	34.63	34.98	34.99	35.05	35.2	35.27	36.11	37.4
TiO <sub>2</sub>	3.10	2.86	3.26	3.5	4.21	3.91	4.15	4.21	3.58	3.99	3.38	3.76	3.49	3.97	4.03	4.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.69	10.35	7.08	6.22	7.08	6.96	7.57	6.07	6.45	4.83	5.37	5.85	5.13	5.96	6.46	7.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.7	7.94	8.97	9.62	8.42	9.78	8.26	10.82	8.92	9.4	10.27	11.26	9.25	11.06	11.43	10.14
FeO	4.4	7.34	3.43	3.27	3.9	3.52	4.99	3.74	3.12	3.74	2.8	2.49	3.27	3.22	4.4	3.74
MnO	0.15	0.24	0.14	0.17	0.16	0.17	0.18	0.2	0.16	0.18	0.18	0.17	0.18	0.2	0.23	0.18
MgO	13.8	7.38	15.69	17.17	15.54	13.47	14.32	12	18.07	19.25	18.6	16	20.19	15.59	9.63	13.45
CaO	19.21	20.4	15.79	13.71	14.24	14.5	15.09	14.8	13.49	12.02	12.67	13.32	11.03	12.28	14.76	11.84
Na <sub>2</sub> O	0.95	0.94	1.49	1.2	1.9	2.52	1.5	1.2	1.35	1.1	1.27	1.1	1.15	1.10	1.44	1.18
K <sub>2</sub> O	2.43	1.33	2.97	3.32	3.87	3.6	3.78	2.99	3.11	2.17	2.33	3.18	2.76	2.81	3.67	4.2
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.6	3.25	1.58	1.53	1.68	1.76	1.7	1.76	1.6	1.17	1.47	1.83	1.25	1.27	1.55	1.47
LOI	5	3.83	3	4.61	3.08	3.69	3.45	5.06	3.32	4.97	4.37	3.38	4.8	4.88	4.09	2.52
CO <sub>2</sub>	2.67	3.13	2.56	2.37	2.17	2.27	3.06	2.71	2.23	2.33	2.45	2.68	2.29	2.47	3.08	2.29
ppm																
V	266	396	248	356	323	334	353	275	225	234	223	291	262	253	307	372
Ni	76	83	378	313	269	280	241	306	312	379	408	355	359	339	378	305
Cr	4	19	240	310	309	264	264	362	345	493	499	337	453	367	353	379
Rb	135	56	121	109	124	118	131	97	103	75	66	121	98	95	116	135
Ba	2814	1420	1593	1520	2576	2008	3606	1497	2669	1332	1281	1901	1250	2076	1599	1952
Sr	593	945	770	800	1062	914	1014	873	815	713	784	824	1005	671	967	853
Nb	194	170	183	215	202	192	196	204	200	228	187	212	225	228	229	221
Zr	308	944	393	348	499	461	518	340	418	322	235	324	434	405	479	539
Y	45	34	29	31	33	29	31	32	29	31	26	27	25	31	38	35
La	49.7	n. d.	1363	n. d.	130.7	127.7	117.8	n. d.	n. d.	175.5	149.7	149.9	160.4	n. d.	n. d.	146.1
Ce	78.11	n. d.	274	n. d.	269.9	268	247.9	n. d.	n. d.	374.7	313.7	318.2	342	n. d.	n. d.	307.4
Nd	20.8	n. d.	106.8	n. d.	110.4	109.5	100.7	n. d.	n. d.	150.6	131.1	129.3	143.3	n. d.	n. d.	124.6
Sm	5.29	n. d.	18.01	n. d.	18.5	18.6	16.9	n. d.	n. d.	24.4	21.7	21	22.6	n. d.	n. d.	20.7
Eu	1.67	n. d.	4.48	n. d.	4.51	4.46	4.13	n. d.	n. d.	5.7	5.07	4.9	5.17	n. d.	n. d.	4.96
Gd	6.45	n. d.	14.01	n. d.	13.8	13.07	12.09	n. d.	n. d.	17.1	15.5	15.2	16	n. d.	n. d.	14.09
Dy	6.43	n. d.	7.58	n. d.	7.54	7.44	7.27	n. d.	n. d.	7.9	7.45	7.7	7.71	n. d.	n. d.	7.82
Er	3.21	n. d.	2.77	n. d.	3	2.88	2.89	n. d.	n. d.	2.85	2.61	2.86	2.84	n. d.	n. d.	2.99
Yb	2.13	n. d.	1.49	n. d.	1.71	1.61	1.61	n. d.	n. d.	1.41	1.15	1.4	1.55	n. d.	n. d.	1.75
Lu	0.38	n. d.	0.24	n. d.	0.34	0.27	0.3	n. d.	n. d.	0.3	0.2	0.25	0.3	n. d.	n. d.	0.35
Mg*	78	56	77	78	77	74	75	69	81	80	78	76	82	75	72	73
Rb/Ba*10 <sup>2</sup>	4.8	3.9	7.6	7.2	4.08	5.9	3.6	6.5	3.8	5.6	5.1	6.4	7.8	4.6	7.3	6.9
La/Yb	23.3	n. d.	91.5	n. d.	76.5	79.3	73.2	n. d.	n. d.	125	130	107	103	n. d.	n. d.	83.1
ΣREE	174.2	n. d.	566	n. d.	560	554	512	n. d.	n. d.	761	648	651	702	n. d.	n. d.	632
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr)	n. d.	n. d.	0.70458	n. d.	0.70445	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	0.70456	n. d.	n. d.	n. d.	0.70455

y OIB Dupal y OIB no Dupal. En ella las rocas de Los Alisos caen en el de las kimberlitas del Grupo I con lo que queda demostrado el enriquecimiento extremo en elementos incompatibles respecto del área OIB no Dupal. Debido al tren de enriquecimiento en elementos incompatibles los Grupos I y II de kimberlitas deben tener un origen común o similar con los basaltos OIB Dupal y no Dupal.

En la Fig. 6 se observa la proyección de las alnöitas de Los Alisos dentro del gráfico Sm vs. La/Yb (Rock 1986), en él las rocas se ubican en el campo de

LUM hacia el límite del campo kimberlítico a excepción de la A04 que sale de los campos debido a la baja relación La/Yb (23,30).

Los contenidos de tierras raras de las alnöitas de Los Alisos, normalizadas a condrito, se grafican en la Fig. 7. Se nota que con la excepción de A04, las rocas tienen una concentración muy alta en tierras raras, muestran enriquecimiento en las tierras raras livianas y tienen una anomalía de Eu ligeramente negativa. Las relaciones positivas en los contenidos de REE en función de los valores de La/Yb acompañan

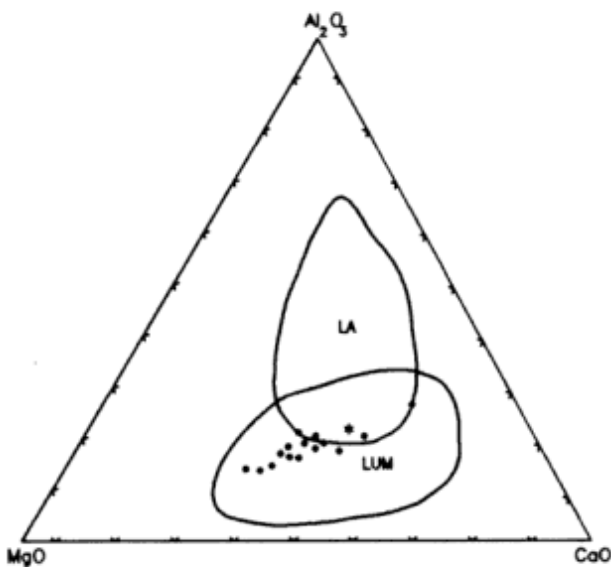


Figura 4: Diagrama MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-CaO (Rock 1987). LA: alnóitas; LUM: lamprófiros ultramáficos, con asterisco se remarca la AO<sub>4</sub>.

dos por un incremento progresivo en la relación La/Yb *vs.* La demuestran que las distribuciones de REE están controladas por el fraccionamiento magmático y acumulación temprana de perovskita y granate.

Como se infiere del estudio mineralógico y de los análisis químicos y por microsonda las rocas contienen CO<sub>3</sub>Ca. La relación isotópica <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr del CO<sub>3</sub>Ca es muy homogénea; su valor medio es 0,70480 consistente con los iniciales obtenidos en las rocas de las cuales se separó el componente carbonático para ser estudiado. Como el CO<sub>3</sub>Ca no contiene Rb los valores mencionados anteriormente son independientes del tiempo, lo que confirma la naturaleza primaria del mismo. Las relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr varían de 0,70445 a 0,70458 y sugieren un origen mantélico moderadamente radiogénico (Barbieri *et al.* 1997) que excluye grandes interacciones entre el manto y la corteza.

De las características químicas, geoquímicas, y de su riqueza en elementos incompatibles se deduce que la fuente mantélica, que dio lugar a las rocas motivo de este trabajo, es una lherzolita granatífera empobrecida y posteriormente enriquecida en CO<sub>2</sub> en la zona del manto y metasomatizada (Brey 1978; Frey *et al.* 1978; Alibert *et al.* 1983; Foley 1984; Rock 1986). Este último proceso dio lugar al enriquecimiento en elementos incompatibles.

Wilson (1991, fig. 12.4, pag. 383) grafica geológicamente la intrusión de las kimberlitas de los Grupos I, II y III. Por sus características geoquímicas las rocas de Los Alisos se parecen a las kimberlitas del

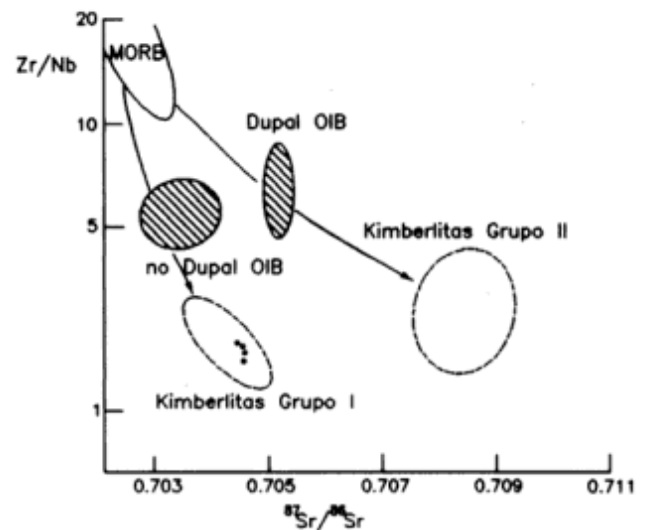


Figura 5: Diagrama de la relación Zr/Nb respecto de las relaciones <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr, para discriminar las kimberlitas del Grupo I y II (Le Roex 1986). Los puntos en el campo de las kimberlitas del Grupo I son las rocas de Los Alisos.

Grupo I, por lo tanto su magma originario asciende desde la astenosfera. Estas rocas quedan definidas como de intraplaca y no están relacionadas con márgenes continentales activos. Según Foley *et al.* (1987) el Grupo II de rocas ultrapotásicas se intruyen en zonas de *rift* con adelgazamiento cortical.

Este último emplazamiento geológico es más afín al que puede presentar el plutón alnóitico de Los Alisos en las Sierras Subandinas. Sin embargo, es necesario destacar que las características de las alnóitas son más similares al Grupo I de kimberlitas que al Grupo II de rocas ultrapotásicas de Foley *et al.* 1987. Esto se debe a que las relaciones isotópicas originales de Los Alisos (Tabla 1) que sugieren un origen mantélico moderadamente radiogénico son mucho menores que las de Foley *et al.* 1987 para el Grupo II de rocas ultrapotásicas. Por otra parte Arima y Edgar (1983) establecen que es altamente improbable que el Grupo II de magmas ultrapotásicos pudiesen estar equilibrados con una fuente mantélica de lherzolita granatífera, característica del magma que generó los lamprófiros ultramáficos investigados.

Por las características petrológicas y geoquímicas estas rocas tienen carácter *unique* dentro de los clanes de lamprófiros ultramáficos y kimberlitas.

## Conclusiones

1. La composición del plutón de Los Alisos varía de aillikítica a alnóitica, la transición entre estos tér-

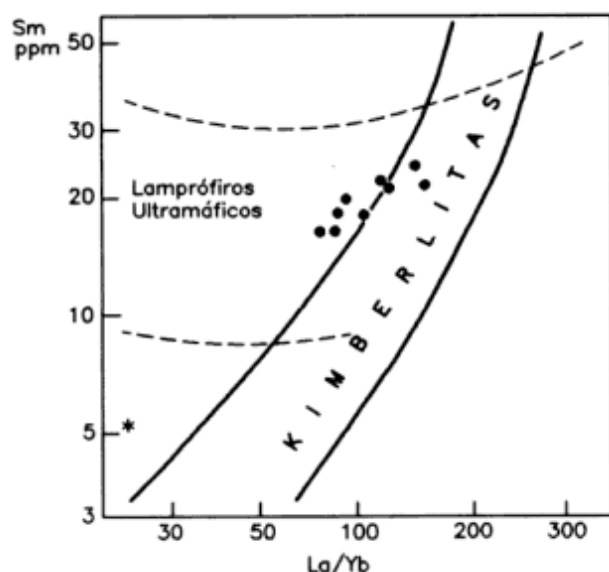


Figura 6: Proyección de las alnöitas de Los Alisos en el gráfico Sm vs. La/Yb (Rock 1986); con asterisco se remarca la AO<sub>1</sub>.

minos es gradual. Se observan diferenciaciones carbonatíticas.

2. El muestreo del intrusivo de norte a sur señala aproximadamente un predominio de alnöitas en las cabeceras de la quebrada Agua Amarilla, a aillikitas con pasaje a alnöitas en la quebrada de Las Cortaderas. En el arroyo Las Pavas afloran pequeñas diferenciaciones de carbonatitas.

3. La primera etapa de cristalización está caracterizada por la formación coetánea de cromita, olivina, perovskita, granate incoloro, apatita, melilita, titanomagnetita, magnetita, ilmenita, sulfuros de níquel-hierro-cobalto y oro.

En una etapa posterior han cristalizado intersticialmente a los anteriores los siguientes minerales: diópsido, melilita, andradita, titanandradita, flogopita, y apatita. En la etapa postmagmática cristalizaron: serpentina, clorita, prehnita, y calcita que forman indistintamente matriz o minerales de alteración.

4. Las evidencias mineralógicas y químicas demuestran que el magma original fue subsaturado, alcalino, rico en Mg y K y con cierta falta de homogeneidad en su composición. La relación  $K_2O/Na_2O$  de 1,4 a 3,5 lo define como potásico a ultrapotásico del Grupo II. La geoquímica de elementos incompatibles y tierras raras permite deducir que las rocas de Los Alisos tienen afinidad con el Grupo I de las kimberlitas.

En base a los diagramas de discriminación las rocas caen en el campo de los lamprófiros ultramáficos (LUM).

5. Mineralógicamente el rango de variación de composición del magma es restringido, avalado por la

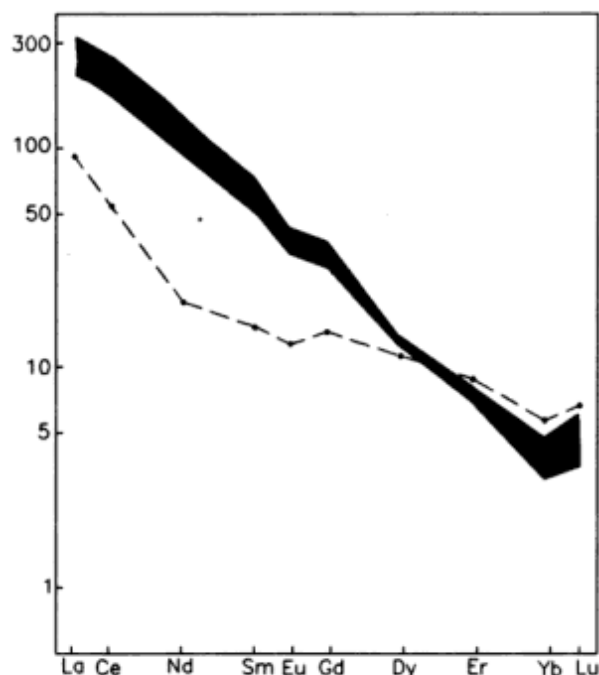


Figura 7: Perfiles de los contenidos en tierras raras normalizados a condrito, de las alnöitas-aillikitas de Los Alisos. El trazo discontinuo representa a la muestra AO<sub>1</sub>; el área en negro corresponde a 9 muestras.

mineralogía y análisis químicos, es decir muy especializado. Esto es consistente con la baja relación Rb/Sr (0,06-0,22), lo que indica que los procesos de diferenciación a gran escala están ausentes en estas rocas.

6. Las relaciones en los contenidos de REE en función de los valores de La/Yb acompañados por un incremento progresivo en la relación La/Yb vs. La, demuestran que las distribuciones de REE están controladas por el fraccionamiento magmático y acumulación temprana de perovskita y granate.

7. Estas rocas están muy enriquecidas en tierras raras, especialmente livianas, y en elementos incompatibles como K, Rb, Ba, P, Zr. Estas características, más las isotópicas, evidencian un origen mantélico enriquecido en elementos incompatibles por metasomatismo.

8. La distribución de tierras raras indica que las rocas de Los Alisos se formaron por un bajo grado de fusión parcial, a partir de un manto empobrecido en lherzolita granatífera, comparable con algunos xenolitos metasomatizados formados en el manto litosférico profundo subcontinental.

## Agradecimientos

Los autores agradecen las sugerencias realizadas por los doctores E. Llambías y J. López Ruiz, a través del arbitraje del trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Akella, J., McCallister, R. H. y Meyer, H. O. A., 1977. Diamandiferous kimberlite of the Wajrakharur Area, Southern India. Extended abstract, Second International Kimberlite Conference, Santa Fe, New Mexico, U.S.A. Texto sin numerar.
- Alibert, C., Michard, A. y Albarede, F., 1983. The transition from alkali basalts to kimberlites: isotope and trace element evidence from melilitites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 82: 176-186.
- Arima, M. y Edgar, A.D., 1983. High pressure experimental studies on a katungite and their bearing on the genesis on some potassium rich magmas of the west branch of the African Rift. *Journal of Petrology*, 24: 166-187.
- Barbieri, M., Ghiara, M. R., Stanzione, D., Villar, L. M., Pezzutti, N. E. y Segal, S., 1997. Rare earth, trace element and isotope constrains of ultramafic lamprophyres from Los Alisos (Sierras Subandinas, Northern Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 10(1): 39-47.
- Bergman, S. C., 1987. Lamproites and other potassium rich igneous rocks: a review of their occurrence mineralogy and geochemistry. En: Fitton J.G. y Upton B.J.G. (Eds.): *Alkaline Igneous Rocks*. Geological Society of London, Special Publication, 30:103-190.
- Brey, G., 1978. Origin of olivine melilitites: chemical and experimental constraints. *Journal Volcanology Geothermal Research*, 3: 61-88.
- Foley, S. F., 1984. Liquid immiscibility and melt segregation in alkaline lamprophyres from Labrador. *Lithos*, 1: 127-138.
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, H. D. y Toscani, L., 1987. The ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Science Reviews*, 24: 81-134.
- Franzini, M. y Leoni, L., 1972. A full matrix correction in X-Ray fluorescence analysis of rocks samples. *Atti Societa Toscana Scienze Naturalia Memorie*, 70: 7-22.
- Frey, F. A., Green, D. H. y Roy, S. D., 1978. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data. *Journal of Petrology*, 19: 463-513.
- Le Roex, A. P., 1986. Geochemical correlation between southern African kimberlites and south Atlantic hotspots. *Nature*, 324: 243-245.
- Méndez, V. y Villar, L. M., 1975. Los filones ultrabásicos del río Piedras, Sierras Subandinas de Salta y Jujuy. *Actas 4º Congreso Geológico Argentino*, 2: 119-120. Bahía Blanca.
- Méndez, V. y Villar, L. M., 1977. Edad de los filones ultrabásicos del río Piedras, Sierras Subandinas de Salta y Jujuy. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(1): 77-79.
- Meyer, H. O. A. y Villar L. M., 1984. An Alnöite in the Sierras Subandinas Northern Argentina. *Journal of Geology*, 92(6): 741-751.
- Mitchell, R. H., 1972. Composition of perowskite in kimberlite. *American Mineralogist*, 57(11-12): 1748-1753.
- Mitchell, R. H., 1986. *Kimberlites: mineralogy, geochemistry and petrology*. Plenum Press, 442 p., New York.
- Nixon, P. H., Mitchell R. H. y Gogers, N. W., 1980. Petrogenesis of alnöites rocks from Malaita, Solomon Islands, Melanesia. *Mineralogical Magazine*, 43: 587-596.
- Platt, G. R. y Mitchell, R. H., 1982. The Marathon Dikes: Ultrabasic lamprophyres from the vicinity of McKellar Harbour, N. W. Ontario. *American Mineralogist*, 67: 907-916.
- Quartino, B. J., 1960. Acerca de una tinguaíta de Iruya (provincia de Salta) y de las rocas alcalinas del noroeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 15(3-4): 145-157.
- Rock, N. M. S., 1986. The nature and origin of ultramafic lamprophyres: alnöites and allied rocks. *Journal of Petrology*, 27: 155-226.
- Rock, N. M. S., 1987. The nature of lamprophyres: an overview. En: Fitton, J. G. y Upton, B. G. J. (Eds.): *Alkaline igneous rocks*. Geological Society of London, Special Publication, 30: 191-226.
- Rubiolo, D.G., 1992. *Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Alkali-Magmatite der Sierra de Santa Victoria (E-Kordillere, NW-Argentinien)*. Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, 41, 145 p.
- Rubiolo, D. G., Schwab, K., Sureda, R. J. y Viramonte, J. G., 1994. Relación petrogenética entre sannaitas y tinguaítas en la Comarca de Miguasi (Departamento Iruya, provincia de Salta, Argentina). 7º Congreso Geológico Chileno, 2:1189-1193. Concepción, Chile.
- Rubiolo, D. G., Hubberten, H. W. y Schwab, K., 1996. Datos Isotópicos de Carbono y Oxígeno en Carbonatos de Rocas Alcalinas (Sierra de Santa Victoria, provincia de Salta). *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 3: 529-538.
- Villar, L. M., Pezzutti, N. E. y Segal, S. J., 1981. Las kimberlitas micáceas de Los Alisos, Sierras Subandinas de Salta. Significado geológico económico. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 4: 903-919. San Luis.
- Villar, L. M., Pezzutti, N., Segal, S. y Meyer, H. O. A., 1985. Mineralogía determinativa de las rocas ultrabásicas potásicas de Los Alisos, Departamento Iruya, provincia de Salta, Argentina. *Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 3: 4-634/4-654. Antofagasta.
- Wilson, M., 1991. *Igneous Petrogenesis. A global tectonic approach*. 466p. London (Hyman).

**Recibido:** 14 de diciembre, 1995

**Aceptado:** 9 de diciembre, 1997

## Aspectos estratigráficos y geoquímicos comparativos del basamento metamórfico de bajo grado del Sistema de Famatina, Argentina

J. N. ROSSI, F. R. DURAND, A. J. TOSELLI y F. G. SARDI

Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán

**ABSTRACT.** A stratigraphical and geochemical comparison of the low grade metamorphic basement of the Sistema de Famatina, Argentina. The Negro Peinado and Aguadita Formations comprise the oldest sedimentary rocks of the Famatina basin and consist of a fining - upward succession of fine siliciclastic turbidites, deposited as distal low density turbidity currents. The Aguadita Formation yielded ichnofossils (*Planolites* sp. and *Paliella* sp.), of probable late Precambrian - early Cambrian age. The Aguadita Formation belongs to the Pampean Cycle of northwest Argentina and was separated in time from the Volcancito Formation, of early Tremadocian age according to biostratigraphical evidence, and also from other volcanoclastic units of the early to Middle Llanvirnian. Petrographically, La Aguadita and Negro Peinado Formations are composed of metapelites to fine metawackes dominated by monocrystalline sub-rounded quartz, and with scarce feldspar in a recrystallized matrix of sericite and chlorite. Major and trace element composition indicate that the two units came from metamorphic - plutonic sources of felsic composition, with a higher geochemical evolutionary grade than the rocks of the Puncoviscana Formation located 800 km north of the Famatina basin and belonging to the same Pampean Cycle. Tectonic discrimination diagrams show that the sedimentary environment is related to a continental passive margin.

### Introducción

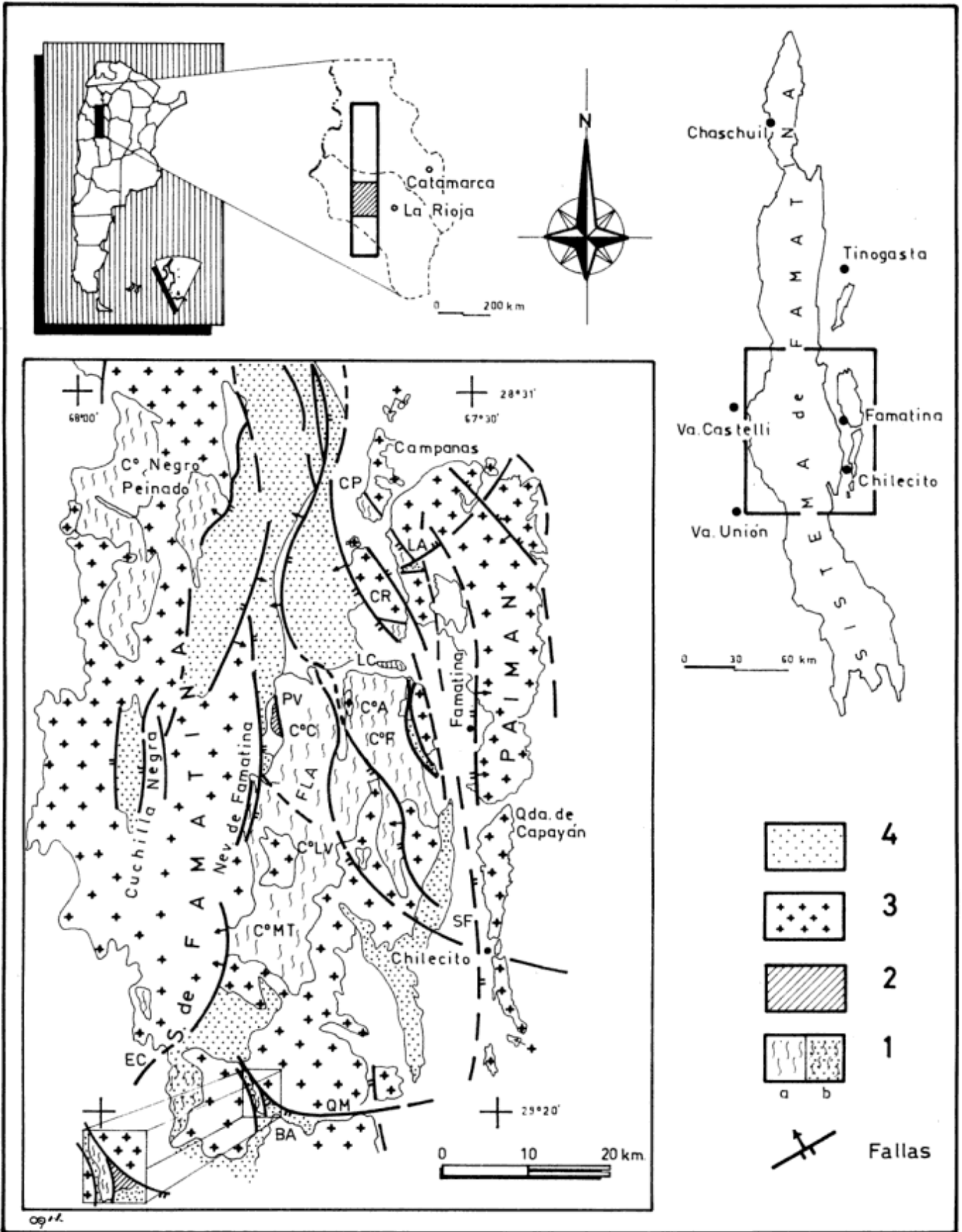
El basamento metamórfico del Sistema de Famatina (SF) está integrado por rocas que predominantemente presentan bajo grado de metamorfismo (Toselli y Rossi de Toselli 1987). No obstante ser muchas las investigaciones realizadas sobre diferentes aspectos del mismo, hasta el presente, su cronoestratigrafía no es aún bien conocida. Sin embargo, recientes investigaciones llevadas a cabo han permitido interpretar su evolución como parte de la sedimentación del Ciclo Pampeano (Durand y Aceñolaza 1990 y Durand *et al.* 1992).

Los afloramientos de metamorfitas de bajo grado están representados por las formaciones La Aguadita/Negro Peinado (FLA/FNP). En el área de estudio se extienden, de manera discontinua, en ambos flancos de la sierra de Famatina y en la sierra de Paimán (Fig.1). En el NO, los afloramientos se observan en el cerro Negro Peinado, localidad tipo de la formación homónima (Turner 1960a). En la parte central de la sierra, las mejores exposiciones se encuentran al sur de Los Corrales (cerro Faltriquera, Filo Aspero), hasta la latitud de Chilecito. En la zona de Bordo Atravesado, Los Corrales y en afloramientos expuestos 300 m aguas arriba de la quebrada de Pai-

mán, se han hallado impresiones de *Planolites* sp.; y en el faldeo sudoccidental del cerro Potrerillos epirrelieves de *Paliella* sp., por lo que a estos afloramientos se los ha denominado Formación La Aguadita para distinguirlos de otras unidades metamórficas carentes de fósiles (Durand y Aceñolaza 1990; Durand *et al.* 1992). No obstante, aún persisten ciertas dudas en cuanto a las relaciones y límites entre las FLA/FNP, por lo que son necesarios estudios más detallados que permitan diferenciarlas con mayor exactitud.

Con todo, se considera que ambas unidades son representativas de la sedimentación "pampeana" Neoproterozoico - Cámbrico temprano y en consecuencia, los sedimentos corresponderían a la misma cuenca marina en el margen O del Cratón Gondwánico pre-pampeano (=pre-brasiliano), siendo otras unidades representativas de ese evento sedimentario las formaciones La Cébila (González Bonorino 1951) Suncho (Mirre y Aceñolaza 1972) y Puncoviscana (Turner 1960b).

La metodología de trabajo consistió, en la realización de campañas con relevamiento de perfiles detallados a fin de identificar las litofacies presentes y la ubicación de las muestras en relación a las mismas. En gabinete se efectuaron estudios petrográficos y la





interpretación de los análisis geoquímicos de elementos mayores, menores y trazas. En relación a este último aspecto, es conocido que la geoquímica, de rocas de moderado metamorfismo que conservan aún sus estructuras y texturas sedimentarias originales, puede reflejar los cambios mineralógicos de las mismas, a medida que evolucionan con el tiempo. Las relaciones de los diferentes elementos dan información bastante clara de la maduración geoquímica de estos depósitos de cuencas antiguas, el ambiente tectónico de sedimentación y la identidad de los protolitos que les dieron origen. En consecuencia, el objetivo de esta investigación es la caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas con bajo grado de metamorfismo (FLA/FNP), como así también la comparación de su quimismo con el de la Formación Puncoviscana (FP) del norte argentino. Asimismo, en base a estos elementos, se analiza el marco regional y geotectónico de la sedimentación.

### Reseña geológico-estratigráfica

En la constitución geológica del SF intervienen el basamento metamórfico de bajo grado del Proterozoico tardío - Cámbrico temprano y una sucesión sedimentaria y volcano-sedimentaria cuya edad va desde el Tremadociano temprano hasta el Llanvirniano temprano a medio.

No se consideran aquí terrenos metamórficos de mayor grado, que afloran puntualmente en algunos sectores del Sistema de Famatina.

Toda la sucesión está intruida por los granitoides famatinianos y enjambres de rocas filonianas (pórfiros felsíticos y lamprófiros).

En varios afloramientos se observan los efectos del metamorfismo de contacto. En el cerro Ramblones (sierra de Paimán) las rocas de la FLA se encuentran como tabiques y restos de techo del granito, con desarrollo de corneanas de cordierita-andaluzita. En algunos sectores del faldeo oriental, a la latitud del poblado de Famatina, Fogliata (1990) describe en el contacto sur del granito de Loma Colora-

da, filitas moteadas que al microscopio muestran texturas lepidoblásticas a granoblásticas, con desarrollo de porfidoblastos ovoides de cordierita, frecuentemente alterados en productos micáceos. El granate aparece incluido en cordierita indicando un origen anterior al metamorfismo de contacto.

A lo largo del camino de Santa Florentina a Mina El Oro, el contacto con el Granito Ñuñorco está siempre cercano y las filitas se presentan a menudo moteadas y con desarrollo de lentes de cordierita. En las zonas cumbreles (cerro Overo, cerro Gral. Belgrano, de más de 6.000 m s.n.m.), son visibles los *roof pendants*, que se caracterizan por ser rocas córneas, oscuras y de grano fino, en los que se conservan todavía los rasgos texturales de las sedimentitas que les dieron origen. Considerando que ya pueden observarse afloramientos de FLA a cotas de 1.500 m s.n.m., el paquete de afloramientos visibles es de aproximadamente 4.500 m.

Bodenbender (1916) y Toselli (1975, 1978) los describieron como hornfels cordieríticos de color azul oscuro, en asociación con plagioclasa, biotita y microclino. No se observa gran desarrollo de sillimanita y feldespato potásico, característicos de la facies corneanas piroxénicas.

Sobre el basamento, se asientan en discordancia sedimentitas continentales del Neopaleozoico, Triásico y Terciario, así como asomos aislados de rocas volcánicas. La presencia del Ordovícico, en parte fosilífero, es una característica que la diferencia de las Sierras Pampeanas orientales.

Las rocas cuyos sedimentos se han depositado en la cuenca del Precámbrico tardío - Cámbrico temprano (Ciclo Pampeano, *sensu* Aceñolaza y Toselli 1976), juntamente con otras pertenecientes al Ordovícico, fueron reconocidas como una sola unidad por Bodenbender (1911, 1916) y autores posteriores; luego, la sucesión ha sido definida por Turner (1960a) con el nombre de FNP, asignándola al Precámbrico y diferenciándola de las secuencias no metamórficas del Ordovícico fosilífero.

Las investigaciones desarrolladas en los últimos años, han puesto de manifiesto que las rocas metamórficas aflorantes en el SF, reconocidas de manera general como FNP, serían divisibles en dos unidades independientes. Esto ya había sido advertido por Durand y Aceñolaza (1990) y Durand *et al.* (1992). Estos autores utilizan el nombre de Formación La Aguadita, para identificar a las rocas con bajo grado de metamorfismo que afloran en el flanco occidental de la sierra de Paimán, al SO del cerro Ramblones, en la zona de Los Corrales, y en la región de Bordo Atravesado y que han provisto material fósil.

Estudios detallados efectuados recientemente han permitido establecer secuencias que en general muestran el predominio de sedimentos finos a muy finos, constituyendo sucesiones grano decrecientes,

**Figura 1:** Mapa geológico del sector central del Sistema de Famatina, basado en De Alba (1979) y observaciones de los autores.

**Referencias:** 1a) Formaciones La Aguadita/Negro Peinado - Proterozoico superior-Cámbrico inferior. 1b) Formación El Chuschín - Ordovícico s.l.; 2, Formación Volcancito - Cámbrico superior tardío - Tremadociano. 3, Granitoides - Ordovícico - Silúrico. 4, Cubierta sedimentaria indiferenciada: Arenigiano hasta terciario. **Abreviaturas:** BA, Bordo Atravesado; C<sup>o</sup>A, cerro Aspero; C<sup>o</sup>C, cerro Collapotrero; C<sup>o</sup>F, cerro Faltriquera; C<sup>o</sup>LV, cerro La Viuda; C<sup>o</sup>MT, cerro Morado de las Trampas; C<sup>o</sup>P, cerro Potrerillos; C<sup>o</sup>R, cerro Los Ramblones; EC, El Chuschín; FLA, filo Los Arenales; LA, La Aguadita; LC, Los Corrales; PV, puesto Volcancito; QM, quebrada de Miranda; SF, Santa Florentina.

que fueron transportados por corrientes de turbidez de baja densidad depositados en ambiente distal. En el caso de los estratos con laminación, en el transporte de los sedimentos habrían intervenido mecanismos tractivos, y la falta de zonas canalizadas o indicios de lo que podrían ser canales muy poco desarrollados, es una característica notable en la gran mayoría de los afloramientos.

Los espesores observados en las distintas litofacies son muy variables, forman sucesiones comúnmente del orden de una decena de metros. Las estructuras de depósito observadas no son abundantes, posiblemente debido a la obliteración de algunas de ellas por el metamorfismo. El plegamiento impide el reconocimiento seguro de la disposición de cada litofacies con respecto a otra, por lo que resulta muy difícil el análisis a partir de megasecuencias. Esta misma razón dificulta la determinación del espesor total de la misma.

El rumbo de las metamorfitas, es en general norte-sur, con inclinaciones variables pero casi siempre cercanas a la vertical y están atravesadas por diques de pórfiros felsíticos, lamprófiros y venas de cuarzo.

Por otro lado, las rocas que se asignan al Ordovícico en el SF se distribuyen ampliamente, desde la sierra de Las Planchadas por el norte hasta la quebrada del Portezuelo de La Alumbreira, en el extremo sur de la sierra de Famatina propiamente dicha (29° 30' lat. S). Asimismo, comprende un amplio rango de ambientes sedimentarios, siendo lo más característico la presencia de intercalaciones, tanto piroclásticas como lávicas y la existencia de secuencias volcánicas (Aceñolaza y Toselli 1984).

La Formación Volcancito, es la más antigua de la sucesión definida por Harrington (en Harrington y Leanza 1957) para designar a una secuencia de lutitas negras, areniscas de colores oscuros y grises y calizas subordinadas, que afloran en las proximidades del puesto Volcancito, región centro oriental de la sierra de Famatina.

Toselli (1975, 1977), realizó un mapeo detallado de su distribución. Este autor también estudió la fauna de braquiópodos, trilobites y graptolites que indican para la localidad tipo una edad tremadociana temprana. También afloran, con características similares, en el extremo sur de la sierra de Famatina, en la quebrada del Portezuelo de La Alumbreira. Aquí, el paleoambiente de sedimentación ha sido caracterizado como de plataforma externa, fuera de la acción de las olas. La presencia de lutitas negras se debería a su situación en un ambiente anóxico (Esteban 1993). A la parte más baja de esta formación, Clemens (1992, 1993) la atribuye al mismo ciclo sedimentario que dio lugar a la depositación de los sedimentos de la FNP. Sin embargo, sobre la base de observaciones de campo y a la interpretación geotectónica de la sucesión Neoproterozoico y Paleozoico inferior, en este

trabajo se individualizan como pertenecientes a dos ciclos sedimentarios diferentes. Si asumimos como válido este último concepto, se debe destacar como muy probable que el área fuente de los materiales haya sido diferente en ambos casos. Para la Formación Volcancito, parte del área de proveniencia tiene que haber estado constituida por afloramientos de las formaciones metasedimentarias FLA/FNP. Tal circunstancia está avalada por la presencia de litoclastos de pizarras y filitas de las formaciones mencionadas, en la Formación Volcancito, demostrando una mayor antigüedad para aquellas unidades, coherente con la sedimentación pampeana postulada.

Se debe mencionar también a la sucesión que Mannheim (1988) denominara Formación El Chuschín. La misma es importante por cuanto autores anteriores la habían descripto como parte integrante de la FNP (e.g. De Alba 1979). La misma consiste en un complejo volcano-sedimentario estimado en 2.000 m de espesor, constituida por pizarras, cherts, olitostromas y volcanitas ácidas sinsedimentarias. La sucesión está intruida por aptitas, diques lamprofiricos y apófisis de granodiorita porfirica. Tiene su localidad tipo en la zona de la quebrada El Chuschín y el río Cosme, en el extremo sudoccidental de la sierra de Famatina.

En esta unidad no se han encontrado fósiles, razón por la cual no es posible asignarle una edad precisa dentro del Ordovícico. Se considera perteneciente a este período por presentar como componentes de importancia los productos volcánicos sinsedimentarios mencionados.

## Petrografía

Las metapsamitas son en general de grano fino, alcanzando los clastos de cuarzo y el escaso feldespato de 0.06 mm a 0.1 mm. Estimativamente, el cuarzo sobrepasa el 60 %, los feldespatos menos del 10 % y los líticos menos del 2%. La matriz está completamente recristalizada en filosilicatos (sericita y clorita). Los clastos de cuarzo, predominantemente monocristalinos se presentan de subredondeados a redondeados, aparecen raramente como fragmentos líticos, compuestos en general por cuarcitas de aspecto metamórfico. La plagioclasa (oligoalbita) es más abundante en las fracciones gruesas. Los minerales accesorios en orden de abundancia son zircón, turmalina verde, apatita y anatasa autógena, con desarrollo euhedro, a veces esquelético, que fue identificada por Clemens (1992). El clivaje en estas rocas se desarrolla espaciado y dominialmente. Los microlitones de cuarzo y feldespato se disponen paralelamente con sus ejes mayores a los filosilicatos que los envuelven. A menudo aparecen microlitones de clorita, que reemplazaron a la biotita detrítica. Los opacos pre-

sentos son principalmente ilmenita y piritita y no se observa material carbonoso.

Las metapelitas son muy finas y se presentan a menudo bien laminadas por la orientación preferencial de los filosilicatos, pero también son a veces masivas. Se han podido reconocer al microscopio dos clivajes: un  $S_1$  paralelo a  $S_0$  y un  $S_2$  oblicuo que no siempre está presente. Muy raramente se desarrollan crenulaciones finas en las capas pelíticas. Clorita y sericita son los dos principales filosilicatos. La clorita parece ser dominante, hecho que es reflejado por la composición química, rica en hierro, magnesio y titanio, que presentan en general todas las pelitas.

La parte más baja de la Formación Volcancito fue considerada por Clemens (1992) como parte de la FNP, ya que según este autor, se encuentran intercalaciones de esta última en la Formación Volcancito.

Sin embargo, la observación petrográfica de secciones delgadas de la base de la Formación Volcancito ha permitido encontrar zonas de brechas, formadas por litoclastos de pizarra y filitas de la FNP en una matriz calcárea. Los litoclastos miden desde 1 mm a 2,5 mm, no tienen material carbonoso y son idénticos en litología y textura con las típicas secuencias de la FNP. La Formación Volcancito se distingue por la gran cantidad de materia carbonosa y contenido fosilífero. Además un examen detallado de estas psamitas y pelitas revela la presencia frecuente de material lítico (litoclastos pequeños de pizarras y filitas, y menor presencia de feldespatos, por lo que sería dable pensar que estas sedimentitas se formaron por material proveniente en parte, de la FLA/FNP.

## Geoquímica

Las muestras analizadas proceden de las siguientes localidades del SF: 1) río Volcancito-Peña Negra; 2) cuesta de Miranda, km 542; 3) quebrada de Paimán; 4) Los Corrales - Finca Musse; 5) Los Ramblones; 6) Santa Florentina - río del Oro; 7) quebrada Faltriquera - Angulos. Estas incluyen a las FLA/FNP y Formación Volcancito.

## Metodología

Se realizaron los análisis químicos de roca total de 50 muestras, que corresponden a metapelitas y metarenitas de todas aquellas unidades de rocas frescas, evitándose las afectadas por procesos hidrotermales y silicificación que son bastante comunes en los contactos con filones de lamprófiro y pórfiros riolíticos, así como aquellas zonas con fracturación compleja rellenas con venas de cuarzo.

Se procuró analizar metapelitas y metarenitas pertenecientes a la misma unidad de afloramiento.

En 26 muestras se determinaron 17 elementos trazas. Se evitó analizar las rocas ricas en carbonatos de la Formación Volcancito, procurándose seleccionar sólo las fracciones metapelíticas y metapsamíticas.

Parte de las muestras fueron analizadas en el laboratorio de Geoquímica, del Instituto Superior de Correlación Geológica de la Facultad de Ciencias Naturales (UNT-CONICET). Los elementos mayores fueron analizados por espectrometría de absorción atómica, excepto  $SiO_2$  y  $P_2O_5$  que se realizaron por absorciometría molecular. La parte correspondiente a trazas, fue realizada por Fluorescencia de Rayos X en el laboratorio del Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie de la Universidad de Munich. Los valores de óxidos de hierro están expresados como  $Fe_2O_3$  total. Cabe agregar que la pérdida por calcinación es siempre más elevada en estos tipos de rocas, que para las ígneas o metamórficas de alto grado, debido a la alta proporción de filosilicatos que contienen.

La Tabla 1 muestra 10 análisis representativos de metapelitas y metagrauvas de las distintas localidades citadas.

Se muestra una diferenciación clara en el contenido en  $SiO_2$  y en  $Al_2O_3$  entre las metarenitas y las metapelitas. Las primeras tienen un rango de  $SiO_2$  no menor de 68% y hasta 83%, y un contenido en  $Al_2O_3$  entre 9 y 14%, mientras que las metapelitas varían entre un 60 y 68 % en  $SiO_2$  y 14 a 20 % en  $Al_2O_3$ . Estos límites coinciden con los dados por Nathan (1976) para estos tipos litológicos.

En el diagrama triangular de Moore y Dennen (1970) (Fig. 2) se representan los porcentajes en peso de los cationes Al, Si y Fe como parámetros, que establecen una relación geoquímica bien definida y proporcionan una clasificación satisfactoria de los diferentes tipos de sedimentos clásticos.

Los análisis se proyectan dentro de la llamada "secuencia principal", con las relaciones Al/Fe entre 1,5 y 2,5 y así pueden ser diferenciados por el contenido en sílice (Fig. 2). Los porcentajes de Si, Al y Fe, se ubican en los campos bien definidos de lutitas, grauvas y subgrauvas, definiendo una tendencia continua de estos tipos litológicos. No se muestra aquí ninguna diferencia entre las formaciones Negro Peinado y Volcancito, ya que ambas caen dentro de los mismos campos. Queda claro que no aparecen miembros extremos como areniscas cuarzosas u ortocuarcitas, quedando comprendidas en campos restringidos lutitas, grauvas y subgrauvas típicas de depósitos turbidíticos. La tendencia continua sugiere también un área de procedencia de composición uniforme (rocas de basamento plutónico-metamórfico).

Otro aspecto a tener en cuenta es, que el metamorfismo de contacto sobreimpuesto no produce va-

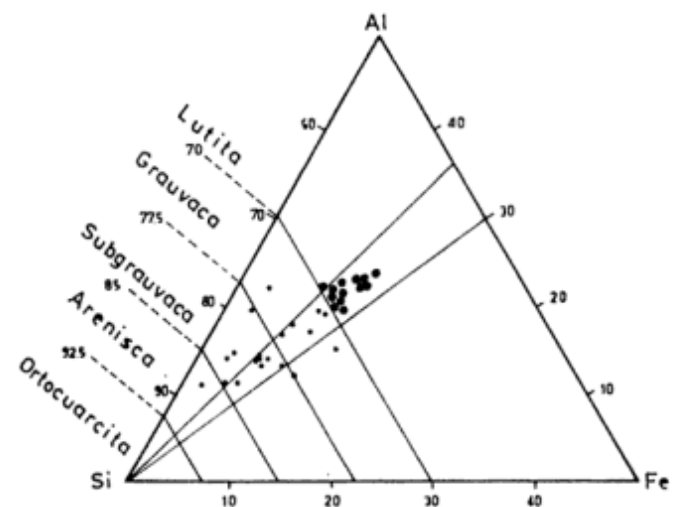
**Tabla 1:** Análisis químicos seleccionados de roca total de las Formaciones La Aguadita, Negro Peinado y Volcancito.

Nº	2501	2504	2513	2514	4091	4094	5617	5629	5644	5648
SiO <sub>2</sub>	76,24	66,15	65,73	77,11	77,10	62,59	64,50	76,00	77,75	68,50
TiO <sub>2</sub>	0,59	0,88	0,87	0,69	0,59	1,00	0,93	0,66	0,67	1,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,33	18,18	17,01	11,03	12,36	20,77	16,81	9,50	8,77	13,15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,68	5,53	7,30	4,74	4,53	6,54	7,29	5,57	4,25	6,88
MnO	0,07	0,04	0,09	0,10	0,08	0,08	0,02	0,02	0,03	0,04
MgO	2,14	2,23	2,25	1,47	1,36	1,99	1,13	0,72	0,52	1,10
CaO	0,19	0,57	0,26	0,67	0,22	0,27	0,22	0,76	0,02	0,28
Na <sub>2</sub> O	0,72	1,74	1,03	1,58	0,71	0,69	1,20	1,60	0,40	1,65
K <sub>2</sub> O	2,10	3,47	4,26	1,92	2,84	4,84	4,10	2,00	3,90	4,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,14	0,12	0,17	0,13	0,18	0,08	0,16	0,24	0,24
Suma	100,2	98,95	98,93	99,47	99,91	98,45	96,98	96,99	96,55	96,86
Volat.	2,80	3,57	3,32	1,50	3,07	4,51	3,33	2,90	3,42	3,07
Cr	49	85	78	53	68	89	—	—	—	—
Ni	27	24	34	38	19	16	—	—	—	—
Co	16	12	11	14	10	10	—	—	—	—
Sc	20	23	17	13	16	15	—	—	—	—
Cu	7	11	24	—	21	46	—	—	—	—
Pb	45	73	73	87	29	60	—	—	—	—
Zn	58	44	190	85	40	85	—	—	—	—
Rb	82	136	197	94	126	194	—	—	—	—
Ba	261	515	742	304	369	681	—	—	—	—
Sr	33	61	35	59	55	32	—	—	—	—
Ta	0,67	1,20	0,95	0,74	0,94	1,41	—	—	—	—
Nb	13,70	19,90	19,40	17,60	13,90	19,70	—	—	—	—
Hf	9,33	10,20	8,84	17,50	6,86	6,94	—	—	—	—
Zr	152	217	176	317	113	160	—	—	—	—
Y	25	32	37	44	34	26	—	—	—	—
Th	9,14	17,30	15,40	10,90	11,80	17,60	—	—	—	—
U	1,54	3,06	1,56	1,90	1,87	4,85	—	—	—	—

2501-2504: cuesta de Miranda; 2513-2514: Los Corrales; 4091-4094: quebrada de Paimán; 5617-5629: Angulos; 5644-5648: quebrada Faltriqueras.

riaciones en el quimismo de las rocas, siendo en general isoquímico, particularmente para las pelitas, cuyos equivalentes metamórficos, las corneanas hornbléndicas con desarrollo de andalusita, en la zona de Los Ramblones, tiene un quimismo idéntico al de las pelitas de la quebrada de Paimán. Lo mismo puede decirse de las corneanas cordieríticas del camino de Santa Florentina a Mina El Oro, con las metapelitas de la FNP de la misma región.

Los diagramas de Harker (Fig. 3), reflejan claramente el dominio de una mezcla de dos componentes: el cuarzo y los filosilicatos. Las correlaciones entre SiO<sub>2</sub> y los componentes Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (a), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> total (b), MgO (c), K<sub>2</sub>O (d), TiO<sub>2</sub> (f), de los filosilicatos muestran claramente correlaciones negativas. La sílice representa el predominio de cuarzo en los componentes detríticos y la alúmina, óxidos de potasio, magnesio, hierro y titanio, como los componentes dominantes en los filosilicatos (illita y clorita). Asimismo se observan correlaciones positivas de los óxidos de aluminio



**Figura 2:** En el diagrama Si-Al-Fe, de Moore y Dennen (1970), los análisis se proyectan dentro de la secuencia principal de los campos de las lutitas, grauvacas y subgrauvacas. Símbolos: puntos gruesos: pelitas; puntos finos: psamitas.

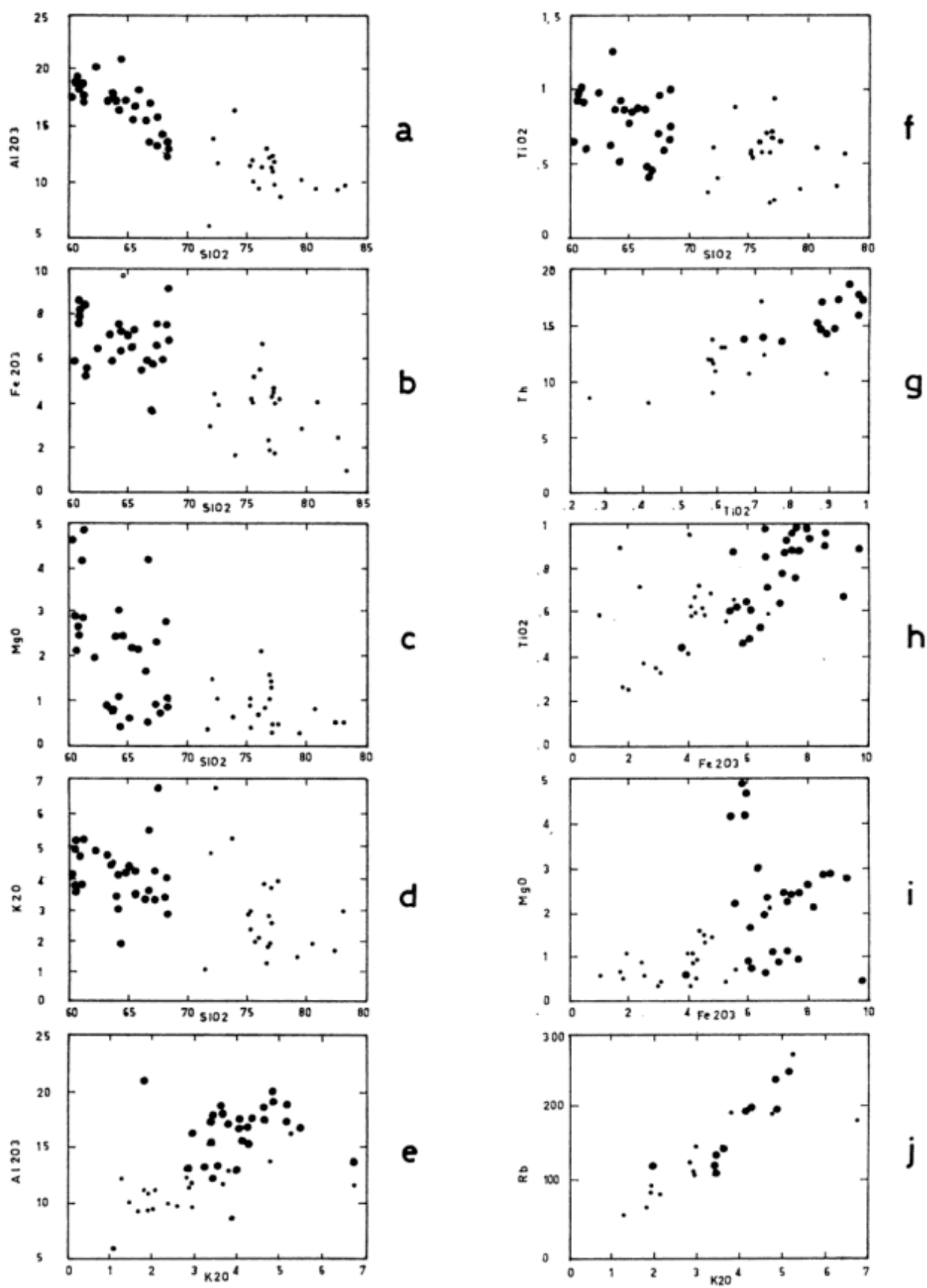
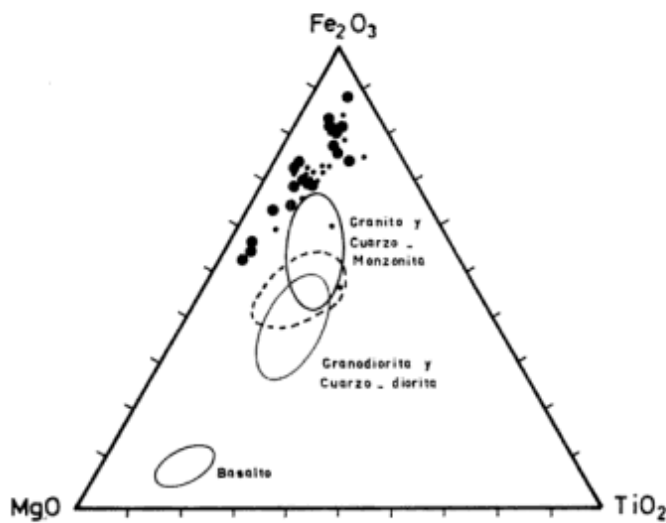


Figura 3: Diagramas Harker de variación de interelementos. Símbolos como en Fig. 2.



**Figura 4:** Diagrama triangular  $MgO-TiO_2-Fe_2O_3$ , de Condie (1967), mostrando los límites para granito y cuarzo-monzonita; granodiorita y cuarzo-diorita; y basalto. La línea quebrada indica el campo composicional de las rocas de la FP (Willner *et al.* (1985, 1990). Los valores se proyectan próximos al extremo de  $Fe_2O_3$ . Símbolos: cuadrados vacíos: pelitas; puntos: psamitas.

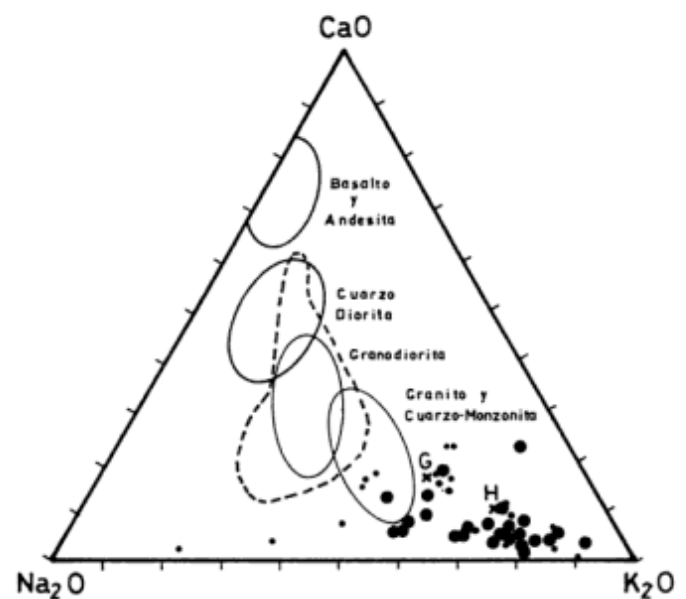
y potasio (e), torio y titanio (g), hierro y titanio (h), hierro y magnesio (i) y rubidio y potasio (j), ya que estos óxidos se encuentran concentrados en los filosilicatos.

Los elementos como el  $CaO$ ,  $Na_2O$ , y los trazas Sr y Pb, no se correlacionan con el contenido en  $SiO_2$ , ni con ningún otro elemento que forme parte de la matriz de filosilicatos. Ellos indican la presencia de feldespato como componente menor y en proporciones variables, siendo la plagioclasa la más abundante. Como la relación  $Na_2O/CaO$  es alta en todas las rocas, el componente albita es el dominante en metapsamitas y metapelitas.

Para obtener una aproximación a la composición del área de procedencia, se utilizaron algunos diagramas clásicos de la literatura. Condie (1967) propuso la utilización del diagrama triangular  $MgO-Fe_2O_3-TiO_2$ , para sugerir el tipo de protolito (Fig. 4). Dentro del diagrama están dibujados los límites para granito y cuarzo-monzonita, granodiorita y cuarzo-diorita, y basalto.

El total de puntos proyectados cae adyacente y muy cerca, al campo granito-cuarzo-monzonita, pero desplazados hacia el extremo de  $Fe_2O_3$ . Para su comparación, se proyectó el campo composicional de las rocas de la FP (Willner *et al.* 1985, 1990), en línea quebrada.

Un diagrama semejante, para el mismo propósito, es presentado por Bathia (1983), cuyos vértices tienen:  $Na_2O-CaO-K_2O$  (Fig. 5) también en este caso, los puntos proyectados se aproximan al campo delineado para los granitos y cuarzo-monzonitas, pero con una tendencia hacia el extremo del  $K_2O$ . Las ro-



**Figura 5:** Diagrama triangular  $Na_2O-CaO-K_2O$ , de Bathia (1983). Los puntos se proyectan próximos al campo delineado para los granitos y cuarzo-monzonitas, con tendencia hacia el extremo del  $K_2O$ . Las rocas de la FP abarcan todo el campo de las granodioritas y parte del de las cuarzo-dioritas. G y H indican los promedios de las grauwacas ordovícicas de Groenlandia (Nathan 1976) y de Australia (Wylborn y Chappell 1983), respectivamente. Símbolos como en Fig. 4.

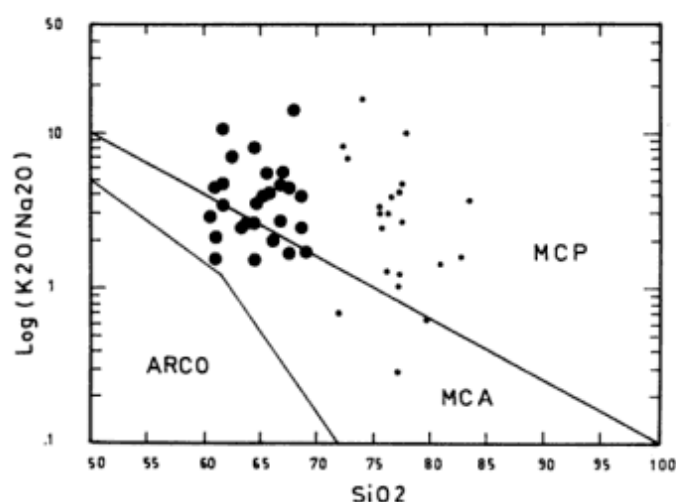
cas de la FP aparecen proyectadas abarcando todo el campo de las granodioritas y parte del de las cuarzo-dioritas.

Por otra parte, en la Tabla 2, se muestran los valores promedios de  $MgO$  y los elementos trazas Cr, Ni y Co, para rocas félsicas, toleíticas y ultramáficas, (Glickson y Hickman 1981; Mc Lennan 1982) comparados con los valores promedios en las metapelitas y metagrauwacas de las formaciones LA/NP. Los valores de las mismas son compatibles con las rocas ígneas ácidas, quedando excluidas las rocas máficas y ultramáficas como áreas de procedencia.

Roser y Korsch (1986), presentan un diagrama de discriminación de ambiente tectónico basado en el logaritmo de  $K_2O/Na_2O$  versus el porcentaje en  $SiO_2$ .

**Tabla 2:** Composiciones promedio de felsitas, toleíticas y ultramáficas comparadas con metapelitas y metagrauwacas de las Formaciones La Aguadita-Negro Peinado.

	Felsitas	Toleitas	Ultramáficas	Metapelitas y Metagrauwacas
MgO (%)	2,0	6,2	28,8	1,83
Cr (ppm)	50	183	3089	75,8
Ni (ppm)	30	76	1531	26,73
Co (ppm)	18	43	102	17,6



**Figura 6:** Diagrama de  $\text{SiO}_2$  % vs.  $\text{Log. (K}_2\text{O/Na}_2\text{O)}$  de discriminación tectónica, mostrando los campos correspondientes a margen continental pasivo (MCP), margen continental activo (MCA) y ARCO, de Roser y Korsch (1986). Símbolos como en Fig. 4.

La mayor parte de los puntos, correspondientes a las FLA/FNP y FV, de metagrauvas y de metapelitas, se proyectan en el campo marcado para márgenes continentales pasivos (MCP), aunque se observa una cierta dispersión de valores, cayendo algunos puntos también en el campo del margen continental activo (MCA) (Fig. 6).

## Interpretación

Los datos geoquímicos de metagrauvas y metapelitas revelan que se trata en general de turbiditas silicoclásticas con un grado alto de evolución geoquímica, hecho que ya se manifiesta en la petrografía y composición mineralógica de las rocas, con alto predominio de cuarzo detrítico bastante redondeado, poco feldespato, bajas proporciones  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ; alto desarrollo de la matriz de illita-clorita, por los altos contenidos en  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  y  $\text{K}_2\text{O}$ . Con el fin de comparar geoquímicamente las rocas del SF con las de otras cuencas sedimentarias conocidas, se eligió la FP, en razón de la discusión existente sobre su correlación con la FLA/FNP. La misma está situada 800 km al norte del SF y fue investigada sedimentológica- y geoquímicamente por diversos autores, pero en especial por Omarini (1983), Omarini y Do Campo (1993), Jezek (1990) y Willner *et al.* (1985, 1990).

Si comparamos la geoquímica de las secuencias psamopelíticas medias a distales en ambas formaciones, se notan diferencias bien definidas, tanto en la concentración de elementos mayores y trazas como en sus relaciones.

La Tabla 3 muestra los análisis químicos promedio de elementos mayores y trazas de la FP (Omarini 1983; Willner *et al.* 1985) y la FLA/FNP, correspondientes a pelitas y grauvas. Se observa, que las grauvas de la FLA/FNP son más silíceas, y las pelitas más aluminosas que las de la F. P. Asimismo el

**Tabla 3:** Composiciones representativas de pelitas y grauvas de las Formaciones Puncoviscana y La Aguadita-Negro Peinado.

	Formación Puncoviscana				Fm. LA/ NP	
	Omarini 1983		Willner <i>et al.</i> 1985		pelitas	grauvas
	pelitas	grauvas	pelitas	grauvas		
$\text{SiO}_2$	64,32	70,46	63,34	72,22	62,59	77,10
$\text{TiO}_2$	0,80	0,65	0,79	0,54	0,75	0,59
$\text{Al}_2\text{O}_3$	15,92	12,91	16,24	11,74	20,77	12,36
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,49	2,31	6,66	3,85	5,88	4,08
$\text{MnO}$	0,09	0,10	0,10	0,08	0,08	0,08
$\text{MgO}$	2,94	2,06	2,41	1,42	1,99	1,36
$\text{CaO}$	0,83	1,16	0,34	1,80	0,27	0,22
$\text{Na}_2\text{O}$	2,68	3,20	2,06	2,52	0,69	0,71
$\text{K}_2\text{O}$	3,39	2,30	4,54	2,25	4,84	2,84
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,22	0,26	0,14	0,17	0,18	0,13
Vol.	2,66	1,79	3,07	3,51	4,51	3,07
Rb	150	110	197	116	194	126
Sr	64	126	51	80	32	55
Cr	—	—	92	59	89	68
Zn	81	63	89	60	85	40
Cs	7	4	—	—	—	—
Ga	18	14	—	—	28	16
$\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$	1,26	0,72	2,20	0,89	7,01	4,00

empobrecimiento en Ca, Na y Sr, significa una efectiva meteorización química de la plagioclasa, cuyos componentes hidrolizados entran en la composición de los filosilicatos y tienen asimismo una relación  $K_2O/Na_2O$  mayor que sus equivalentes de la FP. Esto sugiere una madurez geoquímica mayor en las sedimentitas de la FLA/FNP. En los diagramas de Condie (1967) se pueden observar claramente estas diferencias (Fig. 4). En ellos se observa cómo los promedios de las rocas de la FP, se proyectan dentro de los campos de las rocas granodioríticas, mientras que se observan claros desplazamientos para las rocas de la FLA/FNP hacia el extremo de  $K_2O$ . Asimismo, los puntos G y H en la Fig. 5, representan el promedio de las grauvacas ordovícicas de Groenlandia (Nathan

1976) y de Australia (Wylborn y Chappell 1983), respectivamente. Estas composiciones son comparables con las de la FLA/FNP.

Los diagramas de normalización de multielementos, para trazas de rocas sedimentarias, pueden usarse para determinar los procesos geoquímicos que controlan la evolución de las mismas con el tiempo. En la Fig. 7 a - b, se representan los valores de los trazas normalizadas a NASC (North American Shale Composite) según Gromet *et al.* (1984). En ambos diagramas se observa, para las pelitas que los elementos K, Ti, Rb, Hf, Ta, Th y U, se aproximan a los valores promedio o se enriquecen, en relación a NASC; en cambio Cr, Co, Ni y Sr, se empobrecen y Ba y Zr son de comportamiento variable. Por otra parte, las grauvacas muestran que los elementos Sc y Hf, se aproximan a los valores promedio o se enriquecen, en cambio K, Ti, Cr, Co, Ni, Sr, Zr, Ba, Ta y U, se empobrecen y muestran variabilidad en Rb y Th.

Este comportamiento de los elementos trazas refleja la meteorización química de los feldespatos y su transformación en arcillas, el enriquecimiento en minerales resistentes como el zircón, se da sólo en las grauvacas, mientras que la disminución relativa del Cr, Co, Ni y Sr, en ambos tipos litológicos, reflejan la diferencia en el protolito entre el estándar de referencia y las rocas investigadas.

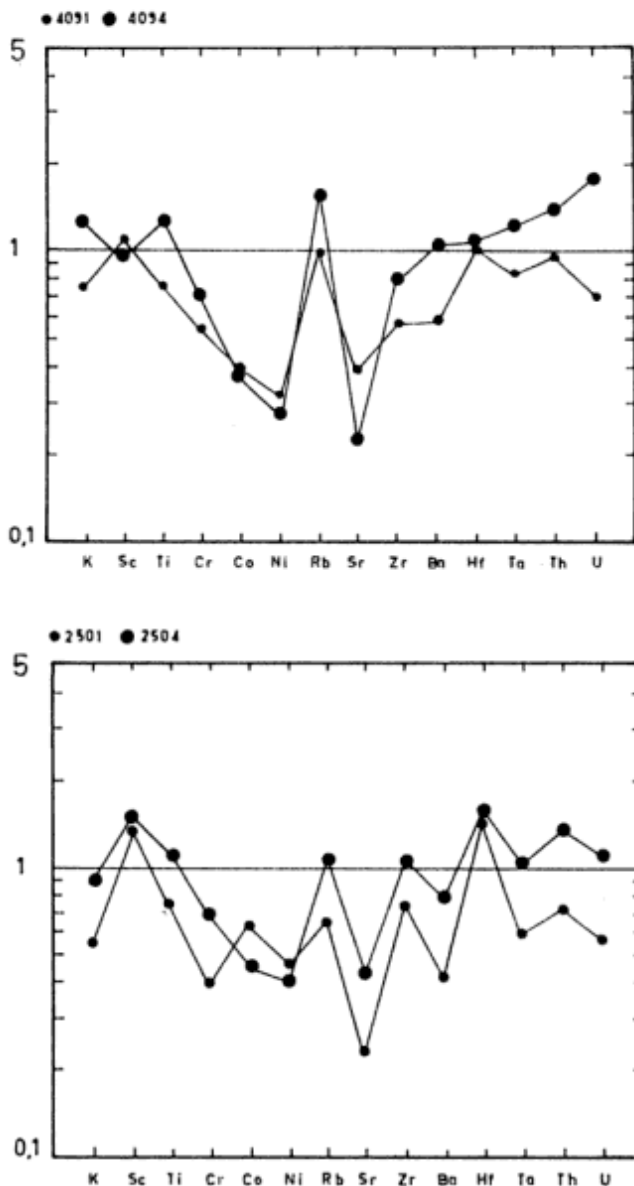
## Conclusiones

La información paleontológica, permite aseverar que los depósitos de la FLA son los más antiguos, con una edad Precámbrico tardío-Cámbrico temprano. Por su parte la falta de información paleontológica de la FNP, no permite establecer con seguridad una edad de sedimentación.

Los datos petrográficos y geoquímicos permiten visualizar que las secuencias psamopelíticas de la FLA/FNP, se han derivado de protolitos reciclados de un basamento plutónico-metamórfico de composición granítica-granodiorítica y comparativamente resultan más evolucionados geoquímicamente que las secuencias equivalentes de la FP. Estos resultados pueden dar lugar a la interpretación que la FLA/FNP son secuencias más antiguas, que las de la FP y todos los depósitos comenzaron en un ambiente de margen continental pasivo y su edad mínima queda acotada por el Tremadociano temprano, desarrollado en un ambiente tectónico similar.

La Formación Volcancito (Tremadociano inferior) se ha formado a partir de las secuencias de la FLA/FNP, en un ambiente de carácter anóxico.

El metamorfismo regional es general de grado bajo a muy bajo y el metamorfismo de contacto, producido por las intrusiones graníticas ha sido esencialmente isoquímico.



Figuras 7 a y b: Diagramas spider de multielementos normalizados a NASC, (Gromet *et al.* 1984). Símbolos como en Fig. 4.



## Agradecimientos

Los autores agradecen al Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie de la Universidad de Munich, a la Facultad de Ciencias Naturales y al CIUNT de la UNT, y al CONICET, por los apoyos recibidos. Como así también a los árbitros H. Miller y R. Omarini y a la Subcomisión de Publicaciones las valiosas sugerencias y las oportunas correcciones realizadas al manuscrito.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico Inferior del Noroeste Argentino. Actas 2º Congreso Latinoamericano de Geología, 2: 755-763. Caracas.
- Aceñolaza, F. G. y Toselli, A. J., 1984. Lower Ordovician Volcanism in North West Argentina. En: Bruton, D. L. (Ed.): Aspects of the Ordovician System. Paleontological Contributions from the University of Oslo, Universitetsforlaget, 95: 203-209.
- Bathia, M. R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91 (6): 611-627.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de la Provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, 19 (1): 5-21. Córdoba.
- Bodenbender, G., 1916. El Nevado de Famatina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, 21: 100-182. Córdoba.
- Clemens, K. A., 1992. Sedimentologie, Herkunft und geotektonische Entwicklung präkambrischer und altpaläozoischer Gesteinsserien des Sistema de Famatina in Nordwest Argentinien. Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig - Maximilians - Universität München, 164 p. Munich. (Inédito).
- Clemens, K. A., 1993. Sedimentología, proveniencia y desarrollo geotectónico del Sistema de Famatina en el Noroeste de Argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º de Exploración de Hidrocarburos, 1: 310-320, Mendoza.
- Condie, K. C., 1967. Geochemistry of Early Precambrian greywackes from Wyoming. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 2135-2149.
- De Alba, E., 1979. Descripción geológica de la Hoja 16d, Chilecito, provincia de La Rioja. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 163: 1-87. Buenos Aires.
- Durand, F. R. y Aceñolaza, F. G., 1990. Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior) del Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F. et al. (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica, 4: 71-112. Tucumán.
- Durand, F. R., Aceñolaza, F. G. y Esteban, S., 1992. El Proterozoico Superior y Cámbrico Inferior metasedimentario de la región de Bordo Atravesado y extremo norte de la Sierra de Paimán, La Rioja, Argentina. En: El Paleozoico Inferior en Latinoamérica y la génesis del Gondwana. Serie Correlación Geológica, 9: 31-40. Tucumán.
- Esteban, S., 1993. Estudio litofacial de la Formación Volcancito (Tremadociano) en la quebrada del Portezuelo de la Alumbra, Sierra de Famatina, provincia de La Rioja. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º de Exploración de Hidrocarburos, 1: 116-120. Mendoza.
- Fogliati, A. S., 1990. El granito de Loma Colorada. Caracteres geológicos y geoquímicos. Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. Actas 11º Congreso Geológico Argentino, 52-55. San Juan.
- Glyckson, A. Y. y Hickman, A. H., 1981. Geochemistry of Archean volcanic successions, eastern Pilbara Block, Western Australia. Bureau of Mineral Resources Geological and Geophysical Record, 36: 83 pp.
- González Bonorino, F., 1951. Una nueva Formación Precámbrica en el Noroeste Argentino. Comunicaciones Científicas del Museo de La Plata (5). La Plata.
- Gromet, L. P., Dymek R. F., Haskin L. A. y Korotev R. L., 1984. The "North American Shale Composite": its compilation, major and trace element characteristics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 2469-2482.
- Harrington, H. J. y Leanza, A. F., 1957. Ordovician trilobites of Argentina. University of Kansas Press, Special Publication, 1: 1-259. Lawrence.
- Jezeq, P., 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. En: Aceñolaza et al. (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica, 4: 9-36. Tucumán.
- Mannheim, R., 1988. Ordovizische Olisthostrome in der Sierra de Famatina, Argentinien. 11. Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium. Tagungsheft: 89. Hannover.
- Mc Lennan, S. M., 1982. On the geochemical evolution of sedimentary rocks. *Chemical Geology*, 37: 335 - 350. Elsevier, Amsterdam.
- Mirré, J. C. y Aceñolaza, F. G., 1972. El hallazgo de *Oldhamia* sp (traza fósil) y su valor como evidencia de edad Cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, provincia de Catamarca. *Ameghiniana* 9(1): 72-78.
- Moore, E. R. y Dennen, E. H., 1970. A geochemical trend in silicon - aluminium - iron ratios and the classification of clastics sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40, 1147-1152. Tulsa.
- Nathan, S., 1976. Geochemistry of the Greenland Group (Early Ordovician) New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 19 (5): 683-706. Wellington.
- Omarini, R. H., 1983. Caracterización litológica, diferenciación y génesis de la F. Puncoviscana entre el valle de Lerma y la faja Eruptiva de la Puna. Tesis, Universidad Nacional de Salta, 202 pp. (Inédito).
- Omarini, R. y Do Campo, M., 1993. Caracterización geoquímica de sedimentitas del límite Precámbrico-Cámbrico en el Noroeste Argentino (Fm. Puncoviscana): Consideraciones sobre su procedencia y ambiente tectónico. Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 300-309. Mendoza.
- Roser, B. P. & Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone - mudstone suites using SiO<sub>2</sub> content and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Toselli, G. A., 1975. Contribución al conocimiento geológico de la región de Volcancito, Sierra de Famatina, provincia de La Rioja. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 170 pp. (Inédito).
- Toselli, G. A., 1977. El Paleozoico Inferior y Medio en la región de Volcancito, Sierra de Famatina, Provincia de La Rioja. *Acta Geológica Lilloana*, 14: 83-104. Tucumán.
- Toselli, G. A., 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, Sierra de Famatina, La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(1): 86-89.
- Toselli, A. J. y Rossi de Toselli, J.N., 1987. Caracteres petrológicos de localidades del eopaleozoico del Sistema de Famatina, La Rioja, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 3: 13-16. Tucumán.
- Turner, J. C., 1960a. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias, La Rioja. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, 42 (1): 77-126. Córdoba.
- Turner, J. C., 1960b. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Academia Nacional de Ciencias, Boletín, 41 (2):

- 163-196. Córdoba.
- Willner, A. P., Miller, H. y Jezek, P., 1985. Geochemical features of an Upper Precambrian - Lower Cambrian greywacke/pelite sequence (Puncoviscana trough) from the basement of the NW - Argentine Andes. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 8: 498-512.
- Willner, A. P., Miller, H. y Jezek, P., 1990. Composición geoquímica del basamento sedimentario-metamórfico de los Andes del Noroeste Argentino (Precámbrico superior/Cámbrico Inferior). En: Aceñolaza, F. G. *et al.* (Eds.): *El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino: Serie Correlación Geológica*, 4: 161 -179. Tucumán.
- Wylborn, L. A. I. y Chappell, B. W., 1983. Chemistry of the ordovician and silurian greywackes of the Snowy Mountains, Southeastern Australia: An example of chemical evolution of sediments with time. *Chemical Geology*, 39: 81-92.

**Recibido:** 16 de agosto, 1996

**Aceptado:** 9 de diciembre, 1997

# Petrogénesis de las rocas eruptivas de las islas Marambio y Cerro Nevado, Península Antártica

Gabriela Isabel MASSAFERRO<sup>1</sup>, Alberto Tomás CASELLI<sup>2</sup>, Elizabeth I. ROVERE<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Centro Nacional Patagónico, Boulevard Brown s/n, 9120 Puerto Madryn, Chubut

<sup>2</sup> Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires

**ABSTRACT.** *Petrogenesis of eruptive rocks of Marambio and Cerro Nevado islands, Antarctic Peninsula.* Basic dykes and plugs of alkaline affinities crop out on Marambio and Cerro Nevado islands. They belong to the James Ross Island Volcanic Group and correspond petrographically to basalts and hawaiites composed of plagioclase, olivine and titaniferous augite. The dykes have an "en-echelon" structure resulting from dextral shearing stress. They have geochemical characteristics of ocean island basalts or intraplate alkali basalts, produced by low degrees of partial melting of mantle asthenospheric source with residual garnet.

## Introducción

Desde el Cenozoico, y con posterioridad al cese de la subducción que caracterizó el margen occidental de la Península Antártica durante el Mesozoico, se desarrolló en esta península un magmatismo alcalino con características de intraplaca. Los afloramientos más importantes resultantes de este magmatismo se encuentran en la isla Alejandro (SO de la Península), Nunataks Foca e isla James Ross, pero hay otros de menor dimensión en la Península Jason (Punta Argo) e islas Marambio y Cerro Nevado (Fig. 1).

Estos afloramientos se continúan hacia el sur y constituyen parte de un gran cinturón que se extiende a través del borde occidental antártico (Tierras de Ellsworth, Mary Bird y Victoria) y llega hasta Nueva Zelanda (Smellie 1987). En general todos los afloramientos presentan características químicas muy similares (Hole y LeMasurier 1994), sin embargo corresponden a ambientes tectonomagmáticos diferentes. Aquellos ubicados en la Península Antártica (excepto de la isla J. Ross hacia el norte) fueron vinculados a un cese de la subducción y se habrían generado como consecuencia del desarrollo de una ventana astenosférica (Hole *et al.* 1991), mientras que los que conforman los afloramientos del oeste antártico, se encontrarían dentro del denominado rift antártico occidental con un origen relacionado a plumas del manto (Hole y LeMasurier 1994).

Las rocas efusivas aflorantes en las islas Marambio y Cerro Nevado han sido poco estudiadas. Massabie y Morelli (1977) y Rinaldi *et al.* (1978) son los primeros en describirlas desde el punto de vista petrográfico en la isla Marambio, mientras que Medina (1975), describe las de Cerro Nevado. Recientemente Caselli *et al.* (1993) y Massafarro *et al.* (1994) dan a conocer algunas características geoquímicas de estas rocas aflorantes en ambas islas.

En este trabajo se realiza un estudio detallado de estas rocas eruptivas aportando nuevos datos geoquímicos y la interpretación de su petrogénesis.

## Metodología

El estudio geológico de los cuerpos máficos se llevó a cabo sobre la base de fotografías aéreas a escala 1:50000 y reconocimientos de campo. El muestreo de las rocas eruptivas se realizó sobre todos los cuerpos subvolcánicos aflorantes en las islas Marambio y Cerro Nevado. Se estudiaron bajo microscopio 20 secciones delgadas, con las cuales se caracterizaron litológicamente estas vulcanitas, permitiendo además, seleccionar las muestras para su análisis químico. Los análisis químicos de elementos mayoritarios y elementos traza fueron realizados por fluorescencia de rayos X, mediante un equipo Rigaku 3080ES del Earthquake Research Institute de la Universidad de Tokio.

## Marco geológico

Las islas Marambio y Cerro Nevado se encuentran situadas al este de la Península Antártica, a aproximadamente 64° de lat. S (Fig. 1) y forman parte del denominado Grupo de Islas James Ross.

Las rocas más antiguas de la isla Marambio son las sedimentitas marinas cretácico-paleógenas (Fig. 2) correspondientes a las Formaciones López de Bertodano y Sobral, reunidas por Rinaldi *et al.* (1978) en el Grupo Marambio. Constituyen una secuencia homoclinal de rumbo Norte-Sur e inclinación 10° este. Básicamente están compuestas por areniscas calcáreas y una sucesión de limolitas arenosas y arcilitas limolíticas fosilíferas de ambiente de plataforma. La Formación López de Bertodano es atribuida en su parte superior al Maastrichtiano medio-tardío (Concheyro *et al.* 1995), mientras que en la parte cuspidal de esta formación la edad es daniana, al igual que la Formación Sobral (Santillana y Marensi 1995). En marcada discordancia angular sobreyace al grupo anterior una sucesión de areniscas y pelitas de ambiente litoral correspondientes a la Formación La Meseta (Rinaldi *et al.* 1978). Según Vizcaíno *et al.* (1995) la edad de la Formación La Meseta sería eocena media, sobre la base del contenido de ungulados, mientras que para Stilwell y Zinsmeister (1992) sería eocena tardía-oligocena temprana. Esta formación, junto con los reducidos afloramientos de la For-

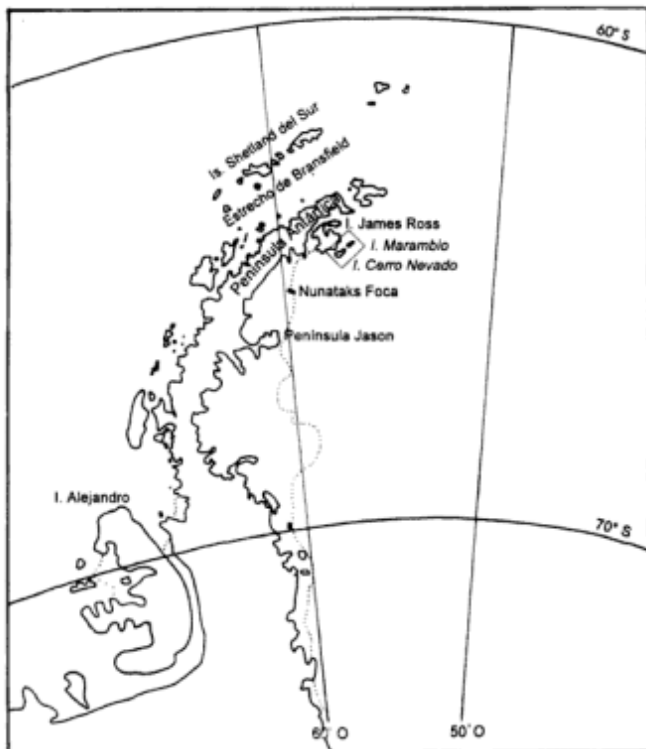


Figura 1: Mapa de ubicación de la Península Antártica.

mación Cross Valley (Paleoceno superior), constituyen el Grupo Seymour Island (Elliot y Trautman 1982).

En la isla Cerro Nevado aflora únicamente la Formación López de Bertodano (Fig. 2), con una edad Campaniano temprano-Maastrichtiano temprano (Concheyro *et al.* 1995).

En el sector meridional de la isla Marambio y norte de la isla Cerro Nevado, las rocas correspondientes al Grupo Marambio son atravesadas por cuerpos subvolcánicos que constituyen el denominado Filo Negro (Fig. 2). Estos cuerpos fueron asignados por Massabie y Morelli (1977) al Grupo Volcánico Isla James Ross (GVIJR) (Nelson 1966). Existen en la literatura sólo dos dataciones pertenecientes a diques de la isla Marambio (Filo Negro) una de edad 6,8 Ma (Massabie y Morelli 1977) y otra mucho más joven (1,3 Ma) recientemente dada a conocer por Massaferrro *et al.* (1994).

## Marco tectónico

En diversas partes del mundo, la erupción de basaltos alcalinos con características de basaltos de islas oceánicas (OIB), que frecuentemente clasifican como de intraplaca en los diagramas discriminadores de ambientes tectónicos, parecería estar relacionada con el cese de la subducción en márgenes continentales activos producido a causa de la colisión de una dorsal con la trinchera, por ejemplo Baja California (Saunders *et al.* 1987; Storey *et al.* 1989), Columbia Británica (Bevier *et al.* 1979; Bevier 1983) y Patagonia (Ramos y Kay 1992).

Para el caso particular de Península Antártica el vulcanismo alcalino cenozoico fue atribuido a un régimen extensional desarrollado en la zona de trasarco como consecuencia del cese de la subducción (Baker *et al.* 1977). Estudios posteriores (Garret y Storey 1987) demostraron que la extensión debió ser limitada y por lo tanto insuficiente como para producir una descompresión y ascenso astenosférico. Sobre la base de la relativamente corta duración de este acontecimiento volcánico, que comenzó en la isla Alejandro a los 15 Ma y que tuvo amplia distribución alrededor de 6-7 Ma, Smellie (1987) descarta la posibilidad de la existencia de un *hotspot* estacionario debajo de la placa Antártica vinculado al vulcanismo. Estudios realizados por Hole (1988, 1990) y Hole *et al.* (1991, 1995) relacionan el vulcanismo cenozoico alcalino de la Península Antártica (excluyendo al GVIJR) con el desarrollo de una ventana astenosférica. Ésta se habría originado como consecuencia del choque de la dorsal de Aluk con el borde activo de la península.

Recientemente Hole *et al.* (1995) al comparar las características del GVIJR con los restantes afloramientos en la Península, señala algunas diferencias.

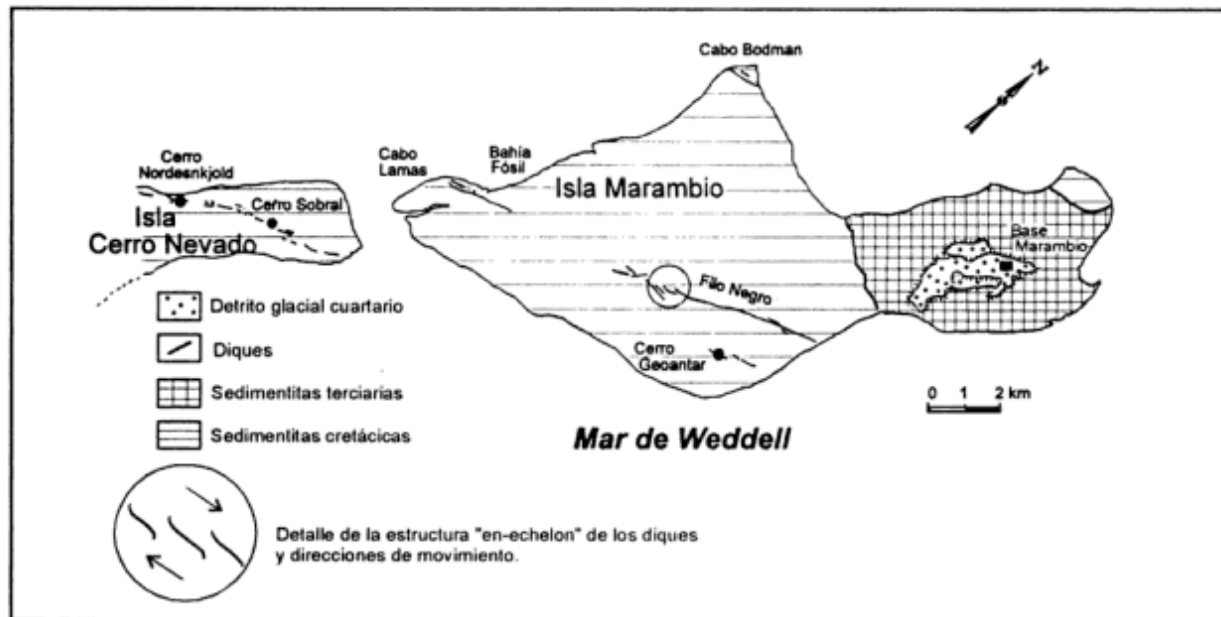


Figura 2: Bosquejo geológico de las islas Marambio y Cerro Nevado (tomado de Massabie y Morelli 1977)

Como se puede apreciar en las reconstrucciones de Barker (1982) y Hole y Larter (1993), para la época a la que se inicia el vulcanismo en la isla James Ross (7 Ma), la subducción estaba todavía activa a la altura de las islas Shetland del sur. La última colisión se habría producido hace 4 Ma (Barker 1982) y el Grupo de Islas James Ross habría quedado situado al norte de la fractura, a lo largo de la cual se habría producido el choque (zona de fractura Hero). Al norte de esta fractura la subducción habría permanecido activa, mientras que hacia el sur de la misma, habría cesado la subducción y se desarrolló una ventana astenosférica. En otras palabras, el GVIJR habría sido coetáneo con la subducción y no posterior a ella. Otra de las diferencias señaladas por Hole *et al.* (1995) consiste en que en la isla James Ross se registra un volumen mayor de rocas eruptadas, pero faltan las rocas extremadamente subsaturadas que caracterizan los afloramientos que se encuentran desde los Nunatak Foca hacia el sur. Se puede mencionar también un menor contenido de xenolitos para las rocas del GVIJR y rasgos geoquímicos diferentes. Según Hole *et al.* (1995) estas diferencias indican un ambiente tectónico distinto para las rocas del GVIJR, relacionadas a un fenómeno de *slab roll-back* que facilitó la migración lateral y vertical de material astenosférico en una zona de litósfera previamente atenuada (*thinspot*).

Cabe señalar que existen opiniones encontradas con la teoría propuesta por Hole *et al.* (1995). Para Lawver *et al.* (1995) la subducción en las islas Shetland se detuvo a a partir de los 4 Ma, y por lo tanto

el vulcanismo no sería coetáneo con esta subducción. La presencia de la placa subductada elimina la posibilidad de existencia de una pluma o *hot spot*. Según estos autores el vulcanismo que da lugar al GVIJR representaría un ambiente extensivo de trasarco, donde la componente de la placa subductada no estaría evidenciada en la composición geoquímica de estos basaltos.

Se podría resaltar que los distintos autores coinciden en que no hay evidencias que sostengan la existencia de un *hot spot* debajo de la placa Antártica y que los basaltos del GVIJR presentan algunas características geoquímicas diferentes a los que componen los afloramientos del resto de la península o aquellos situados más al norte, en el estrecho de Bransfield. Los basaltos del GVIJR presentan rasgos de intraplaca sin corresponder a este ambiente tectónico. La explicación de esta particularidad para otras regiones del planeta se relaciona con ventanas astenosféricas que tampoco es aplicable en este caso. Quedan como probables las dos teorías expuestas por Hole *et al.* (1995) y por Lawver *et al.* (1995).

### Características de las vulcanitas

Como se mencionó anteriormente, la secuencia sedimentaria homoclinal del Grupo Marambio se halla intruida por un conjunto de cuerpos subvolcánicos. Las relaciones de campo, la forma de los cuerpos y las características petrográficas permiten agruparlos en diques y *plugs*.

a) *Petrografía.* Una descripción detallada puede hallarse en Caselli *et al.* (1993), Rinaldi *et al.* (1978) y Massabie y Morelli (1977). Los diques (muestras F15, F16, F10 de Marambio y 3392 de Cerro Nevado) son basaltos afaníticos de color negro o pardo oscuro, con pátinas de alteración rojizas. Al microscopio la textura es microporfirica compuesta por fenocristales de olivina y plagioclasa en una pasta intergranular a intersertal. La pasta a su vez está compuesta por olivina, plagioclasa, augita titanífera y analcima intersticial. Se observan reemplazos de fenocristales por carbonatos (especialmente en la zona externa de los diques) y presencia de abundante vesiculación y amígdalas de carbonato.

Los *plugs* (muestras CN33, CN34, 52 y 54 de Cerro Nevado) son rocas de color gris y texturas subofíticas a intergranulares. Están compuestas por olivina, plagioclasa (andesina a labradorita), titanogaugita y analcima intersticial en parte alterada a ceolitas.

b) *Descripción de campo.* Los diques están alineados con rumbo noreste-sudoeste y se presentan en cuatro corridas principales, que de norte a sur son: cabo Bodman, Filo Negro-cabo Lamas, Geoantar e isla Cerro Nevado (Fig. 2).

En el cabo Bodman afloran dos diques paralelos de rumbo 75°-80° en actitud subvertical con leve inclinación hacia el SE, cuyas potencias varían entre 0,60 y 1 m. La separación entre ambos diques es de aproximadamente 30 m y las sedimentitas que se disponen entre éstos se hallan dislocadas. La roca que constituye el dique se encuentra muy alterada y presenta abundantes amígdalas carbonáticas.

La corrida Filo Negro-cabo Lamas es la más extensa y de mayor envergadura de la isla. Está compuesta por dos tramos. El de mayor longitud conforma un alto, que actúa como divisor de aguas y, hacia el suroeste desaparece y vuelve a aflorar en las cercanías del cabo Lamas. El Filo Negro está conformado por conjuntos de diques *en-échelon*, con un desarrollo longitudinal de aproximadamente 7 km y un acimut general de 65°, que en su extremo suroeste presenta ramificaciones en dirección Az 95° y Az 50°. Localmente, en el sector más elevado del cordón, se observa un ensanchamiento del cuerpo, que visto en planta, adquiere forma ovalada, con estructura brechosa. Un afloramiento similar pero con mayor desarrollo se observa en el cerro Geoantar. Las brechas están compuestas por clastos y bloques angulosos de la misma vulcanita y rocas de caja (principalmente areniscas). Los clastos de areniscas están afectados por metamorfismo de contacto de alto grado (buchitas). Estas brechas con participación de roca de caja son interpretadas por Caselli y Massaferró (1997) como hialoclastitas de tipo peperitas.

En cabo Lamas se observa una serie de diques interpretados como la continuación del Filo Negro. Es-

tán compuestos por basaltos vesiculares muy diaclasados con impregnaciones de óxidos de hierro. Los diques presentan Az 65° y al llegar a bahía Fósil rotan hacia el SO, a Az 45°, culminando sobre los acantilados cercanos al cabo. Este curvamiento del dique en su extremo, sumado al gran diaclasamiento y alteración de los minerales máficos, posiblemente sea producto del arrastre de falla generado por movimientos tectónicos posteriores al emplazamiento. De esta manera, estos intrusivos podrían estar asociados con la corrida aflorante en la isla Cerro Nevado y desplazados por una falla entre ésta y la isla Marambio. Estudios cronoestratigráficos detallados de las sedimentitas de ambas islas permitirían evaluar esta hipótesis.

En las proximidades del cerro Geoantar aflora una corta corrida de diques dispuestos *en-échelon*. Los diques ubicados al NE del cerro presentan Az 85° mientras que los del SO tienen dirección Az 65°. Estos últimos son subverticales, de 0,50 m de potencia promedio, con estructura vesicular y masiva. En este cerro, como se mencionó anteriormente, aflora un cuerpo elipsoidal de 50 m de largo por 10 m de ancho, con su eje mayor orientado en Az 85° cuya relación con los diques no aparece expuesta. La roca presenta estructura brechosa y por sus características se considera, al igual que el afloramiento del Filo Negro, que corresponde a una hialoclastita.

En la isla Cerro Nevado, aflora una corrida de 6,5 km de longitud, compuesta por un conjunto de diques *en-échelon*. En el sector meridional los diques presentan un Az de 53° que luego cambia hasta Az 70°. Los diques presentan localmente cierto grado de alteración de los minerales máficos. En las proximidades del refugio Suecia se observa la presencia de piritas, en parte oxidada, tapizando vesículas y diaclasas. Esto podría ser indicio de un episodio de alteración hidrotermal y mineralización relacionado con este magmatismo. Dos cuerpos subvolcánicos de forma elipsoidal conforman los cerros Nordenskjöld y Sobral. En ellos pueden diferenciarse dos zonas con rasgos estructurales distintos, una interior con disyunción columnar perpendicular a la caja y una externa que presenta alteración en "bochones".

### Consideraciones sobre el emplazamiento

Las estructuras presentes en los *plugs* de la isla Cerro Nevado son indicadoras de gran homogeneidad del líquido magmático y enfriamiento relativamente lento (Rittmann 1962). La forma de estos cuerpos y sus características texturales y estructurales, permiten interpretarlos como conductos principales de ascenso del magma (*plugs*).

Por su parte, la textura fina y la presencia de alveolos en los diques favorecería una hipótesis de en-

friamiento subsuperficial, que produce enfriamiento rápido o congelamiento del líquido. Contrariamente a éstos, los *plugs* presentan diferencias significativas, por sus características texturales, respecto a los niveles de emplazamiento y el tiempo de cristalización involucrado. Estas diferencias texturales entre los diques y *plugs*, que a pesar de estar en el mismo nivel topográfico indicarían emplazamientos a distintas profundidades, sumado a la comprobación de la existencia de eventos volcánicos mucho más jóvenes en isla Marambio (Massaferro *et al.* 1994) y en isla James Ross (Strelin *et al.* 1993), podrían indicar que están relacionados a pulsos distintos.

La intrusión de estos cuerpos subvolcánicos (tanto diques como *plugs*) generaron una intensa transformación de las rocas de caja, dando lugar por efecto térmico, a la formación de buchitas. Estas rocas metamórficas de contacto son muy abundantes en el Filo Negro, cerro Geoantar e isla Cerro Nevado y sus características han sido dadas a conocer por Massabie y Morelli (1977) y Caselli y Massaferro (1992).

Los intrusivos básicos aflorantes en ambas islas presentan, como se mencionó anteriormente, una característica disposición de emplazamiento *en-échelón*, donde el conjunto de intrusivos ocupan planos paralelos, por lo que podrían estar relacionados en profundidad a un cuerpo común (Park 1983). Este tipo de estructura hospedante se relaciona con esfuerzos de cizalla, los que dan origen a una serie de diseños característicos que permiten reconocer *a priori* la dirección y el sentido del movimiento. Teniendo en cuenta la orientación de los diques y la disposición de la estructura *en-échelón* (ver detalle en Fig. 2), los conjuntos de diques se habrían emplazado en su totalidad controlados por zonas de cizalla dextróginas desarrolladas en un campo tensional, con el esfuerzo  $\sigma_1$  horizontal en dirección aproximada Az 290°.

### Geoquímica

Los resultados de análisis químicos por elementos mayoritarios y trazas de 8 muestras seleccionadas pueden apreciarse en la Tabla 1.

En función de su contenido en álcalis, las muestras se clasifican como basaltos alcalinos y hawaiiitas (Fig. 3), siendo más alcalinos los cuerpos subvolcánicos (*plugs*) de la isla Cerro Nevado. Todas las muestras contienen porcentajes variables de nefelina en la norma, entre 12,20 y 1,49 (Tabla 2).

Los porcentajes de MgO varían de 5,56 % hasta 9,89 % indicando una naturaleza relativamente primitiva. Asimismo, los valores de Ni (37-210 ppm) y de Cr (62-422 ppm) muestran un rango amplio de variación, siendo los contenidos más altos comparables con rocas poco evolucionadas. Estos elementos mues-

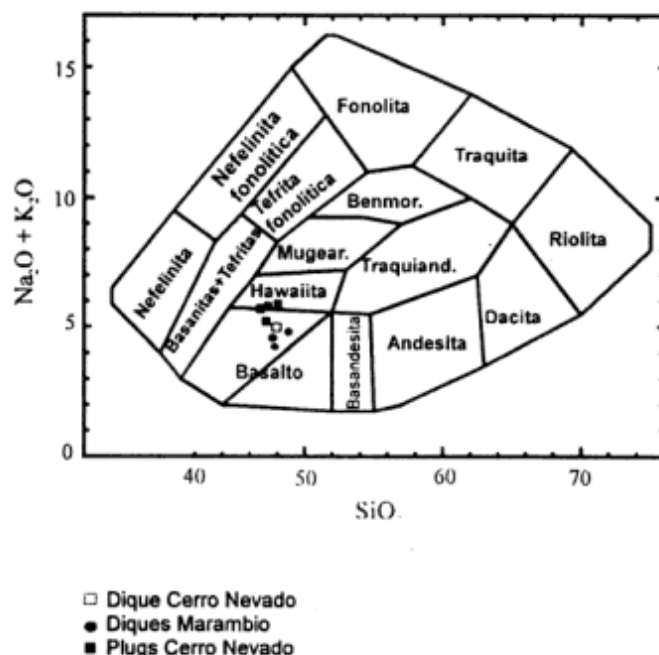


Figura 3: Diagrama de clasificación álcalis-sílice (Cox *et al.* 1979).

tran una buena correlación con el MgO (Fig. 4a y b). El resto de los elementos muestra dispersión y no se aprecia a partir de ellos ninguna tendencia evolutiva. Los contenidos de  $Al_2O_3$  manifiestan una leve correlación negativa (Fig. 4) y los de CaO no varían significativamente con los tenores de MgO (Fig. 4d).

Las relaciones Rb/Nb son bajas (0,36-0,54) indicando que no habría apreciable contaminación con la corteza ya que se considera al Rb como un elemento típicamente aportado por la corteza continental. Las mencionadas relaciones llevadas al gráfico propuesto por Cox y Hawkesworth (1985) (Fig. 5a) reflejan esta característica al ubicarse en un campo cercano al de toleitas de Hawaii.

En el diagrama discriminador de Pearce y Cann (1973) que utiliza los contenidos de Y, Zr y Ti, las muestras se ubican en el campo correspondiente a basaltos de intraplaca (Fig. 5b).

Los elementos trazas fueron volcados en diagramas multielementos normalizados a MORB y condrito. En el primer caso las constantes utilizadas corresponden a Pearce (1983) (Fig. 5c). Se observa una suave pendiente negativa, sobre todo desde el Ba hasta el Y, con un relativo enriquecimiento de elementos incompatibles. Según Pearce (1983) este gráfico no se ve influenciado por cristalización fraccionada o grados de fusión parcial y por lo tanto el enriquecimiento en elementos incompatibles puede atribuirse a una característica de la fuente. Este diseño de pendiente negativa es característico de basaltos alcalinos de intraplaca continental o de islas

**Tabla 1:** Contenido de elementos mayoritarios (expresados en % en peso y recalculados en base anhidra) y de elementos trazas (ppm).

MUESTRA	F10	F15	F16	52	54	CN33	CN34	3392
Localidad	Filo Negro dique	Filo Negro dique	Filo Negro dique	C. Nevado plug	C. Nevado plug	C. Nevado plug	C. Nevado plug	C. Nevado dique
SiO <sub>2</sub>	48.93	47.65	47.82	47.07	47.35	46.42	47.04	48.03
TiO <sub>2</sub>	2.11	1.81	1.87	2.15	2.37	2.25	2.21	1.92
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.63	15.53	15.70	16.79	17.79	16.92	16.92	15.89
FeO	10.80	11.14	11.35	11.71	10.37	10.81	10.62	11.26
MnO	0.14	0.15	0.15	0.16	0.14	0.15	0.15	0.15
MgO	7.44	9.89	9.37	6.83	5.56	6.85	7.06	8.68
CaO	8.52	8.81	9.01	9.84	9.88	10.21	10.07	8.61
Na <sub>2</sub> O	3.47	3.50	3.19	4.05	4.38	4.38	3.02	3.85
K <sub>2</sub> O	1.40	1.08	1.05	0.94	1.45	1.36	1.26	1.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.44	0.48	0.46	0.72	0.66	0.66	0.47
<b>Total</b>	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Mg#	55.11	61.29	59.54	50.96	48.86	53.04	54.24	57.88
Cr	153	422	348	166	63	128	148	319
Ni	67	211	172	73	38	57	57	148
Sc	23	28	22	22	20	21	27	25
V	208	211	215	187	216	226	235	196
Cu	49	47	52	71	58	58	56	49
Zn	81	85	82	72	66	70	79	90
Rb	20	16	15	10	19	16	15	14
Ba	196	171	189	124	285	265	239	162
Sr	521	525	622	609	1045	946	963	583
Ga	22	18	20	24	22	21	22	20
Nb	43.4	29.8	32.8	25.7	44.4	41.1	42.9	28.8
Zr	230	154	171	178	219	200	203	180
Y	.19	26	26	29	30	27	27	27
La	22.25	18.66	25.39	9.54	21.42	22.47	12.45	21.40
Ce	50.40	44.40	40.76	36.41	57.48	44.07	52.83	45.98
Rb/Nb	0.46	0.54	0.46	0.41	0.44	0.40	0.36	0.49

**Tabla 2:** Composición normativa.

MUESTRA	F10	F15	F16	52	54	CN33	CN34	3392
ortoclasa	8.27	6.38	6.21	8.59	8.68	8.04	7.45	6.68
albita	26.65	20.84	22.51	18.30	18.54	14.04	17.59	22.74
anortita	25.67	23.48	25.42	24.67	22.15	22.50	24.41	22.74
nefelina	1.47	4.75	2.43	10.21	10.29	12.47	8.89	5.33
diopsido	10.72	14.21	13.24	16.41	20.30	19.70	17.52	13.89
olivina	21.92	25.88	25.52	15.62	14.41	17.46	18.42	23.87
ilmenita	4.01	3.44	3.55	4.51	4.56	4.27	4.20	3.65
apatito	1.30	1.04	1.14	1.71	1.10	1.56	1.56	1.11

oceánicas. Se volcaron en este mismo gráfico, los datos de muestras de basaltos de la isla James Ross de Hole *et al.* (1995) para su comparación con los aquí presentados. Se puede apreciar la similitud en el comportamiento geoquímico entre ambos grupos de muestras. En el diagrama normalizado a condrito según las constantes de Thompson *et al.* (1984) (Fig. 5d) se observa un enriquecimiento en elementos incompatibles, que manifiesta el bajo grado de fusión

parcial de la fuente involucrada. Asimismo se observa un máximo en Nb característico de basaltos alcalinos de intraplaca continental u oceánica.

## Discusión

Los contenidos de Ni y Cr y su buena correlación con MgO indican que los líquidos magmáticos ha-



brían evolucionado mediante un mecanismo de cristalización fraccionada restringida a olivina y piroxeno. La ausencia de una anomalía negativa en Sr en los diagramas normalizados (Fig. 5c y d) concuerda con el fraccionamiento de un conjunto mineral pobre en plagioclasa, como lo indican los diagramas de CaO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. MgO (Fig. 4c y d). La tendencia de variación negativa del Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. MgO podría estar controlada por la cristalización del clinopiroxeno.

Los valores de Y relativamente bajos postularían la existencia de su fraccionamiento temprano y por consiguiente, la posibilidad de granate en la fuente. Asumiendo los valores de Yb presentados por otros autores (Hole *et al.* 1995) para las rocas del GVIJR, las relaciones La/Yb son cercanas a las sugeridas para fuentes granatíferas.

El enriquecimiento en elementos incompatibles podría ser el resultado de bajos grados de fusión par-

cial. Para calcular aproximadamente este valor se consideraron las concentraciones de algunas tierras raras presentadas en la Tabla 1. Se utilizó la ecuación propuesta por Shaw (1970) para fusión no modal en equilibrio (*batch melting*). Considerando elementos altamente incompatibles (La y Ce) para así poder aproximar el valor de D (coeficiente de distribución global) a 0, y tomando los valores de P (proporción de fase mineral en la fusión) de Maaløe (1994), el porcentaje de fusión parcial obtenido a partir de una peridotita varía según el elemento entre 1,5 y 2 %. Estos valores son coherentes con aquéllos existentes en la literatura geológica. Pankhurst (1982) calculó para rocas de la isla James Ross un porcentaje de fusión parcial de 1-2 % a partir de una peridotita granatífera y Smellie (1987) considera un porcentaje menor a 3 %, para rocas de la Península Antártica en general.

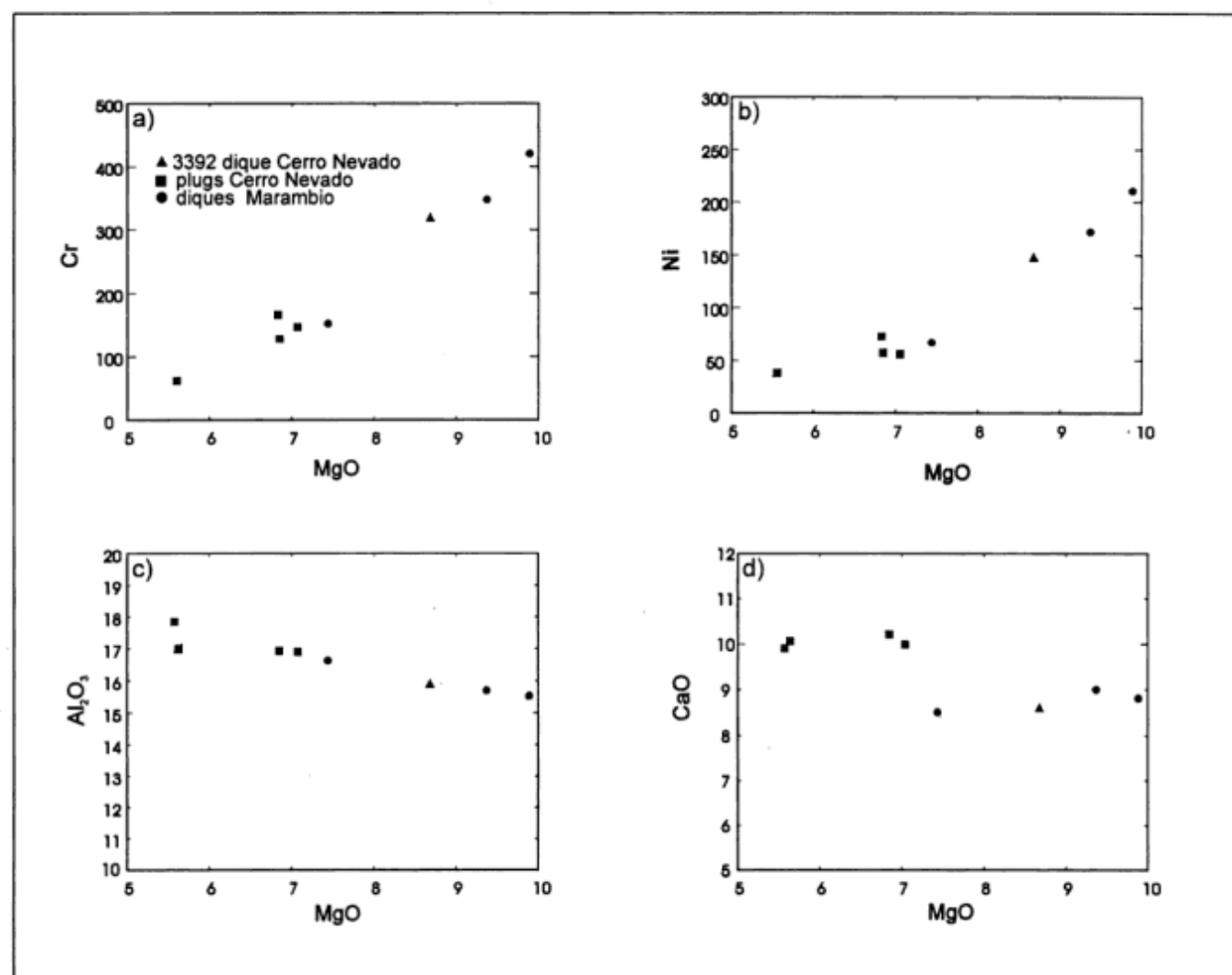
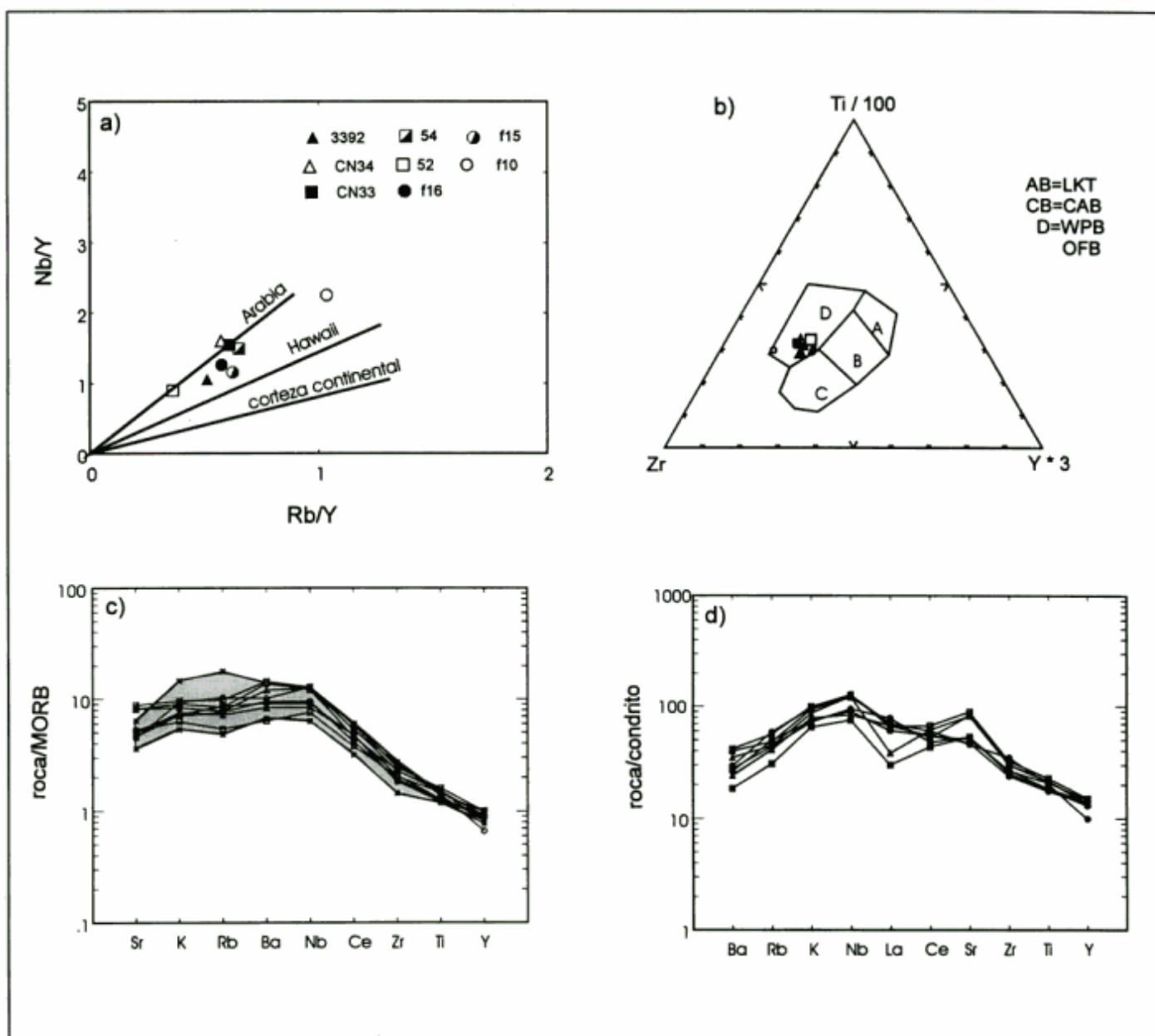


Figura 4: Diagramas de variación Harker. a, Cr vs. MgO; b, Ni vs. MgO; c, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. MgO; d, CaO vs. MgO.

La geoquímica de los basaltos alcalinos de las islas Marambio y Cerro Nevada coinciden con la descrita para los basaltos de la isla James Ross, y los discriminadores tectónicos indican un ambiente de intraplaca. En general se postula que la fuente de las rocas de intraplaca es el manto astenosférico, por lo tanto, la principal fuente de los basaltos de Marambio y Cerro Nevada debe tener características muy similares a una lherzolita granatífera. Los bajos va-

lores de Ba y los altos contenidos de Nb permiten inferir que los líquidos no fueron influenciados por la zona de subducción. También se descarta la contaminación con corteza, puesto que la relación Rb/Nb es baja.

En función de la discusión anteriormente expuesta, el magma que dió origen a los basaltos de las islas Marambio y Cerro Nevada se habrían formado a partir de una fuente granatífera, consecuentemente



**Figura 5:** a, Diagrama Nb/Y versus Rb/Y. Las rectas corresponden a las relaciones Rb/Nb para basaltos de Arabia, Hawaii y rocas de la corteza continental (tomado de Cox y Hawkesworth 1985); b, Diagrama discriminador de ambiente tectónico de Pearce y Cann (1973). WPB= basaltos de intraplaca. OFB= basaltos de fondo oceánico. LKT= toleitas de bajo potasio. CAB= basaltos calcoalcalinos; c, Diagrama de elementos traza normalizado a MORB según las constantes de Pearce (1983). El sector sombreado corresponde a rocas de la isla James Ross según datos de Hole *et al.* (1995); d, Diagrama de elementos traza normalizado a condrito según las constantes de Thompson *et al.* (1984).

profunda, a partir de bajos grados de fusión parcial, sin contaminación cortical. Estas características son semejantes a las de la fuente que da origen a los OIB (Wilson 1989).

## Conclusiones

Los estudios estructurales (de campo) permiten establecer que el emplazamiento de los cuerpos subvolcánicos de las islas Marambio y Cerro Nevado es singenético con la estructura que los aloja y corrobora el origen extensional del vulcanismo.

Las características texturales disímiles que presentan las rocas de la isla Marambio respecto de las de Cerro Nevado, sumado al hallazgo de cuerpos más jóvenes, permiten inferir que dichas vulcanitas no pertenecen a un mismo evento eruptivo sino a pulsos separados en el tiempo.

El magma que originó las rocas eruptivas de las islas Marambio y Cerro Nevado se originó a partir de bajos grados de fusión (aproximadamente 2 %) de una fuente granatífera y habría evolucionado por cristalización fraccionada de olivina y piroxeno.

Los basaltos de las islas Marambio y Cerro Nevado presentan características químicas correspondientes a basaltos alcalinos de intraplaca oceánica (OIB). Se propone una fuente en el manto astenosférico que justificaría las características geoquímicas observadas y se descarta la interacción con la corteza continental y la influencia de la zona de subducción según las relaciones de elementos traza.

## Agradecimientos

Los autores agradecen al Instituto Antártico Argentino y a la Fuerza Aérea por el apoyo logístico brindado. A Andrea Concheyro por su colaboración en las tareas de campo. A Marcela Remesal y Miguel Haller por la lectura crítica del manuscrito. A Armando Massabié por sus sugerencias y a los árbitros que contribuyeron a mejorar la versión final.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baker, P. E., Buckley, F. y Rex, C. D., 1977. Cenozoic volcanism in the Antarctic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series B*, 279: 131-142.
- Barker, P. F., 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions. *Journal of the Geological Society of London*, 139: 787-801.
- Bevier, M. L., 1983. Implications of chemical and isotopic composition for petrogenesis of Chilcotin Group Basalts, British Columbia. *Journal of Petrology*, 24: 207-226.
- Bevier, M. L., Armstrong, R. L. y Southern, J. G. 1979. Miocene peralkaline volcanism in west central British Columbia: its temporal and plate tectonic setting. *Geology*, 7: 289-382.
- Caselli, A. T. y Massaferró, G. I. 1992. Disyunción columnar en areniscas de la Formación Sobral. Isla Marambio, sector Antártico Argentino. *Acta 7° Reunión de Microtectónica*: 1-6. Bahía Blanca.
- Caselli, A. T. y Massaferró, G. I., 1997. Hallazgo de peperitas en Isla Marambio, Antártida Oriental. Algunas consideraciones sobre su emplazamiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 400-403.
- Caselli, A. T., Massaferró, G. I., Parica, C. y Rinaldi, C., 1993. Geoquímica de las vulcanitas de las islas Marambio y Cerro Nevado, Antártida Argentina. *Acta 2° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas*: 225-228.
- Concheyro, A., Robles Hurtado, G. y Olivero, E., 1995. Sedimentology and Calcareous Nannofossils from the Upper Cretaceous-Paleocene of James Ross Island Area, Antarctica. *Abstracts 7° International Symposium on Antarctic Earth Sciences*: 88. Siena, Italia.
- Cox, K. G. y Hawkesworth, C. J. 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps at Mahabaleshwar, western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *Journal of Petrology*, 26(2): 355-377.
- Cox, K. G., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J. 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen y Unwin, 450 p. London.
- Elliot, D. H. y Trautman, T. A., 1982. Lower Tertiary strata on Seymour Island, Antarctic Peninsula. En: Craddock, C. (Ed.), *Antarctic Geoscience*. University of Wisconsin Press: 287-297.
- Garrett, S. W. y Storey, B. C., 1987. Lithospheric extension on the Antarctic Peninsula during Cenozoic subduction. En: Coward, M., Dewey, J. F. y Hancock, P. L. (Eds.). *Continental Extensional Tectonics*. Geological Society, Special Publication, 28: 419-431.
- Hole, M. J., 1988. Post subduction alkaline volcanism along the Antarctic Peninsula. *Journal of the Geological Society of London*, 145: 985-988.
- Hole, M. J., 1990. Geochemical evolution of Pliocene-Recent post-subduction alkalic basalts from Seal Nunataks, Antarctic Peninsula. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 40: 149-167.
- Hole, M. J. y Larter, R. D., 1993. Trench proximal volcanism following ridge crest-trench collision along the Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 12: 897-910.
- Hole, M. J. y LeMasurier, W. E., 1994. Tectonic controls on the geochemical composition of Cenozoic, mafic alkaline volcanic rocks from West Antarctica. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 117: 187-202.
- Hole, M. J., Rogers, G., Saunders, A. D. y Storey, M., 1991. Relation between alkali volcanism and slab-window formation. *Geology*, 19: 657-660.
- Hole, M. J., Saunders, A., Rogers, G. y Sykes, M., 1995. The relationship between alkaline magmatism, lithospheric extension and slab window formation along continental destructive plate margins. En: Smellie, J. L. (Ed.): *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins*. Geological Society, Special Publication, 81: 265-285.
- Lawver, L., Keller, R., Fisk, M. y Strelin, J., 1995. Bransfield Strait, Antarctic Peninsula Active Extension behind a Dead Arc. En: Taylor, B. (Ed.): *Backarc Basins: Tectonics and Magmatism*: 315-340.
- Maaløe, S., 1994. Estimation of the degree of partial melting using concentration ratios. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(11): 2519-2525.
- Massabié, A. y Morelli, J., 1977. Buchitas de la isla Vicecomodoro Marambio sector Antártico Argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32(1): 44-51.

- Massaferro, G. I., Caselli, A. T. y Rovere, E., 1994. Hallazgo de vulcanitas Pleistocenas en la Isla Marambio, Antártida. Acta 3° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas: 99-103. Buenos Aires.
- Medina, F., 1975. Contribución al conocimiento geológico del extremo noreste de la isla Cerro Nevado, Grupo de islas Ross, Sector Antártico Argentino. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 69 p. (Inédito).
- Nelson, P. H., 1966. The James Ross Island Volcanic Group of north-east Graham Land. British Antarctic Survey, Scientific Report, 54, 62 p., Londres.
- Pankhurst, R. J., 1982. Sr-isotope and trace element geochemistry of Cenozoic volcanic rocks from the Scotia Arc and the northern Antarctic Peninsula. En: Craddock, C. (Ed.): Antarctic Geoscience. University of Wisconsin Press: 229-234.
- Park, R. G., 1983. Foundations of structural geology. Blackie, 135 p. London.
- Pearce, J. A., 1983. The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate boundaries. En: Hakesworth, C. J. y Norry, M. J. (Eds.): Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva publishing: 230-249. Nantwich, United Kingdom.
- Pearce, J. A. y Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. Earth and Planetary Science Letters, 19: 290-300.
- Ramos, V. A. y Kay, S. M., 1992. Southern Patagonian plateau basalts and deformation backarc testimony of ridge collisions. Tectonophysics, 205: 1-22.
- Rinaldi, C., Massabie, A., Morelli, J., Rosenman, H. y Del Valle, R., 1978. Geología de la isla Vicecomodoro Marambio. Dirección Nacional del Antártico, Contribución, 217. Buenos Aires.
- Rittmann, A., 1962. Volcanoes and their activity. John Wiley & Sons. 305 p. London.
- Santillana, S. y Marensi, S., 1995. Breve reseña sobre la geología de la isla Marambio, Antártida. Resúmenes 1° Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados: 13. San Miguel de Tucumán.
- Saunders, A. D., Marriner, G., Terrell, D. J. y Verma, S. P., 1987. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 32: 223-245.
- Shaw, D., 1970. Trace element fractionation during anatexis. Geochimica et Cosmochimica. Acta, 34: 237-243.
- Smellie, J. L., 1987. Geochemistry and tectonic setting of alkaline volcanic rocks in the Antarctic Peninsula: A Review. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 32: 269-285.
- Stilwell, J. D. y Zinsmeister, W. J., 1992. Molluscan systematics and biostratigraphy: Lower Tertiary La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctic Peninsula. Antarctic Research Series, 55. 152 p.
- Storey, M., Rogers, G., Saunders, A. D. y Terrell, D., 1989. San Quintin volcanic field, Baja California, Mexico: within plate magmatism following ridge subduction. Terra Nova, 1:195-202.
- Strelin, J., Carrizo, H., López, A. y Torielli, C., 1993. Actividad volcánica holocena en la Isla James Ross. Acta 2° Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas: 335-340. Buenos Aires.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Hendry, G. L. y Parry, S. J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A310: 549-590.
- Vizcaíno, S., Reguero, M., Marensi, S. y Santillana, S., 1995. New land mammal-bearing localities from the Eocene La Meseta Formation, Seymour Island, Antarctica. Abstracts 7° International Symposium on Antarctic Earth Sciences: 397. Siena, Italia.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman Ltd. (Ed.), 466 p., Londres.

**Recibido:** 27 de agosto, 1996

**Aceptado:** 9 de diciembre, 1997

# Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz: descripción e implicancias genéticas

Leandro E. Echavarría

CONICET, Instituto de Recursos Minerales (INREMI), Universidad Nacional de La Plata,  
Calle 47 n° 522, 1900 La Plata

**ABSTRACT.** Quartz textures from the El Dorado-Monserrat epithermal deposit, Province of Santa Cruz: description and genetic meaning. El Dorado-Monserrat is an epithermal deposit located in the Deseado Massif, Province of Santa Cruz. It is formed by a quartz vein host in intermediate to basic volcanic rocks of the Formación Bajo Pobre. A textural study of the vein quartz allowed recognition of thirteen different textures classified in three groups: (1) primary growth textures (which include the massive chalcedony, crustiform, cockade, zoned crystals, comb, and massive quartz textures); (2) recrystallization textures (mosaic, microplumose or feathery, and flamboyant), and (3) replacement textures (lattice-bladed, ghost-bladed, parallel, and radial bladed). On the basis of this analysis, a depositional sequence of the different types of quartz and the minerals associated with the veins (such as calcite, adularia and barite) was established. Textures can also be used to indicate the emplacement level within the epithermal system; in this case, the emplacement at the El Dorado area was shallow, whereas the Monserrat area was located in deeper levels corresponding to the noble metals deposit level.

## Introducción

En el ámbito del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, se localizan varias manifestaciones y depósitos epitermales. Los mismos se emplazan en rocas volcánicas intermedias a básicas de la Formación Bajo Pobre (Jurásico medio) y en un sistema vulcano-piroclástico, de composición fundamentalmente ácida, englobado en la Formación Chon Aike (Jurásico medio-superior). Se trata de sistemas vetiformes de baja sulfuración constituidos en gran parte por cuarzo con contenidos importantes en metales nobles (Schalamuk *et al.* 1995a; Schalamuk *et al.* 1996).

La presente contribución tiene la finalidad de resaltar la importancia del estudio de las texturas del cuarzo presente en las vetas. Algunas de las diferentes texturas se encuentran estrechamente relacionadas con los tenores de mineralización; pudiéndose, además, establecer niveles o zonaciones verticales dentro del sistema hidrotermal.

La forma más económica y representativa de caracterizar al cuarzo vetiforme es por medio de su morfología y la de sus agregados; por ello, el estudio textural es el que a priori puede arrojar datos ciertos sobre los estilos de acumulación, condiciones físico-químicas de las soluciones, historia y episodios de depositación y su relación con la mineralización.

El prospecto El Dorado-Monserrat fue elegido para realizar tal caracterización, el mismo presenta excelentes ejemplos de los distintos tipos de texturas y una muy buena correlación con los contenidos de metales nobles.

En el área El Dorado-Monserrat, así como en la gran mayoría de los depósitos vetiformes epitermales, el cuarzo es el mineral de ganga dominante; siendo, además, la única fase que se ha depositado a lo largo de toda la vida del sistema hidrotermal. Por lo tanto, las características del cuarzo (y demás minerales del grupo de la sílice), como son su morfología, composición química, estructura cristalina, tamaño, etc., reflejan las condiciones imperantes durante su cristalización.

Adams (1920) fue el primero en realizar una detallada descripción de los aspectos más habituales del cuarzo en secciones delgadas. En trabajos posteriores (Lovering 1972; Boyle 1979) también se resaltan las diferentes morfologías que posee el cuarzo en los distintos ambientes. Más recientemente han sido Morrison *et al.* (1989), Dowling y Morrison (1990) y Dong *et al.* (1995) quienes, retomando el estudio de las texturas en vetas de cuarzo y asociándolo a los modelos que actualmente se encuentran en vigencia, han realizado una clasificación, la que es utilizada parcialmente como base en el presente trabajo para definir las distintas texturas del depósito El Dorado-Monserrat.

## Marco geológico

El Macizo del Deseado es una provincia morfoestructural ubicada en el centro de la provincia de Santa Cruz. Está conformada por un basamento metamórfico, de asomos aislados y reducidos de metamorfitas de bajo y mediano grado, incluidas por Di Persia (1960) en la Formación La Modesta, asignada al Precámbrico superior. Sobre estas rocas se desarrolla, durante el Jurásico, una intensa tectónica traccional, cuya manifestación queda representada por un amplio campo basáltico, típico de erupciones fisurales (Panza 1995) que se denomina Formación Bajo Pobre. En el Jurásico medio-tardío se observa una evolución hacia rocas más ácidas que forman un plateau ignimbrítico de gran extensión (de Barrio 1993; Pankhurst *et al.* 1993), donde se reconocen flujos piroclásticos, tobas laminadas, domos lávicos, megabrechas, etc., muchos de ellos asociados a la evolución de calderas (Echavarría 1996; Fernández *et al.* 1996). Estas rocas se reúnen en las formaciones La Matilde y Chon Aike, ubicadas dentro del Grupo Bahía Laura. Asociado al evento volcánico mencionado se forman las distintas manifestaciones epitermales presentes en este ámbito geológico (Arribas *et al.* 1996).

El régimen extensional culmina con la separación de los continentes americano y africano y produce, durante el Cretácico, la apertura de pequeñas cuencas donde se depositan sedimentos tobáceos de las formaciones Bajo Grande y Baqueró.

Finalmente, durante el Terciario y Cuartario, se produce la efusión de numerosas coladas de basaltos olivínicos intercaladas con depósitos marinos y continentales de las formaciones Patagonia y Santa Cruz, respectivamente.

## Mineralizaciones

En el área de estudio se han reconocido alrededor de 45 estructuras vetiformes que totalizan aproximadamente 10.000 metros de corrida, situadas en dos zonas diferentes, la más importante se localiza en las inmediaciones de la estancia Monserrat, mientras que la segunda se ubica unos 6 kilómetros al este del casco de la estancia El Dorado (Fig. 1). Sus características son disímiles, ya sea por sus contenidos en Au y Ag (Echavarría 1996) como por las texturas que presentan las vetas. Estas manifestaciones epitermales están compuestas por cuarzo y, en menor medida, baritina. Las primeras sobresalen en el paisaje como crestones alineados de hasta 3 metros de altura, mientras que los filones de baritina se hallan ocupando las zonas deprimidas del relieve, sin formar crestas pronunciadas debido a su menor resistencia a la erosión.

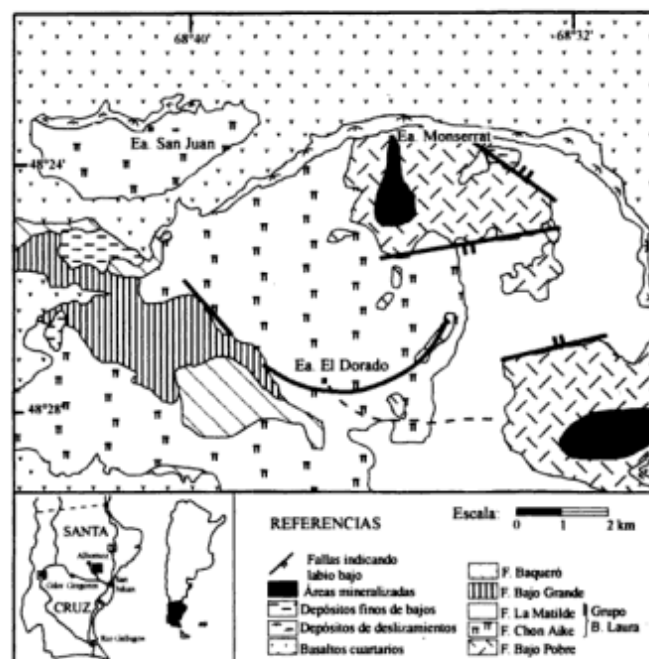


Figura 1: Mapa geológico simplificado, área El Dorado-Monserrat, provincia de Santa Cruz.

El espesor de los filones generalmente es reducido, con un promedio de 0,85 metro, aunque poseen grandes variaciones a lo largo del rumbo, llegando a medir, en algunos casos hasta 4 metros de potencia.

Las vetas se emplazan preferentemente en fracturas correspondientes a los sistemas El Tranquilo (N 30° O) y Bajo Grande (N 55° O) (Panza 1982; 1995), hallados en los diagramas de fracturación de la región; siendo, en este caso, más frecuentes las vetas alojadas en el Sistema El Tranquilo (Echavarría 1994). Sin embargo, en las estructuras reconocidas en las cercanías de la estancia Monserrat, el grupo más numeroso ocupa fracturas de rumbo aproximado N-S, más precisamente describen un abanico que va desde los N 30° O a N 30° E. Esta disposición radiada, podría estar controlada por estructuras vinculadas a la evolución de un aparato volcánico, muy posiblemente una caldera asociada al evento volcánico del Grupo Bahía Laura (Echavarría 1996).

Todos los filones encontrados hasta el momento se emplazan en rocas volcánicas intermedias a básicas correspondientes a la Formación Bajo Pobre. Se trata de basaltos, andesitas y brechas volcánicas de aspecto muy alterado. Presentan en superficie una coloración rojiza, debido a la abundancia de óxidos de hierro, o gris verdosa, mientras que en corte fresco varían de gris claro a gris oscuro. Los microfenocristales formados por plagioclasas se presentan sericitizados, alteración que comienza a partir de las fracturas y los planos de macla, mientras que en los cristales zonados, ésta es más intensa en el núcleo. La se-

ricita también se encuentra diseminada en la base de las vulcanitas en agregados plumosos y esféricos. Los piroxenos, que son los mafitos más abundantes, se encuentran parcialmente cloritizados. Frecuentemente, los hastiales están muy fracturados paralelamente a los filones, lo que le da un aspecto lajoso. En estas fracturas se han inyectado soluciones ricas en sílice, formando un venilleo que disminuye su densidad a medida que se alejan del contacto con las vetas. Las vetas poseen desde pocos milímetros hasta 5 centímetros de potencia, son muy discontinuas y surcan a la caja en todas direcciones, aunque, como ya se mencionara, la mayoría se encuentra paralela a los filones. Están formadas por cuarzo de textura maciza de grano fino a medio, de color blanco, con escasos espacios abiertos, intercrecido con cristales de adularia de secciones rómbicas euhédricas a subhédricas, de reducido tamaño, y pequeñas escamas de sericita. Otras presentan textura en peine, con cristales de cuarzo de hasta un centímetro de longitud.

Las vetas se caracterizan por la abundancia de minerales del grupo de la sílice, acompañados por baritina y por la ausencia de sulfuros de metales base. El mineral más frecuente es el cuarzo, seguido de baritina, pirita, cristobalita, adularia y minerales de alteración como sericita, clorita y celadonita.

## Metodología

En las vetas epitermales del depósito El Dorado-Monserrat se han identificado 13 texturas diferentes, resultado del análisis de más de 100 muestras de mano y alrededor de 40 cortes petrográficos. Cabe destacar, que en el estudio aquí realizado sólo han sido consideradas las texturas que se encuentran formando parte de las estructuras vetiformes. Por lo tanto, las alteraciones, principalmente la silicificación de la roca de caja, así como las "crestas" silicificadas que se han localizado en el área, no han sido consideradas en la clasificación. Las brechas tampoco forman parte del presente análisis. Las brechas tectónicas, de muy escaso desarrollo en esta zona, dominadas por fragmentos de roca de caja con alteración hidrotermal superpuesta, no pueden ser evaluadas desde el punto de vista de las texturas de cuarzo. Por su parte, las brechas hidrotermales se desarrollan en sectores restringidos y representan reactivación de la actividad hidrotermal en vetas ya existentes.

En general, las texturas son definidas por los agregados cristalinos, aunque la forma y características de granos individuales pueden ser herramientas útiles y, en algunos casos, definen por sí mismos una textura, como puede ser, por ejemplo, la textura de cristales zonados.

La base de la clasificación es descriptiva, teniendo en cuenta principalmente el tamaño, forma y re-

laciones entre los componentes del agregado cristalino. A pesar de ello, las texturas han sido agrupadas en tres categorías mayores basadas en el origen y ambiente de formación.

## Principales texturas reconocidas

Los tres grupos en los que se han reunido las texturas identificadas son: 1) Texturas de crecimiento primario: representan relleno de espacios abiertos.

Esta clase puede ser subdividida en dos, en base al tamaño de los cristales: cuarzo criptocristalino y cuarzo cristalino. Estos tipos de cuarzo suelen aparecer juntos y el paso de uno a otro es transicional. 2) Texturas de recristalización: representan la transformación de sílice amorfa o calcedonia en cuarzo. Están comúnmente asociadas con texturas de cuarzo criptocristalino. 3) Texturas de reemplazo: representan la sustitución parcial o total de algunos minerales por otros del grupo de la sílice.

En la Tabla 1 se presenta una síntesis de las principales características de las texturas descriptas, así como una esquematización de cada una de ellas.

A continuación se dan a conocer algunas particularidades de los distintos tipos texturales reconocidos en el área de estudio:

### *Texturas de crecimiento primario*













Como ya se ha mencionado, este tipo de texturas se origina por la precipitación de minerales del grupo de la sílice en espacios abiertos. Estos espacios son comunes en zonas poco profundas, como son los sitios donde se desarrollan los depósitos epitermales; allí, la escasa presión transmitida por las rocas circundantes, permite la presencia de aberturas intercomunicadas por las cuales circular libremente los fluidos, que suelen poseer a su vez conexión directa con la superficie. En este ambiente la precipitación se produce por cambios bruscos en la temperatura y sobre todo en la presión, provocando en algunos casos, ebullición retrógrada (Buchanan 1981).

En los filones hay distintos tipos de texturas cuyo origen se atribuye a crecimiento primario de cuarzo y calcedonia:

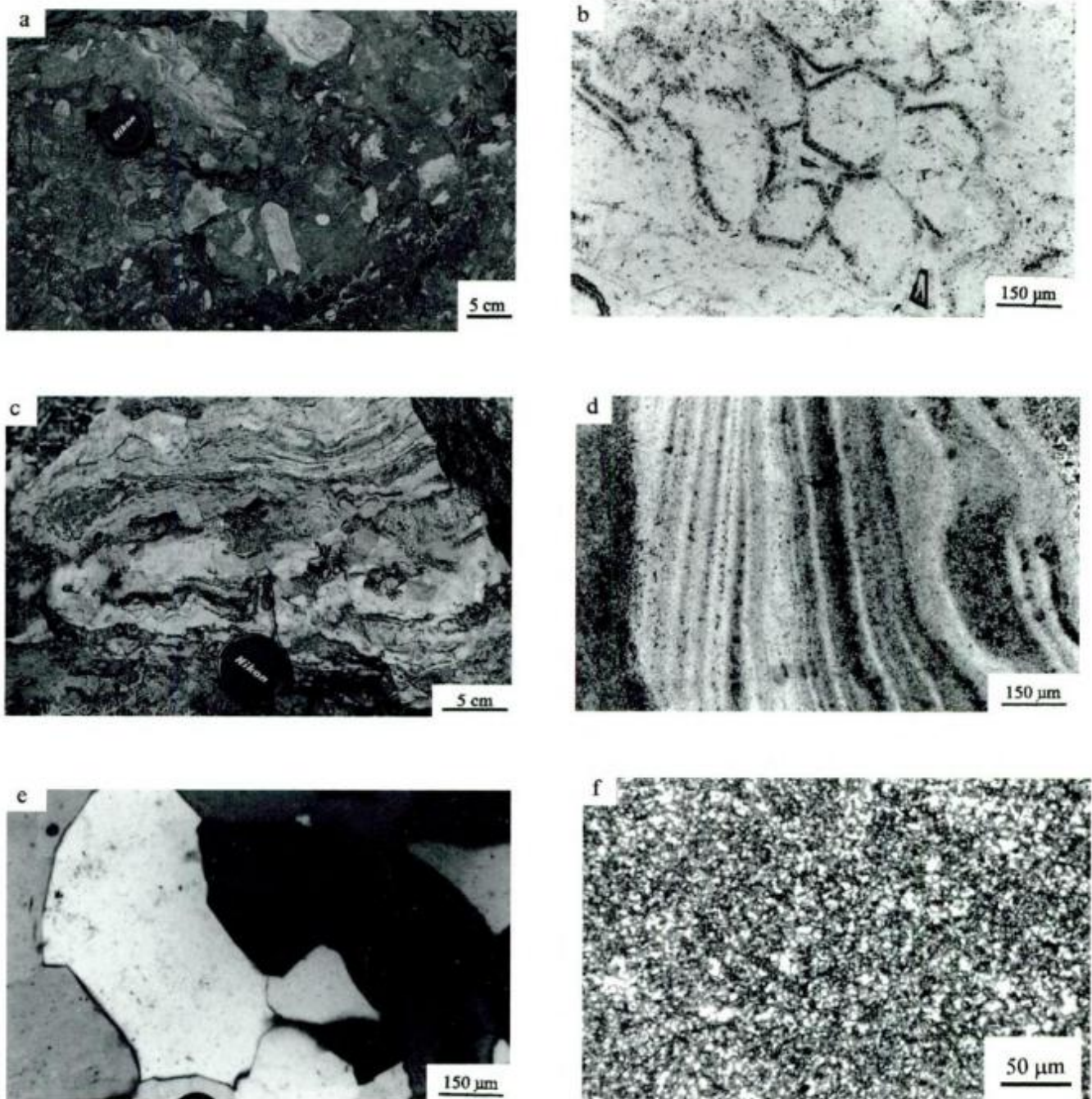
*Calcedonia maciza*: se forma bajo condiciones intermedias de supersaturación de sílice con respecto al cuarzo (Fournier 1985a). Temperaturas inferiores a 180° C durante y después de la depositación son responsables del bajo grado de cristalinidad.

En muestra de mano posee un aspecto homogéneo, vítreo, lechoso, gris oscuro o rojizo (Fig. 2a), dependiendo de las impurezas presentes. Suele existir una tenue variación en la coloración, lo que resulta en un aspecto bandeado difuso, con límites transicio-

Tabla 1: Síntesis de las características principales y esquematización de las texturas descriptas, modificado de Dong *et al.* (1995).

Textura	Esquema de la textura	Tamaño de grano	forma del grano	caract. int. de los cristales	morfología del agregado
<b>Texturas de crecimiento primario</b>					
Maciza		variable	anhedral a subhedral	ninguna	homogéneo
Costriforme		fino a medio	variable	ninguna	bandas sucesivas
Cucarda		fino a medio	variable	ninguna	bandas concéntricas
En peine		variable	prismático	ninguna a zonado	cristales paralelos
Cristal zonado		variable	subhedral a euhedral prismático	zonado	ninguna
<b>Texturas de recristalización</b>					
Mosaico		fino	anhedral	ninguna	homogéneo
Microplumosa		variable	variable	plumosa o astillosa	ninguna
Llameante		fino		radial	ninguna
<b>Texturas de reemplazo</b>					
En enrejado		fino a medio	anhedral a subhedral prismático	ninguna	tablas intersectadas
Fantasma		medio	anhedral	ninguna	tablas intersectadas
Paralelo		fino	anhedral a rectangular	ninguna	tablas paralelas
Radiado		fino	rectangular	ninguna	radiado





**Figura 2:** Texturas de crecimiento primario. **a**, Textura de calcedonia maciza, cerrada, en parte brechada; **b**, Textura de cristales zonados, con alternancia de bandas claras, límpidas y otras con numerosas inclusiones, nicoles paralelos; **c**, Textura costriforme formada por alternancia de cuarzo fino gris y lechoso; **d**, Textura costriforme vista en corte delgado con nicoles paralelos; **e**, Textura maciza, constituida por cristales de cuarzo subhedrales de aproximadamente el mismo tamaño, nicoles cruzados; **f**, Textura de recrystalización: textura en mosaico: cristales de cuarzo microcristalino de forma anhedral, nicoles cruzados.

nales. Dicha alternancia puede deberse a procesos rítmicos internos como la precipitación periódica del material pigmentante, causada por difusión de electrolitos (Malvicini y Saulnier 1987). Microscópicamente está formada por un mosaico cerrado, microcristalino, con escasos minerales opacos, posiblemente pirita.

Se encuentra presente en la mayoría de las vetas del sector cercano a la estancia El Dorado.

*Costriforme:* se presenta en varias vetas, generalmente acompañada por texturas de reemplazo.

El bandeado costriforme está formado por calcedonia o cuarzo calcedónico con alternancia de colores

claros, blanco, verde y rosado. Macroscópicamente es compacto, no deja espacios abiertos y forma "paquetes" macizos de hasta 2,5 metros de potencia (Fig. 2c).

Microscópicamente se observan delgadas capas de alrededor de 50 micrómetros de espesor, en las que se producen variaciones en la cantidad de minerales opacos y también, leves cambios en el tamaño de los cristales (Fig. 2d).

Este bandeo suele desarrollarse simétricamente con respecto a las paredes de las fracturas en las cuales se forma. El pulso que ocupa la zona de contacto con la roca de caja es el más antiguo, a partir de allí comienza, hacia el centro, la depositación de las inyecciones más jóvenes.

Esta textura se reconoce en las vetas del sector El Dorado y en algunos filones del sector Monserrat, como por ejemplo en el denominado Virginia.

Otro tipo de bandeo, presente en el sector Monserrat, es el que resulta de la alternancia de bandas grises y blancas, constituidas por cuarzo cristalino, cada una de ellas con textura maciza, diferenciadas por el tamaño de los cristales de cuarzo, o por la abundancia de minerales opacos, preferentemente piritita. Los individuos poseen 0,3 milímetros de tamaño promedio y abundantes cavidades elongadas paralelamente a las bandas.

Una variedad del bandeo costriforme es la textura *en cucarda*, denominada también en escarapela, la cual posee bandas concéntricas, generalmente rodeando a un fragmento de veta o roca de caja aislado.

Dentro de las bandas es común que se desarrollen otras texturas, como son las de reemplazo. En sectores restringidos dentro de cada banda se observan texturas de reemplazo en enrejado, paralelas y más raramente, fantasma. En todos los casos la sustitución es por cuarzo fino a microcristalino, y se ha producido a partir de minerales tabulares con cristales no mayores a 1 milímetro.

*En peine*: aparece comunmente en las venillas emplazadas en la roca encajante. Se caracteriza por estar formada por cuarzo blanco o transparente, cuyos cristales se desarrollan, en su mayoría, con el eje *c* perpendicular a las superficies a partir de las cuales comienza el crecimiento. Los individuos, de más de un centímetro de longitud, son prismáticos y poseen un borde libre con forma euhedral, que se interdigita en la zona central, originando cavidades alargadas, paralelas a la orientación de las venillas.

El crecimiento de minerales en fisuras abiertas se interrumpe cuando las paredes opuestas se encuentran, progresivamente la circulación se ve dificultada, hasta que finalmente cesa, dejando espacios sin rellenar que pueden ser tapizados posteriormente por minerales de alteración, tanto hidrotermal como

metéorica, similar a lo señalado por Guilbert y Park (1986).

*Cristales zonados*: está definida por la forma individual de los cristales de cuarzo. Se reconocen dentro de ellos zonas alternantes lechosas y transparentes. En corte delgado se observa que las zonas lechosas se corresponden, generalmente a áreas surcadas por numerosas inclusiones primarias, fluidas y sólidas, que son paralelas a las caras del cristal (Fig. 2b). De acuerdo a Nillni y Stöckhert (1996), este tipo de crecimiento reflejaría condiciones de baja velocidad de cristalización y baja supersaturación.

Se han reconocido, en los filones estudiados del sector Monserrat, cristales zonados de hasta 1 milímetro, asociados a texturas de reemplazo, preferentemente reemplazo fantasma. También, aunque en menor medida, se observan en zonas de recristalización, como en la textura microplumosa.

*Maciza*: con este término y de acuerdo a Dong *et al.* (1995), se hace referencia a vetas de cuarzo o sectores en ellas que poseen una apariencia homogénea, como se observa en la Fig. 2e, sin texturas de reemplazo, bandeo u otras características. Sin embargo, en algunos sectores o muestras que poseen una textura dominante de reemplazo o bandeo, existen zonas más o menos amplias con aspecto homogéneo, cuya textura se ha denominado maciza.

Las fisuras rellenas que poseen textura maciza, sobre todo las de escasa potencia, suelen presentar una gradación del tamaño de grano, los más pequeños se sitúan en los bordes, mientras que los mayores ocupan las partes centrales. Posiblemente esta gradación sea debida a que los primeros cristales son los más pequeños, a causa de un acelerado descenso de la temperatura y cristalización rápida. Los cristales que se forman hacia el centro de la veta son mayores y, probablemente precipitan a partir de soluciones más frías y tardías.

#### *Texturas de recristalización*

Dentro de este grupo se reconocen tres tipos texturales diferentes que serían el producto de una recristalización a partir del estado amorfo. Tal recristalización puede afectar al agregado en su conjunto o estar restringida a los bordes de los granos; en cuyo caso, los sectores centrales de los mismos se formarían por crecimiento primario. Las tres clases diferenciadas se describen a continuación:

*Textura en mosaico*: está representada por cuarzo microcristalino, de 8 a 20 micrómetros de tamaño promedio, de forma anhedral y crecimiento compacto, que posee contactos entre granos, muy irregulares e interpenetrados (Fig. 2f). Es equivalente a la

textura *jigsaw* (Lovering 1972) para jasperoides y *mosaic* (Dong *et al.* 1995) para depósitos epitermales. En muestras de mano presenta un denso empaquetamiento y aspecto lechoso.

Lovering (1972) ha interpretado a este tipo de texturas como originadas a partir de la recristalización de un material silíceo en estado amorfo.

Se reconoce principalmente en el sector El Dorado y está muy restringida en el área de Monserrat.

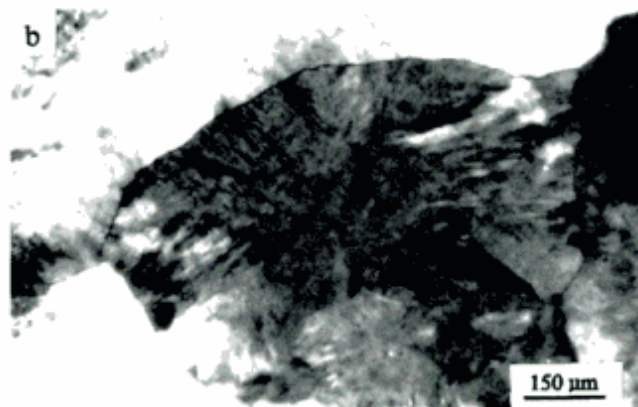
**Textura microplumosa:** fue descrita por Adams (1920) y Dong *et al.* (1995) quienes la denominan *feathery*, también la reconocen Sander y Black (1988) quienes la llamaron *plumose*. En este trabajo se prefirió la denominación microplumosa, ya que solamente es visible al microscopio, bajo nicoles cruzados. Tiene la característica de presentar, dentro de los cristales de cuarzo, una extinción con aspecto plumoso o astilloso, que se observa sólo cuando el cristal está en la posición de máxima extinción. Dichas discontinuidades internas de los granos pueden presentarse formando parches que ocupan todo el cristal (Fig. 3a), o en los bordes de los mismos con núcleos homogéneos (Fig. 3b). En este último caso sería el resulta-

do de la recristalización de calcedonia o sílice amorfa, formando una cubierta sobre el cuarzo euhedral. Mientras que el primero podría crearse a partir de pequeños cristales de cuarzo que crecen independientemente y luego son englobados para formar un solo individuo cristalino con textura microplumosa.

**Textura llameante:** se caracteriza por la extinción radiada o llameante (Fig. 3c y d) de los cristales individuales de cuarzo o calcedonia, mientras que el conjunto posee una forma externa circular (Adams 1920; Sander y Black 1988; Dong *et al.* 1995).

Esta textura se observa en los bordes de los cristales de cuarzo de núcleo homogéneo (Fig. 3c) o formando agregados individuales de formas más o menos euhédricas.

Generalmente, la textura llameante se encuentra ocupando oquedades o espacios entre los cristales de cuarzo de mayor tamaño, por lo cual se interpreta que se forma a partir del líquido residual que se alojó en dichos intersticios y que originó, en una primer etapa, un sólido amorfo rico en sílice, para posteriormente recristalizar dando origen a este tipo de texturas (Fournier 1985a).



**Figura 3:** Texturas de recristalización. **a,** Textura microplumosa que se extiende sobre todo el cristal de cuarzo; **b,** Cristal de cuarzo con núcleo homogéneo y bordes con textura microplumosa; **c,** textura llameante, cuarzo calcedónico desarrollado en oquedades; **d,** Textura llameante, calcedonia que se desarrolla en continuidad óptica con el cuarzo. Todas las fotografías tomadas con nicoles cruzados.

### Texturas de reemplazo

El reemplazo es el proceso de solución y deposición, prácticamente simultánea, por el cual, un nuevo mineral, de composición parcial o totalmente diferente, puede crecer en el cuerpo de otro mineral o agregado (Guilbert y Park 1986).

En El Dorado-Monserrat las texturas de reemplazo observadas son abundantes, ellas representarían pseudomorfosis de cuarzo según baritina, fluorita y calcita.

Los reemplazos en baritina se observan claramente ya que hay sectores, como en veta Marcela (sector Monserrat), donde la sustitución no ha sido total, pudiéndose visualizar las dos fases en contacto, lo cual estaría representando el estadio inicial del reemplazo.

En el caso de la fluorita, se ha detectado la presencia de cubos de aproximadamente 10 o 20 milímetros de lado de dicho mineral, reemplazado por cuarzo. En la veta Camila C (sector Monserrat) se observan superficies, que podrían ser drusas y/o geodas, sobre las que originalmente se desarrolló el mineral cúbico, presumiblemente fluorita, que ha sido totalmente reemplazado por cuarzo, el que forma pequeños cristales (2 a 5 mm) con crecimiento perpendicular a las paredes del cubo y hacia el interior del mismo.

Sin embargo, la mayoría de las texturas de reemplazo están desarrolladas a partir de minerales con hábito en hojas enrejadas. Morrison *et al.* (1989) sugieren que gran parte de las sustituciones con este hábito se producen a partir de carbonatos. Los mismos autores señalan que la extrema fineza de las hojas, el clivaje romboédrico y la terminación en cuña, características que en algunos casos son observadas en las vetas del depósito El Dorado-Monserrat, son indicadores de calcita como mineral primario.

La característica morfológica distintiva de la calcita en ambientes epitermales es la partición lamelar, paralela al pinacoide basal de los cristales de carbonato. De acuerdo a Adams (1920) el reemplazo se efectúa con mayor facilidad a través de dicha partición que a lo largo de los planos del clivaje romboédrico. Este reemplazo selectivo define un conjunto de estructuras paralelas en las texturas en enrejado y fantasma, las que son definidas al microscopio por diferencias en el tamaño de grano del cuarzo, por el contenido de impurezas o por los bordes rectos del mineral reemplazante.

Según lo expresado por Morrison *et al.* (1989), la sustitución involucra sobrecrecimiento de las hojas por finos granos de cuarzo en peine, así como crecimiento en peine a lo largo de particiones lamelares dentro del carbonato, presumiblemente durante su disolución.

De acuerdo a las características y morfología del agregado del mineral pseudomorfo, las texturas de

reemplazo pueden ser subdivididas en cuatro clases diferentes, que se dan a conocer a continuación:

*Reemplazo en enrejado:* está formado por hojas de sílice que se intersectan dejando espacios triangulares o poliédricos entre ellas (Fig. 4a y b), dichas cavidades se encuentran parcial o totalmente rellenas por cuarzo en peine.

La sustitución comienza a partir de los límites entre los granos y las particiones pinacoidales. A medida que el reemplazo avanza, el frente se traslada al contacto entre el mineral que reemplaza y el reemplazado. Por ello, los primeros cristales de cuarzo formados son los que se encuentran en posiciones más externas con respecto a las tablas del mineral primario. A medida que el reemplazo avanza el tamaño de los cristales de cuarzo se hace menor y, como el reemplazo es simultáneo a ambos lados de las tablas, cuando la sustitución es total quedan los cristales de cuarzo en contacto o separados por una pequeña fisura, donde es posible hallar óxidos de hierro, a partir de la cual evidencian un crecimiento opuesto.

*Reemplazo fantasma:* la pseudomorfosis está definida por concentraciones de impurezas que se encontraban en el mineral primario y que fueron liberadas durante el reemplazo, pero que conservan la disposición original (Fig. 4c).

El cuarzo reemplazante es macizo y no está influenciado en la morfología de sus granos o en su distribución por la forma tabular del mineral original.

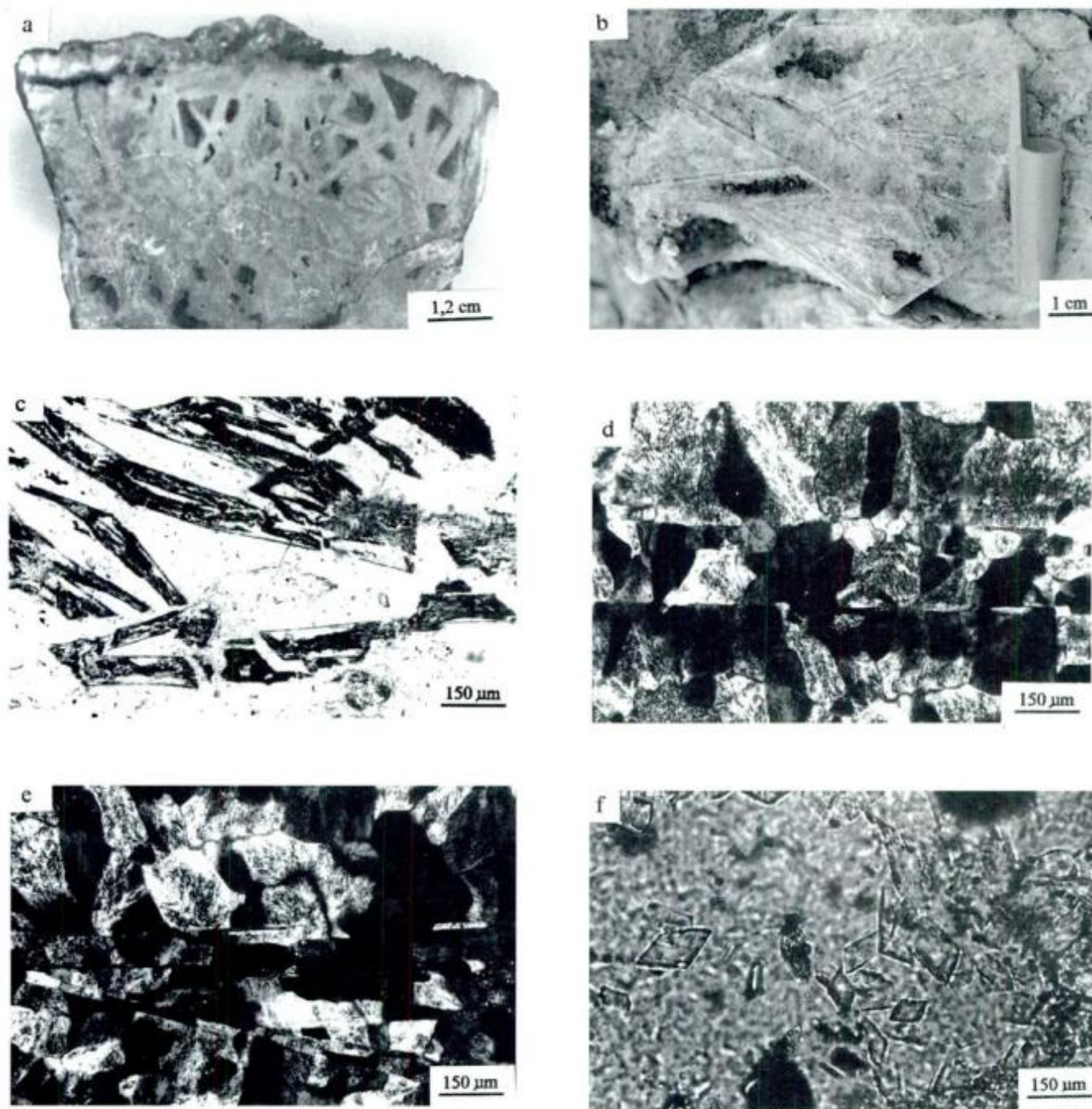
Esta textura, probablemente, sea el resultado del reemplazo de carbonatos, ya que la baritina, generalmente, carece de impurezas a manera de inclusiones sólidas. Dichas inclusiones, habitualmente óxidos de hierro, son preservadas debido a su baja solubilidad, después de que el mineral que las hospedaba se disolvió completamente, continuando con la misma distribución que poseían en él, por lo que la forma del mineral original puede ser reconocida fácilmente.

*Reemplazo paralelo:* como ya se mencionara, la sustitución de carbonatos ocurre preferentemente a lo largo de particiones lamelares, originando hojas muy delgadas y paralelas. Los cristales de cuarzo, en este caso, suelen desarrollarse con morfologías rectangulares, donde los bordes rectos representan el contacto entre los cristales del mineral original (Fig. 4d).

Las hojas delgadas, por su parte, forman conjuntos paralelos que poseen contactos netos con los adyacentes. Cada uno de los mencionados conjuntos representarían a un cristal del mineral original.

*Reemplazo radiado:* se caracteriza por estar formada por cuarzo de forma rectangular o prismática, dispuesta en agregados radiados (Fig. 4e).

Si bien las texturas de reemplazo han sido des-



**Figura 4:** Texturas de reemplazo. **a y b,** Reemplazo en enrejado: los cristales de cuarzo se disponen dejando espacios abiertos poliédricos; **c,** Reemplazo fantasma: impurezas que respetan la disposición original, no influenciando en la forma del cuarzo de base, nicols paralelos; **d,** Reemplazo paralelo: cuarzo de forma rectangular de bordes paralelos, evidenciando el reemplazo de minerales tabulares, nicols cruzados; **e,** Reemplazo radiado: disposición radiada de cristales rectangulares de cuarzo, nicols cruzados; **f,** Cristales rómbicos de adularia dentro de una veta de cuarzo del sector Monserrat, nicols paralelos.

criptas en todos los sectores mineralizados de la zona de estudio, existe una clara diferencia de sus características entre las vetas de Monserrat y las de El Dorado. En el primer caso, la sustitución ha sido por cuarzo cristalino, principalmente a partir de agregados en enrejado de minerales tabulares de varios

centímetros de longitud. En cambio, en el sector El Dorado el reemplazo por cuarzo microcristalino de aspecto lechoso se realiza a partir de pequeños cristales de disposición entrelazada, que se encuentran en sectores muy restringidos dentro de los filones con textura bandeada o de calcedonia maciza.

## Otros minerales presentes útiles en la interpretación de las texturas de cuarzo

### *Baritina*

Aparece en el sector Monserrat en grandes cristales tabulares de más de 5 centímetros de longitud que conforman un agregado macizo, de alta pureza, dispuesto en vetas de hasta 2 metros de potencia y cientos de metros de corrida, que poseen contactos netos con las estructuras de cuarzo y suelen estar cortándolas. Los individuos más pequeños se presentan en forma radial o en enrejado, dejando espacios triangulares entre ellos, muy comúnmente ocupados por cuarzo y cristobalita. En general se encuentra fracturada y surcada por numerosas venillas de ópalo y óxidos de hierro, este fracturamiento también es notorio a nivel microscópico.

### *Adularia*

Se ha reconocido en la zona Monserrat dentro de las venillas que surcan las rocas encajantes, se encuentra intercrecida con cuarzo y en ocasiones con sericita, ocupando principalmente las zonas marginales, en contacto directo con la caja. Se presenta en cristales subhedrales a euhedrales de forma cuneiforme o con secciones rómbicas de hasta 150 micrómetros de tamaño, en general son límpidos, libres de inclusiones (Fig. 4f). En algunos sectores es abundante, llegando a ocupar alrededor del 10% del volumen de las venillas. Dong y Morrison (1995) diferencian 4 tipos morfológicos de adularia, ubicando a los pequeños cristales euhedrales de forma rómbica, como los aquí descritos, en zonas de ebullición y a temperaturas bajas; se cree que este tipo de cristales de adularia se desarrolla en ambientes cuyas condiciones cambian rápidamente. Por último, cabe destacar que los citados autores hallaron una estrecha relación entre este tipo de adularia y la mineralización aurífera; debido, posiblemente, a que el oro, al igual que la adularia, precipita cuando el proceso de ebullición es extenso.

### *Pirita*

Se presenta en cristales euhedrales cúbicos de hasta 5 milímetros de tamaño, generalmente asociada al cuarzo de grano medio formado en uno de los últimos pulsos, ya que se observa relleno de espacios en las texturas de reemplazo y diseminada en el cuarzo que cementa las brechas. Se puede encontrar sin alteración, cubierta por una pátina de óxidos de hierro o parcialmente hematitizada.

Se reconocieron pequeños granos de **oro**, no mayores de 5 micrómetros, finamente diseminados den-

tro del cuarzo cristalino del sector Monserrat. En algunos casos donde el tamaño es algo mayor, llegando a 40 micrómetros, se establecieron zonaciones, donde el centro aparece amarillo y hacia los bordes se encuentra algo más pálido, evidenciando variaciones composicionales.

## Discusión y consideraciones

El estudio textural llevado a cabo en las vetas del depósito El Dorado-Monserrat, permite realizar interesantes consideraciones, por un lado en cuanto a la secuencia deposicional, y por el otro, para establecer una zonación vertical siguiendo el modelo propuesto por Morrison *et al.* (1989).

En la sucesión de episodios establecida se reconoce a la calcita en hojas (evidenciada por las texturas de reemplazo) como un mineral temprano que precipitó en los espacios abiertos, a partir de un fluido hidrotermal ascendente. La formación de calcita en ambientes someros, a partir de soluciones que se enfrían paulatinamente, es tema contradictorio debido a su solubilidad retrógrada, a menor temperatura mayor solubilidad (Ellis 1959, 1963). Sin embargo, su precipitación está controlada no sólo por la temperatura sino además por el pH, la fugacidad de CO<sub>2</sub> y la actividad del Ca<sup>++</sup> (Fournier 1985b), que a su vez dependen de las condiciones de ebullición y mezcla de fluidos. Así, aunque se consideren fluidos originalmente subsaturados con respecto a calcita, como normalmente se encuentran en el ambiente epitermal (Hedenquist 1990), al comenzar la ebullición se produce una pérdida de CO<sub>2</sub>, provocando una caída en su fugacidad y, por lo tanto, una disminución en la solubilidad de los carbonatos (Ellis 1959, 1963; Malinin y Kanukov 1971) (Fig. 5), sobresaturándose rápidamente el fluido en ellos y produciendo la precipitación de la calcita. En consecuencia, la calcita en hojas del depósito El Dorado-Monserrat se formaría como relleno de espacios abiertos en el intervalo correspondiente a los 100 a 300 metros sobre el nivel de ebullición (Tulloch 1982; Simmons y Christenson 1994).

Al mismo tiempo, la pérdida de CO<sub>2</sub> produce un aumento en el pH y consiguiente formación de feldespatos potásicos, representados en este ambiente por la adularia, principalmente la variedad rómbica euedral; a la cual, debido a su alto desorden interno, Dong y Morrison (1995) asocian estrechamente al proceso de ebullición. Su formación precede a la del cuarzo, ya que ésta ocupa las zonas marginales de las vetas y venillas, mientras que el cuarzo se ubica en las zonas centrales.

El sistema continúa evolucionando con un paulatino descenso de la temperatura y consiguiente aumento en la solubilidad de los carbonatos (Fig. 5),

por lo que se arriba a un punto en el cual es sencilla la disolución de la calcita y su reemplazo por cuarzo, el que se produciría entre los 230° y 280° C, de acuerdo a mediciones microtermométricas de inclusiones fluidas (Schalamuk *et al.* 1995b; Echavarría en preparación).

Durante su precipitación los minerales del grupo de la sílice produjeron sustitución de carbonatos y relleno de espacios abiertos, originando distintas variedades de texturas de reemplazo, macizas, coloiformes y de cristales zonados. Hacia la superficie evolucionan a texturas de calcedonia maciza.

Por su parte, los fluidos tardíos, más fríos y sobresaturados en sílice, precipitan sílice amorfa en los es-

pacios abiertos, como pequeñas geodas, y alrededor de cristales de cuarzo. Este material recrystaliza originando texturas llameante y microplumosa. Esta última se forma principalmente a partir de la sílice que rodea a los cristales de cuarzo.

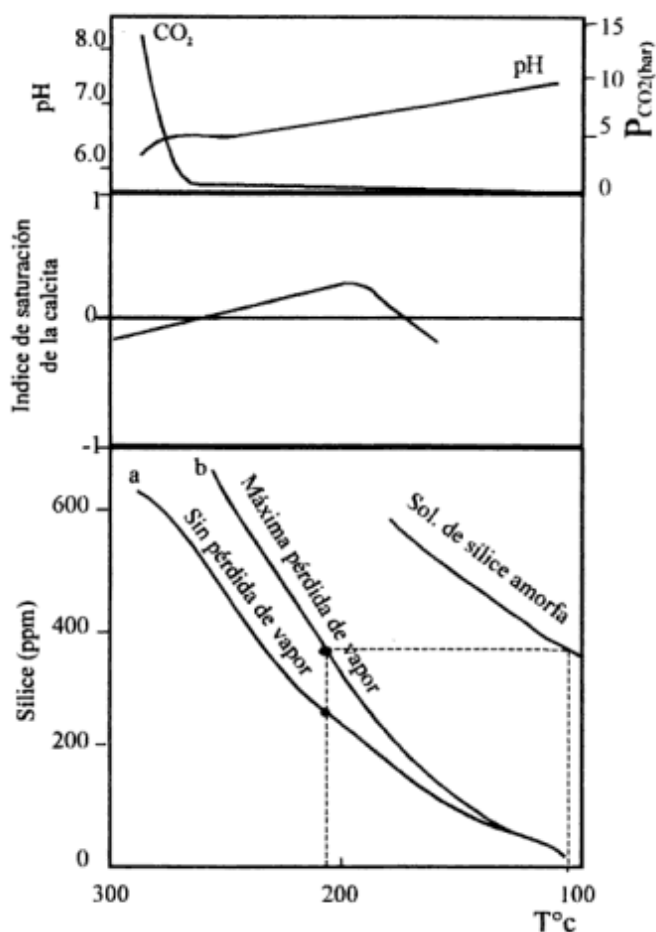
La recrystalización se ve favorecida con el tiempo, alta temperatura, alto pH y alta salinidad (Morrison *et al.* 1989). Las plumas de vapor caliente ricas en CO<sub>2</sub> y H<sub>2</sub>S, que escapan durante la ebullición, pueden ser las fuentes de temperatura que facilitan la recrystalización.

Por último, se produce la precipitación de la barietina que forma filones que cortan a las vetas constituidas por las texturas antes mencionadas.

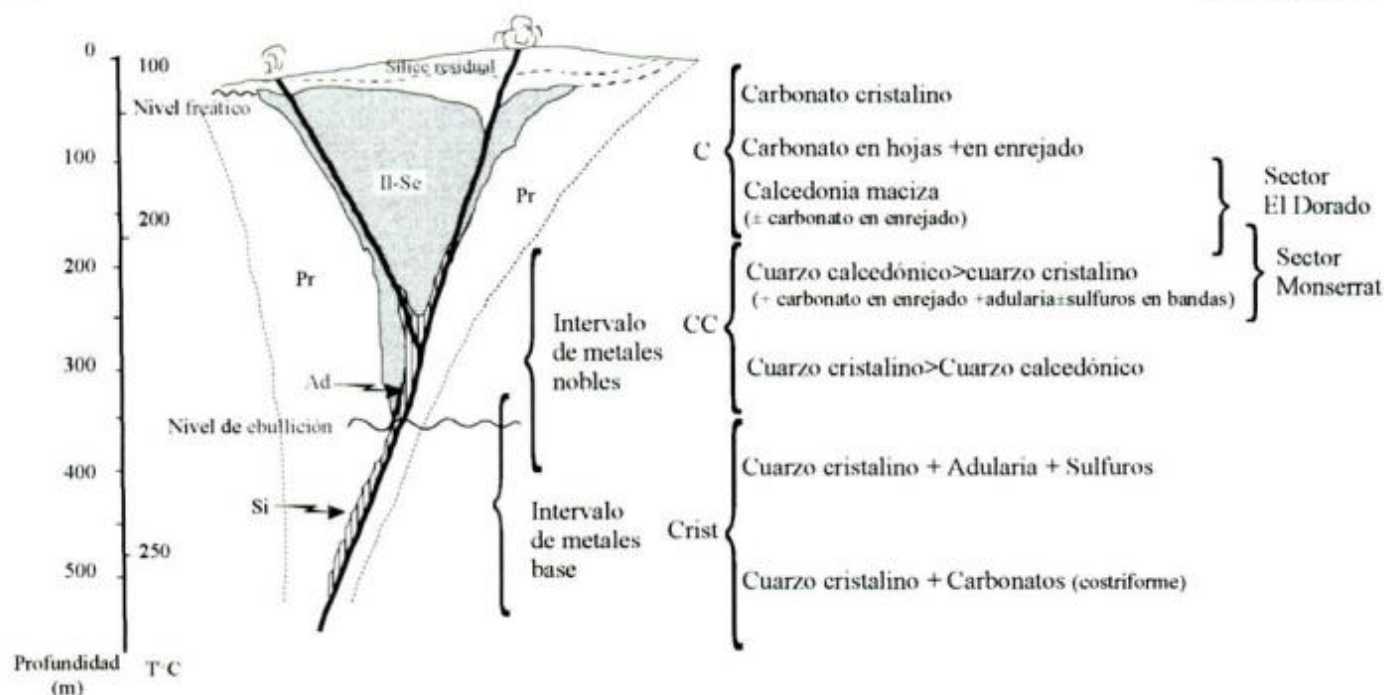
El otro aspecto definido por el estudio textural es el establecimiento de distintas zonas con implicancias genéticas (Morrison *et al.* 1989), basadas en las texturas o asociaciones texturales reconocidas. Para determinar dichas asociaciones es importante conocer los tipos texturales presentes, su abundancia relativa y las relaciones temporales entre ellos. Los citados autores realizan una zonación vertical para los depósitos epitermales de Queensland (Australia), basándose en el modelo de Buchanan (1981) y utilizando las texturas presentes. De esta manera, diferencian tres superzonas divididas a su vez en distintas zonas, a la superior la denominan superzona calcedónica, coloiforme-costriforme a la intermedia y cristalina a la inferior (Fig. 6).

En resumen, las manifestaciones epitermales del sector Monserrat, podrían ubicarse dentro del citado esquema en la superzona costriforme-coloiforme, caracterizada por presentar bandas dentro de las cuales puede haber gran variedad de minerales y texturas; ellas estarían compuestas por cuarzo microcristalino a cristalino, adularia, sulfuros diseminados y minerales tabulares entrelazados reemplazados. Una mención especial merece la adularia, ya que se trata de un feldespató potásico típico de ambientes epitermales, el cual caracteriza a los depósitos de baja sulfuración (White y Hedenquist 1990). En un estudio sobre la adularia presente en este tipo de depósitos, realizado por Dong y Morrison (1995), se ubica a la variedad rómbica, como la aquí descrita, en el intervalo costriforme-coloiforme, asociada principalmente a cuarzo microcristalino, lo que se correspondería con la zona superior del intervalo mencionado. Dichos autores también resaltan la relación existente entre este tipo de adularia y los altos valores en metales nobles, hecho que también se pone de manifiesto en el sector Monserrat.

En cambio, el sector El Dorado representaría la zona de calcedonia maciza, caracterizada por sus especímenes de aspecto homogéneo en afloramientos, mientras que en superficies pulidas suelen observarse torbellinos o tenues bandeados definidos por cambios en la coloración. También pueden estar presen-



**Figura 5:** Modificada de Seward (1988), Simmons y Christenson (1994) y Fournier (1985a). Los tres gráficos presentados muestran la variación de distintos parámetros al descender la temperatura. La brusca caída de CO<sub>2</sub> representa el comienzo de la ebullición, lo que produce un aumento en la saturación de la calcita y su precipitación. Al bajar la temperatura, el índice de saturación de la calcita aumenta nuevamente favoreciendo su reemplazo por minerales del grupo de la sílice, cuya solubilidad es directamente proporcional a la temperatura. En el gráfico inferior se observan las curvas de solubilidad de la sílice amorfa y del cuarzo (a y b), la solubilidad de la primera es superior a la del cuarzo, por lo cual para su formación se necesitarían fluidos altamente sobresaturados en cuarzo.



**Figura 6:** Diagrama basado en el modelo de Buchanan (1981) donde se observa el nivel de ebullición (asumiendo condiciones hidrostáticas de un fluido con 2,84% de ClNa) y las zonas de alteración hidrotermal: Pr: propilitica, Il-Se: illita-sericita, Ad: adularia, Si: silicificación. En él se han volcado las diferentes texturas reunidas en tres superzonas (Morrison *et al.* 1989): C: calcedonia maciza, CC: costriforme-coloiforme, Crist.: cristalina.

tes, en esta zona, los reemplazos en enrejado; aunque, como ya se mencionara, existe una notoria diferencia para las mismas texturas entre ambas áreas. Este sector estaría ubicado en los niveles más someros dentro del sistema hidrotermal, donde los contenidos en oro son poco importantes.

El esquema presentado revela para el sector Monserrat un nivel de erosión coincidente con la zona de depositación de los elementos nobles. En el sector El Dorado, el nivel aflorante se encuentra por encima de la zona propicia para la depositación del oro, por lo que podría esperarse la presencia de niveles con tenores más elevados en profundidad.

### Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento a Ricardo Etcheverry y Raúl Fernández por las valiosas sugerencias realizadas durante los trabajos de campo y posterior lectura crítica del manuscrito, la que enriqueció sustancialmente el resultado final. Cabe citar también que los trabajos han sido financiados por el proyecto PID BID-CONICET n° 122/92.

### TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Adams, S. F., 1920. A microscopic study of vein quartz. *Economic Geology*, 15: 623-664.

- Arribas Jr., A., Schalamuk, I. B., de Barrio, R. E., Fernández, R. R. e Itaya, T., 1996. Edades radiométricas de mineralizaciones epitermales auríferas del Macizo del Deseado, Prov. de Santa Cruz, Argentina. 39º Congreso Brasileiro de Geología, Simposio IGCP 342: Age and Isotopes of South American Ores, 7: 254-256. Salvador, Bahía.
- Boyle, R. W., 1979. The geochemistry of gold and its deposits. *Canada Geological Survey, Bulletin*, 280: 584 p.
- Buchanan, L. J., 1981. Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. En: Dickinson, W. R. y Payne, W. D. (Eds.): *Relations of tectonics to ore deposits in the southern cordillera*. Arizona Geological Society Digest, 14: 237-262.
- de Barrio, R., 1993. El vulcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino*, 4: 189-198. Buenos Aires.
- Di Persia, C. A., 1960. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz). *Actas de las 1º Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 65-68.
- Dong, G. y Morrison, G. W., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, 30 (1): 11-19.
- Dong, G., Morrison, G. W. y Jaireth, S., 1995. Quartz textures in epithermal veins in Queensland: Classification, origin and implication. *Economic Geology, Scientific Communications*, 90: 1841-1856.
- Dowling, K. y Morrison, G. W., 1990. Application of quartz textures to the classification of gold deposits using North Queensland examples. *Economic Geology Monograph*, 6: 242-355.
- Echavarría, L. E., 1994. Estudio geológico-minero del área El Dorado-Monserrat y sector sur del Cerro Vanguardia, Prov. de Santa Cruz. Informe final Beca de Iniciación CONICET, 77 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Echavarría, L. E., 1996. Estudio geológico-minero del depósito El Dorado-Monserrat, Prov. de Santa Cruz, Informe inicial Be-



- ca de Perfeccionamiento CONICET, 210 p. Buenos Aires. (Inédito).
- Ellis, A. J., 1959. Solubility of calcite in carbon dioxide solutions. *American Journal of Science*, 257: 354-365.
- Ellis, A. J., 1963. Solubility of calcite in sodium chloride solutions at high temperatures. *American Journal of Science*, 261: 259-267.
- Fernández, R. R., Echeveste, H., Echavarría, L. y Schalamuk, I. B., 1996. Control volcánico y tectónico de la mineralización epitermal del área La Josefina, Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. Actas 13º Congreso Geológico Argentino, 3 41-54. Buenos Aires.
- Fournier, R. O., 1985a. The behavior of silica in hydrothermal solutions. *Reviews in Economic Geology*, 2: 45-50.
- Fournier, R. O., 1985b. Carbonate transport and deposition in the epithermal environments. *Reviews in Economic Geology*, 2: 63-71.
- Guilbert, J. M. y Park, Ch. F. Jr., 1986. *The Geology of Ore Deposits*. W. H. Freeman and Company, N. York.
- Hedenquist, J. W., 1990. The thermal and geochemical structure of the Broadlands-Ohaaki geothermal system. *Geothermics*, 19: 151-185.
- Lovering, T. G., 1972. Jasperoid in the United States. Its characteristics, origin and economic significance. U.S. Geological Survey, Professional Paper, 710, 164 p.
- Malinin, S. D. y Kanukov, A. B., 1971. The solubility of calcite in homogeneous H<sub>2</sub>O-NaCl-CO<sub>2</sub> systems in the 200°-600° C temperature interval. *Geochemistry International*, 19: 410-418.
- Malvicini, L. y Saulnier, M. E., 1987. Textura de depósitos minerales. Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Serie didáctica N° 3. Buenos Aires.
- Morrison, G. W., Dong, G. y Jaireth, S., 1989. Textural zoning in epithermal quartz veins in Queensland. James Cook University of North Queensland, AMIRA Project P247, 25 p. Townsville.
- Nillni, A. M. y Stöckhert, B., 1996. Catodoluminiscencia y microtermometría en cuarzo hidrotermal. Yacimiento Cerro Vanguardia. Prov. de Santa Cruz, Argentina. Actas 13º Congreso Geológico Argentino, 3: 181-188. Buenos Aires.
- Pankhurst, R., Sruoga, P. y Rapela, C., 1993. Estudio geocronológico Rb/Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S. Actas del 12º Congreso Geológico Argentino, 4: 171-178. Mendoza.
- Panza, J. L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53d, Gobernador Moyano y 54e, Cerro Vanguardia, prov. de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. (Inédito).
- Panza, J. L., 1995. Hoja Geológica 4969-II, Tres Cerros, Prov. de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, Secretaría de Minería, Boletín, 213, 103 p. Buenos Aires.
- Sander, M. V. y Black, J. E., 1988. Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems- implications for fluid inclusions studies. *Economic Geology*, 83: 1052-1060.
- Schalamuk, I. B., Fernandez, R. R. y Etcheverry, R. O., 1995a. Gold-Silver epithermal veins in the Macizo del Deseado, Argentina. Pasava, Kribek y Zak (Eds.) En: *Mineral Deposits*, pp. 385-388. Balkema, Rotterdam.
- Schalamuk, I. B., Ríos, F. J., Fuzikawa, K., y Pimenta, M. A., 1995b. Fluid inclusion studies in epithermal auriferous-quartz veins of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía, Volumen Especial*, 18: 220-221. Barcelona.
- Schalamuk, I. B., Zubia, M., Genini, A. y Fernandez, R. R., 1996. Epithermal Au-Ag mineralization in Argentina: newly-discovered structurally-hosted mineralization in Patagonia. *Ore Geology Review* (enviado).
- Seward, T. M., 1988. The Hydrothermal Chemistry of Gold and Its Implications for Ore Formation: Boiling and Conductive Cooling as Examples. *Economic Geology Monograph*, 6: 308-405.
- Simmons, S. F. y Christenson, B. W., 1994. Origins of calcite in a boiling geothermal system, *American Journal of Science*, 294: 361-400.
- Tulloch, A. J., 1982. Mineralogical observations on carbonate scaling Kawerau and Broadlands. *New Zealand Geothermal Works*: 131-134.
- White, N. y Hedenquist, J., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, 36: 445-474. Elsevier. Amsterdam.

**Recibido:** 1 de noviembre, 1996

**Aceptado:** 14 de agosto, 1997

## Distribución de minerales pesados en playas del litoral atlántico de la Tierra del Fuego, entre cabo San Sebastián y cabo Domingo

Miguel A. GÓMEZ PERAL<sup>1</sup> y Daniel E. MARTINEZ<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE), Avda. Mitre 3100, 1663 San Miguel, Buenos Aires

<sup>2</sup> CONICET, Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata, Casilla de Correo 722, 7600 Mar del Plata

**ABSTRACT.** *Distribution of heavy minerals in beaches between Cabo San Sebastián and Cabo Domingo, Tierra del Fuego.* The textural composition and the statistical and geographical distribution of heavy mineral concentrations have been studied in the beach sector between Cabo San Sebastián and Cabo Domingo, in the province of Tierra del Fuego. The textural analysis of the sediments indicates that the mode is medium sand in the backshore (zone I) and in the foreshore (zone II), whereas it is fine sand in the shoreface (zone III). The average content of heavy minerals in the 132 samples analyzed is 14,23%, 13,32% of which are not-magnetic and a 0,91% magnetic. The maximum and mean value of the concentrations of heavy minerals in each zone of beach are: zone I, 58,60% and 19,62%; zone II, 53,25% and 10,96%; zone III, 43,19% and 12,11% respectively. The statistical distributions of the weight percentages of the total heavy minerals and of the non-magnetic and magnetic fractions presented good fit to the log-normal distribution. On the basis of those distributions, the thresholds levels of background and anomalies were determined and used in the analysis of the geographical distribution of the concentrations. The geographical distribution of the heavy minerals presents the greater concentrations (corresponding to regional variations of the background and positive anomalies) in the central section of the studied sector (transect 17 to 34) and involves to the beach zones I and II, being displaced northward (transect 37 to 44) in the zone III of beach. The location of the major concentrations in that section zones I and II should be due to the deposit of the load of the rivers Carmen Silva and Avilés in ancient outlets, prior to the derives from its courses southward. The displacement of the anomalies northward in the zone III, is possibly driven by hydrodynamic processes linked to backwash currents.

### Introducción

En diversos lugares del mundo las playas oceánicas son objeto de aprovechamiento económico a través de la obtención de elementos y minerales valiosos que se concentran en las arenas por la acción de la dinámica marina. Teniendo en cuenta el extenso litoral oceánico de nuestro país (4.725 km), el conocimiento de las características de las arenas de playa resulta de singular interés.

Un importante aporte en este sentido lo constituyen los trabajos, pioneros en nuestro país, en arenas de playa y médanos de la bahía de San Blas en la provincia de Buenos Aires (Angelelli y Chaar 1964, 1967). Por otra parte, en la provincia de Tierra del Fuego, son conocidos los trabajos mineros llevados a cabo por Popper (1887, 1890) a fines del siglo pasado. Sister (1948) realizó un estudio de los contenidos de oro en los depósitos aluvionales existentes en la zona norte del departamento San Sebastián. En el año 1975 Aristarain inicia un proyecto titulado "El potencial económico minero de los se-

dimentos no consolidados de la plataforma continental del sudeste de la Patagonia y de la Tierra del Fuego" con el objeto de evaluar las posibilidades de concentraciones de minerales en la plataforma continental.

La Gobernación del entonces Territorio Nacional de la Tierra del Fuego a través de su Dirección de Recursos Naturales celebró con la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales, en el año 1985, un convenio de cooperación técnica mediante el cual llevan a cabo el proyecto "Prospección y exploración de minerales pesados en los sedimentos del litoral atlántico entre Río Grande y cabo Espíritu Santo en la Tierra del Fuego". En marzo-abril del año 1985 se llevó a cabo un muestreo sistemático de sedimentos de playa, correspondientes al Sector "A", ubicado en el área norte de la isla (cabo San Sebastián-cabo Domingo). Dicho sector se localiza entre los 67° 50' y los 68° 05' de long. O y entre los 52° 21' y los 63° 21' de lat. S, con un recorrido lineal de 44 km y cubriendo un área de aproximadamente 220 km<sup>2</sup> (Fig. 1).

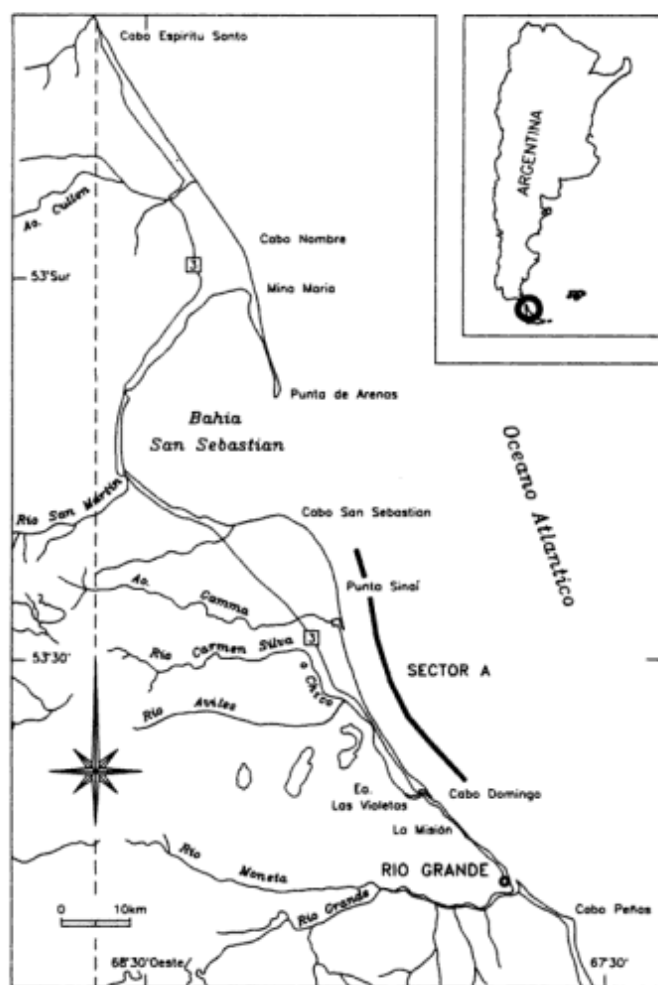


Figura 1: Mapa de ubicación.

Si bien existen antecedentes relacionados con la sedimentología y el estudio de los minerales pesados en playas de la Isla Grande de Tierra del Fuego, estos tratan en general acerca de las playas situadas entre cabo Espíritu Santo y mina María (Etchichury y Tófolo 1981), o más específicamente sobre la espiga del Páramo (Gagliardo 1994; Bujalesky *et al.* 1987; Isla *et al.* 1991, Isla y Bujalesky 1993; Isla 1993). En este trabajo se analizan estadísticamente las concentraciones de minerales pesados totales, no magnéticos y magnéticos en el sector de playas cabo San Sebastián-cabo Domingo, y su distribución geográfica con el objetivo de evaluar a la posible génesis de estos placeres.

## Caracteres generales del área

### Condiciones dinámicas

Los vientos dominantes de la región (Cohen 1973) son del cuadrante ONO y NNO, muy frecuentes en

primavera y verano. Con una frecuencia anual de 359 sobre 1000 se ubican los vientos del O, los del NO tienen una frecuencia de 285 sobre 1000, y para los del N y SO la frecuencia es de 129 sobre 1000. En primavera-verano las velocidades medias oscilan entre los 28 y 30 km/h, en invierno las velocidades medias son de 15 km/h.

El régimen de mareas es semidiurno. Las amplitudes van de un máximo de 10,4 m en la bahía San Sebastián hasta un mínimo de 2,16 m en puerto Río Grande (Servicio de Hidrografía Naval 1985). Durante el muestreo, efectuado entre el 23 de marzo y el 13 de abril de 1985, las amplitudes de mareas corresponden a mareas de sicigias. La altura de olas de sicigia puede superar los dos metros en pleamar con rompientes bruscas, mientras que en bajamar es de 0,50 m con rompientes por derrame (Bujalesky *et al.* 1987).

Las condiciones de transporte de sedimentos en las playas han sido analizadas en la zona de El Páramo mediante el estudio de clastos de grava (Bujalesky y González Bonorino 1991). Si bien durante tormentas episódicas del sudeste se observa un desplazamiento de clastos hacia el norte, la resultante general de los procesos dinámicos es el transporte hacia el sur.

### Geología y morfología litoral

El área comprendida entre cabo Domingo y cabo San Sebastián presenta una fisiografía baja, con una altura aproximada de 10 m s.n.m. Está flanqueada por dos elevaciones de unos 70 a 80 m formadas por las sedimentitas marinas del Terciario de la Formación Cabo Domingo (De Ferrariis 1939) y los depósitos glaciares del Pleistoceno del Drift Tapera Sur (Codignotto y Malumián 1981). Desde cabo Domingo hasta las cercanías del Chorrillo Gama se extiende la Formación San Sebastián (Codignotto y Malumián 1981) de edad holocena, en una franja paralela a la costa y con un espesor de 5 a 10 m.

El perfil tipo de playa comprende un espaldón de poco desarrollo y baja altura, con una pendiente pronunciada que lo conecta con la playa de tormenta (Bujalesky 1990, 1997). En promedio tiene unos 11 metros de ancho y una pendiente de 8°. En la parte alta suelen observarse abundantes rodados de 10 a 15 cm de diámetro. La playa de tormenta tiene un desarrollo promedio de 41 m de ancho y un buzamiento de 4°. La zona intermareal alta tiene un ancho medio de 34 m y un buzamiento de 8°. La zona intermareal baja es el ambiente de mayor desarrollo, mas de 1000 m de ancho y una inclinación promedio de 1°. En las cercanías de cabo Domingo afloran, en el borde inferior de la zona intermareal baja, sedimentitas marinas del Terciario medianamente compactadas que

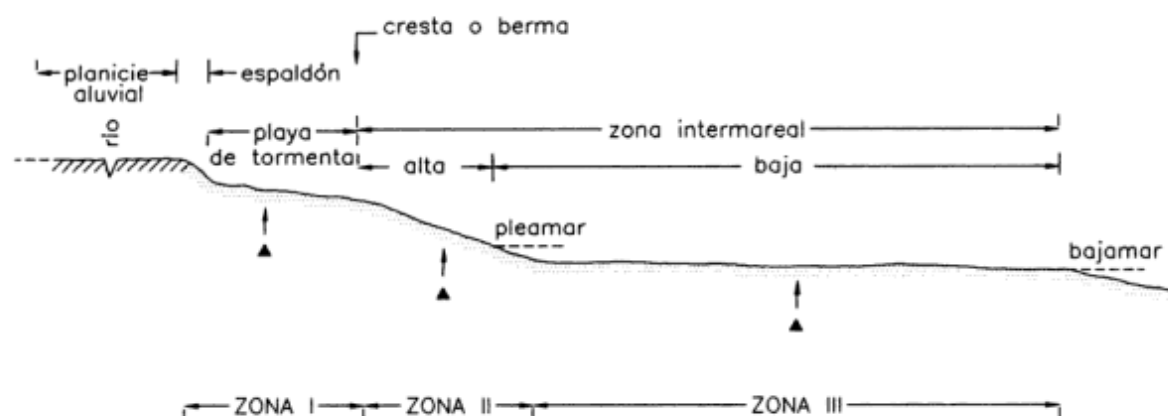


Figura 2: Ubicación de los puntos de muestreo en un perfil de playa generalizado.

conforman una plataforma de abrasión, con un desarrollo de 250 m de ancho y posición subhorizontal.

### Métodos empleados

Se recolectaron en total 132 muestras de sedimentos de playa. Usando brújula y cinta métrica se trazaron 44 perfiles topográficos perpendiculares a la línea de costa actual separados cada un kilómetro. Los perfiles fueron numerados de 1 a 44, siendo el 1 el más meridional situado próximo a cabo Domingo, y el más septentrional el 44, próximo a cabo San Sebastián. Se extrajeron tres muestras a lo largo de cada perfil. La primera en la denominada playa de tormenta (zona I), la segunda en la zona intermareal alta (zona II) y la tercera en la zona intermareal baja (zona III) (Fig. 2). Las muestras se extrajeron con pala a distintas profundidades, según lo permitió la proximidad del agua. La profundidad promedio de extracción fue de 1,10 m para la Zona I, de 0,50 m para la Zona II, y de 0,30 m para la Zona III. En cada uno de los pozos se recolectó una muestra en canaleta vertical, perpendicular a la estratificación de los sedimentos de playa (aproximadamente de 5 kg).

Se efectuó el análisis textural de tres muestras de playa representativas de las zonas I, II y III. Cada una de ellas se obtuvo por mezcla, homogeneización y sucesivos cuarteos de las 44 muestras de cada zona. Las muestras se tamizaron con un intervalo de clase de un grado  $\phi$ .

Con la finalidad de conocer la mineralogía de los minerales pesados en cada una de las subfracciones de arena obtenidas del tamizado se procedió a la separación de los minerales magnéticos mediante un imán permanente de mano. El resto se dividió de acuerdo a su peso específico en minerales livianos y pesados utilizando bromoformo (p.e.  $2,88 \text{ g/cm}^3$ ).

La fracción arena de cada una de las 132 muestras fue sucesivamente cuarteada hasta obtener un

peso final de 50 g, lavada con agua destilada en un vibrador de ultrasonido y secada a estufa. Los minerales pesados se separaron empleando la misma técnica descrita en el párrafo anterior.

Los minerales presentes fueron separados y descritos usando una lupa binocular e identificados mediante difracción de rayos X.

### Resultados

#### Características texturales del sedimento

Se dan a conocer en forma sintética los resultados del análisis textural de tres muestras representativas de las zonas I, II y III, con el sólo objeto de brindar una caracterización general (Tabla 1). El componente psamítico es mayoritariamente arenoso en las zonas I y III, con un porcentaje importante de grava (38,9%) en la zona II. Resulta de interés observar el comportamiento de la moda en los tres sub-ambientes de playa (Fig. 3). Mientras la arena gruesa es el componente mayoritario en las zonas I y II, la arena fina es la

Tabla 1: Composición granulométrica del sedimento (valores en % en peso).

GRANOMETRIA	ZONA I	ZONA II	ZONA III
Grava	20,2	38,9	5,7
Arena	79,8	61,1	94,3
Subfracciones de arena			
muy gruesa	20,0	33,8	8,1
gruesa	44,7	37,2	13,1
mediana	27,5	19,9	27,0
fina	7,4	8,5	49,0
muy fina	0,4	0,5	2,7

**Tabla 2:** Composición granométrica de los minerales pesados. Línea superior (sin asterisco): según el total de la muestra. Línea inferior (con asterisco): porcentaje de la granometría indicada.**a) ZONA I**

GRANOM. ARENA	PESADOS TOTALES	NO MAGNET.	MAGNETICOS	LIVIANOS	TOTAL HORIZONT.
Muy gruesa	1,09	1,08	0,01	24,98	
	4,18*	4,14*	0,04*	95,82*	100,00*
Gruesa	3,01	2,96	0,05	26,08	
	10,34*	10,17*	0,17*	89,66*	100,00*
Mediana	9,76	9,37	0,42	25,51	
	27,73*	26,55*	1,18*	72,27*	100,00*
Fina	4,47	3,17	1,30	4,52	
	49,76*	35,25*	14,51	50,24*	100,00*
Muy fina	0,22	0,15	0,07	0,33	
	39,80*	26,58*	13,22*	60,20*	100,00*
<b>TOTAL VERTICAL</b>	18,58	16,73	1,85	81,42	

**b) ZONA II**

GRANOM. ARENA	PESADOS TOTALES	NO MAGNET.	MAGNETICOS	LIVIANOS	TOTAL HORIZONT.
Muy gruesa	1,23	1,22	0,01	26,34	
	4,46*	4,43*	0,12*	94,54*	100,00*
Gruesa	2,22	2,19	0,03	26,48	
	7,75*	7,63*	0,12*	92,25*	100,00*
Mediana	5,74	5,61	0,23	24,42	
	19,04*	18,60*	0,44*	80,96*	100,00*
Fina	3,26	2,63	0,64	9,53	
	23,51*	20,54*	4,97*	74,49*	100,00*
Muy fina	0,42	0,32	0,09	0,36	
	53,61*	41,68*	11,93*	46,39*	100,00*
<b>TOTAL VERTICAL</b>	12,87	11,97	0,90	87,13	

**c) ZONA III**

GRANOM. ARENA	PESADOS TOTALES	NO MAGNET.	MAGNETICOS	LIVIANOS	TOTAL HORIZONT.
Muy gruesa	0,95	0,55	0,01	15,23	
	3,51*	3,48*	0,03*	96,49*	100,00*
Gruesa	0,95	0,94	0,01	23,54	
	3,86*	3,84*	0,02*	96,14*	100,00*
Mediana	1,48	1,46	0,01	26,30	
	5,31*	5,26*	0,05*	94,69*	100,00*
Fina	3,66	3,50	0,16	23,19	
	13,62*	13,02*	0,60*	86,38*	100,00*
Muy fina	2,46	3,46	0,001	1,64	
	67,92*	67,89*	0,03*	32,08*	100,00*
<b>TOTAL VERTICAL</b>	10,10	9,91	0,19	89,90	

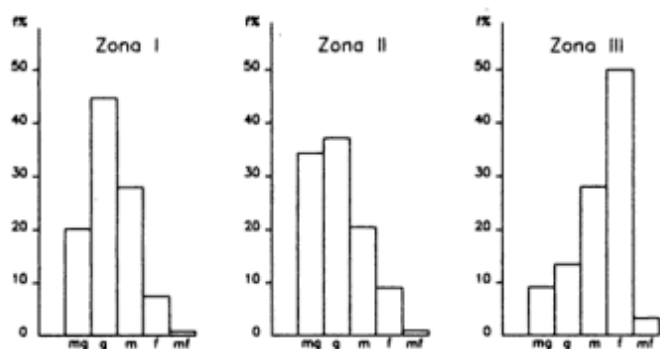
fracción modal en la zona III. La composición textural evidencia la mayor energía relativa en la zona II, seguida por la zona I, y finalmente un ambiente de menor energía en la zona III. Esto es concordante con las pendientes determinadas en cada ambiente.

*Concentraciones de minerales pesados*

La Tabla 2 muestra, para cada zona de playa, los porcentajes en peso de los minerales pesados totales,

no-magnéticos y magnéticos y minerales livianos según la granometría. Para cada subfracción se consignan dos conjuntos de valores: la línea superior indica la cantidad de minerales que cada granometría tiene respecto del total de la muestra analizada; la línea inferior (con asterisco) indica la cantidad de minerales que compone cada granometría, considerando a ésta como una unidad.

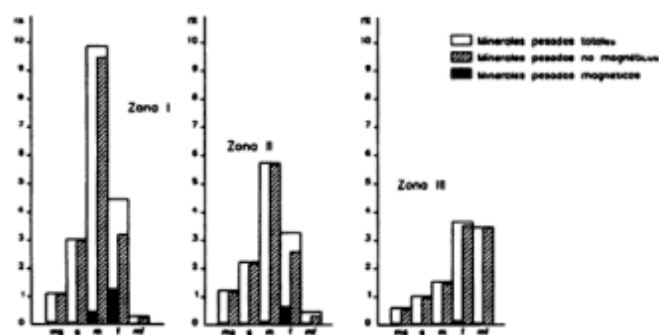
Del análisis de los valores sin asterisco del cuadro anterior se deduce que en las zonas de playa I y II la



**Figura 3:** Histogramas de frecuencia de la fracción arenas en los sedimentos en las tres zonas de playa. MG: muy gruesa, G: gruesa, M: mediana, F: fina y MF: muy fina.

moda se ubica en la clase arena mediana, mientras que en la zona III la misma se desplaza hacia la granometría arena fina (véase Fig. 3-4). En cambio, si se analizan los valores con asterisco se observa que en la zona I la granometría que contiene mayor proporción de minerales pesados es la arena fina, mientras que en las zonas II y III la arena muy fina es la que tiene mayor preponderancia. En estas dos zonas de playa se observa también que a medida que disminuye la granometría aumenta la cantidad de minerales pesados.

En la Tabla 3 se muestran los valores mínimo, máximo y medio, el desvío típico y el coeficiente de variación de las concentraciones de minerales livianos, pesados totales y no magnéticos y magnéticos, en



**Figura 4:** Histogramas de frecuencia de la granometría de los minerales pesados totales, no magnéticos y magnéticos en las tres zonas de playa. MG: muy gruesa, G: gruesa, M: mediana, F: fina y MF: muy fina.

cada zona de playa y de la integración de las tres zonas (toda la playa). El coeficiente de variación indica el grado de dispersión relativa de los valores experimentales. El valor máximo de concentración de minerales pesados se localiza en la zona I. El valor medio es máximo en la zona I, disminuye en la zona II y vuelve a aumentar en la zona III, aunque con valores inferiores a los registrados en la zona I (Tabla 3). Los minerales livianos registran los valores más bajos de dispersión relativa y los minerales magnéticos los más altos. En la zona II los minerales pesados totales, no-magnéticos y magnéticos tienen su máxima dispersión relativa. Los minerales pesados totales y no-magnéticos tienen valores de dispersión muy similares en las tres zonas de playa, los valores más bajos

**Tabla 3:** Valores mínimo, máximo, medio, desvío típico (s) y coeficiente de variación.

Minerales	Zona de playa	Mínimo	Máximo	Media	Desvío típico	Coef. de variación	n
Livianos	I	41,34	94,24	80,38	11,56	0,1	44
	II	46,75	96,26	89,04	9,56	0,1	44
	III	56,81	97,97	87,89	8,71	0,1	44
	Toda la Playa			84,77	10,66	0,1	132
<b>Pesados</b>							
Totales	I	5,76	58,66	19,62	11,56	0,5	44
	II	3,74	53,25	10,96	9,36	0,9	44
	III	2,02	43,19	12,11	8,71	0,7	44
	Toda la playa			14,23	10,66	0,3	132
No-magnéticos	I	5,69	52,63	17,80	10,05	0,6	44
	II	3,72	49,46	10,59	8,98	0,9	44
	III	1,99	41,10	11,56	8,27	0,7	44
	Toda la playa			13,32	9,61	0,7	132
Magnéticos	I	0,07	10,22	1,82	2,32	1,3	44
	II	0,02	3,79	0,37	0,69	1,9	44
	III	0,03	3,22	0,55	0,63	1,2	44
	Toda la playa			0,91	1,57	1,7	132

se dan en la zona I, aumentan en la zona II y vuelven a disminuir en la zona III. En la zona I, donde se localizan las mayores concentraciones, la dispersión relativa es la más baja, mientras que en la zona II, donde las concentraciones son sensiblemente menores, la dispersión relativa muestra los registros más altos.

La Fig. 5 ilustra la variación de los contenidos de minerales pesados totales en los tres subambientes de playa estudiados, desde el perfil 1 hasta el perfil 44. En la zona I se pueden diferenciar tres áreas: los primeros 17 km de playa, entre el perfil 1 y el 16, el promedio de las concentraciones de minerales pesados es de 11,9%. Desde el perfil 17 hasta el 34 el promedio se eleva a 29,3% y en el tramo norte final, entre los perfiles 35 y 44 la media de minerales pesados es de 16,4%. El comportamiento de las concen-

traciones en la zona II es similar a la anterior. En el tramo comprendido desde el perfil 1 hasta el perfil 19 la concentración promedio es de 7,4%. Desde el perfil 20 hasta el perfil 29 se observa una sucesión de concentraciones elevadas que alcanza su máximo en el perfil 29 con 53,2%, el promedio de este tramo es de 24,0%. Desde el perfil 30 se produce un brusco descenso de las concentraciones hasta el final del sector estudiado, la media es de 6,7%.

Finalmente en la zona III se distinguen dos tramos: el primero entre los perfiles 1 al 36 con un contenido medio de 9,0% y el tramo final, entre los perfiles 37 y 44 con un promedio de 26,1% de minerales pesados.

De la observación conjunta de las tres zonas de playa se aprecia también un desplazamiento de los

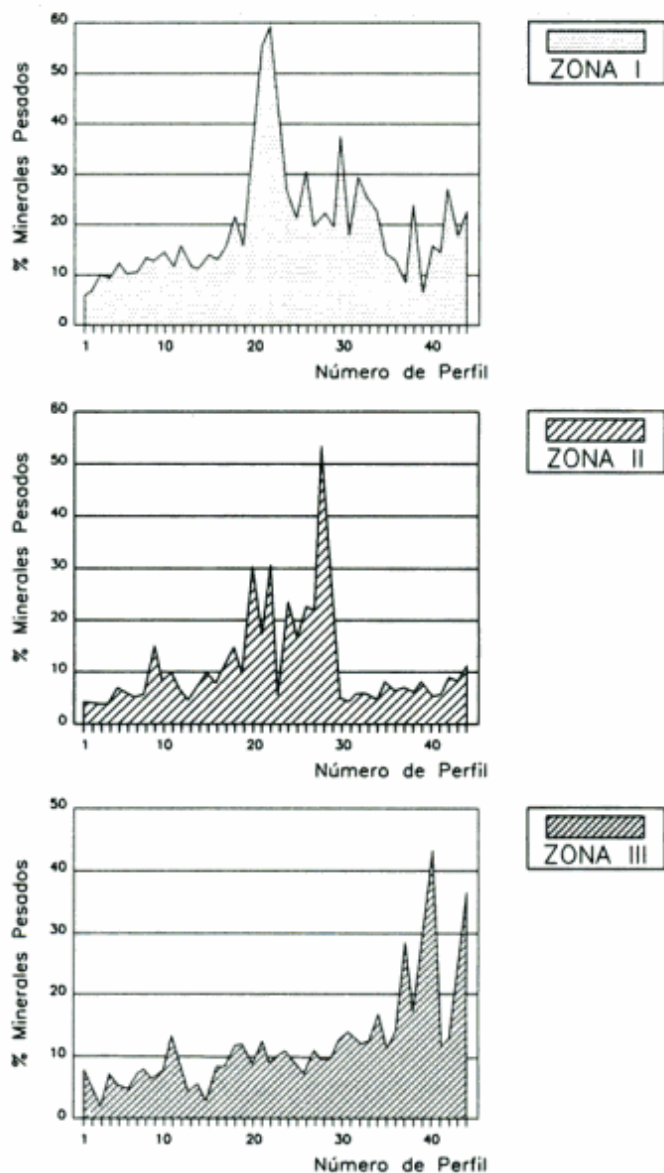


Figura 5: Variación de los contenidos de minerales pesados en cada zona de playa según perfiles sur-norte.

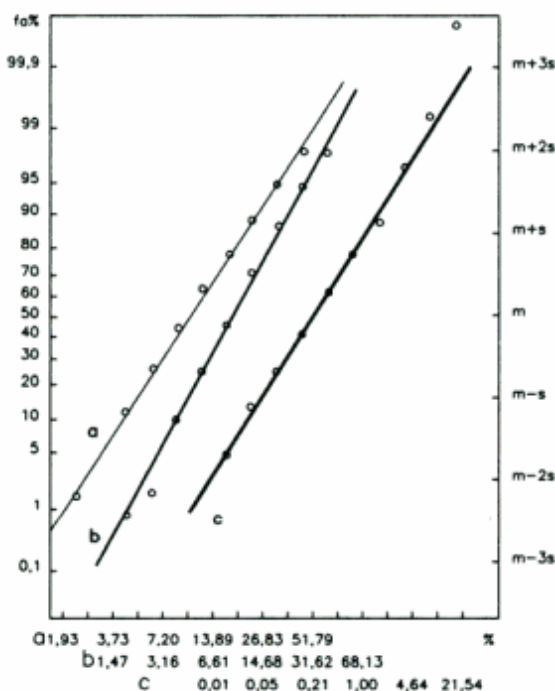
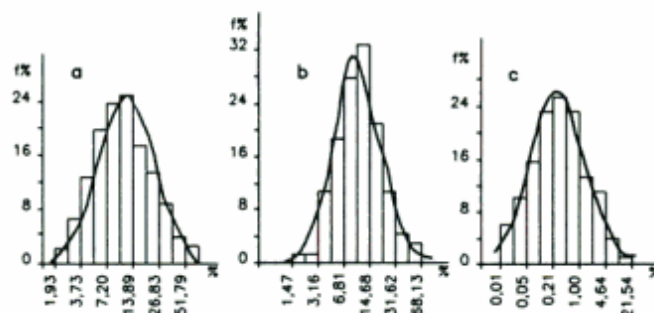


Figura 6: Histogramas de frecuencia, curvas de densidad de distribución y gráficas de frecuencias acumuladas de: a, minerales pesados totales, b, minerales pesados no-magnéticos y c, minerales pesados magnéticos.

picos de máxima concentración de minerales pesados hacia el norte, desde la zona I a la zona III.

### Análisis estadístico

Los valores experimentales de cada variable analizada (concentración de minerales pesados totales, magnéticos y no magnéticos) se han agrupado en intervalos o clases para cada zona de playa y para la integración de las tres zonas (toda la playa). Dado que las características de las distribuciones empíricas indican que las mismas corresponden a distribuciones de tipo lognormal se han empleado intervalos logarítmicos, construyéndose en cada caso el histograma de frecuencias correspondientes. Asimismo se han representado las frecuencias acumuladas en papel probabilístico, lo que ha facilitado el ajuste de los valores de referencia a funciones sencillas (rectas) (Fig. 6), de las cuales se han obtenido las curvas de densidad de probabilidad.

Con el fin de comprobar analíticamente la bondad de los ajustes entre la distribución empírica y las hipótesis teóricas se ha aplicado la dócima de Pearson o del chi-cuadrado y el test de Kolmogorov-Smirnov.

En la aplicación de la dócima de Pearson se siguió el criterio de Rodionov (1965). El nivel de significación se fijó en el 5% y se unieron los intervalos de modo que cada clase incluya no menos de cinco valores de la población de referencia. En la mayoría de los casos se han comprobado buenos ajustes de las distribuciones empíricas a la hipótesis lognormal, destacándose los muy buenos ajustes logrados para las concentraciones en toda la playa (Tabla 4). No han ajustado a la hipótesis lognormal las distribuciones de minerales pesados totales y no-magnéticos en la

zona II, y la de minerales magnéticos en la zona III. El análisis de los diagramas de frecuencias acumuladas de estas distribuciones demuestra que se trata de distribuciones lognormales bimodales en los dos primeros casos y de una distribución lognormal polimodal en el tercero.

El test de Kolmogorov-Smirnov se aplicó a las distribuciones lognormales de los porcentajes de minerales pesados totales, no magnéticos y magnéticos para toda la playa, que se grafican en la figura 6. El valor crítico del estadístico D para  $n=132$  y  $p = 0.95$  es de 0,106, y los valores obtenidos para cada distribución son: a) pesados totales:  $D = 0,045$ ; b) minerales pesados no magnéticos:  $D = 0,026$ ; c) minerales pesados magnéticos:  $D = 0,021$ . En todos los casos el estadístico D obtenido es menor que el valor crítico, por lo que se acepta también según este test el ajuste de las distribuciones empíricas a la ley lognormal.

En un estudio similar, Wassef (1981) ha ajustado a una distribución gaussiana los contenidos de ilmenita en playas de Egipto. Sin embargo el ajuste a la hipótesis lognormal de los minerales pesados en estudio no se contrapone necesariamente a este caso, pues debe tenerse en cuenta que aquí se incluye la suma de mineralogías y subfracciones granométricas diferentes, por lo que la distribución lognormal resultante podría considerarse debida a la superposición de poblaciones normales.

### Mineralogía

La gran mayoría de los componentes mineralógicos pesados de las fracciones *arena muy gruesa y gruesa* (más del 85%) son fragmentos líticos de diverso origen: rocas metamórficas, plutónicas ácidas a mesosilíceas, piroxenitas, pastas volcánicas ácidas y

**Tabla 4:** Tipo de distribución y aplicación del test de Pearson a las distribuciones estadísticas de minerales pesados totales, no magnéticos y magnéticos.

Minerales pesados	Zona I	Zona II	Zona III	n	Toda la playa	n
Totales	Lognormal	Bimodal	Lognormal	44	Lognormal	132
	$X^2_N = 3,10$	-	$X^2_N = 5,72$		$X^2_N = 2,26$	
	$X^2_5 = 7,81$	-	$X^2_5 = 5,99$		$X^2_5 = 9,94$	
No magnéticos	Lognormal	Bimodal	Lognormal	44	Lognormal	132
	$X^2_N = 3,28$		$X^2_N = 3,99$		$X^2_N = 0,94$	
	$X^2_5 = 5,99$		$X^2_5 = 5,99$		$X^2_5 = 7,81$	
Magnéticos	Polimodal	Lognormal	Lognormal	44	Lognormal	132
	-	$X^2_N = 3,71$	$X^2_N = 3,32$		$X^2_N = 1,16$	
	-	$X^2_5 = 7,81$	$X^2_5 = 7,81$		$X^2_5 = 9,94$	



**Tabla 5:** Descripción de los minerales pesados reconocidos.

MINERAL	ABUNDANCIA RELATIVA	COLOR	HABITO	OBSERVACIONES
Apatita	escasa	anaranjado al rojo castaño, transparente	cristales equidimensionales con aristas poco redondeadas y fractura concoide	grietas, paralelas entre si, que se desarrollan a lo largo del cristal
Almandino	muy abundante	rosado claro hasta rojizo, transparente y con brillo vítreo	buen desarrollo cristalino según las formas del dodecaedro	abundantes inclusiones de minerales opacos
Andalucita	muy escasa	incoloro, transparente y con brillo vítreo	formas prismáticas de sección rómbica, con clivaje paralelo al eje c	inclusiones, de color negro, irregularmente distribuidas
Estaurolita	escasa	color anaranjado amarillento, transparente y de brillo vítreo	bien cristalizado, bajo formas de pirámides tetragonales combinadas con prismas	abundantes inclusiones, pequeñas e irregularmente distribuidas de color negro, que se presume es magnetita
Sillimanita	escasa	color blanco con tonalidades rojizas o amarillentas, translúcido	tabletas de formas prismáticas y de aspecto fibroso	
Diópsido	abundante	color verde oscuro	hábito prismático ancho, se presenta con la superficie despulida y bordes parcialmente redondeados	
Hipersteno	escaso	color castaño verdoso	prismas alargados o fragmentos de prismas	generalmente tiene inclusiones opacas
Hornblenda	abundante	dos variedades: verde y castaña	cristales prismáticos pequeños alargados, en sus caras es frecuente el característico estriado vertical	
Turmalina	escasa	negra denominada chorro y variedad verde	variedad ferrosa muy abundante	
Circón	escaso	transparente, brillo adamantino	muy buen desarrollo cristalino	
Hematita	escasa	color rojo oscuro, con brillo metálico y de color negro acerado	muy redondeado con forma de plaquetas, también se presenta como granos globulares, redondeados	
Clinocloro	escaso	de color gris y brillo vítreo a graso	agregados escamosos, de forma irregular generalmente aplanadas, bordes redondeados	
Clorita	muy abundante	color verde claro, translúcido	agregados compactos, finamente escamosos, redondeados	abundantes inclusiones negras
Epidoto	escaso	translúcidos a opacos, brillo vítreo y color verde	formas de grano, irregulares, bien redondeados	
Clinozoisita		de color anaranjado, opacos y brillo vítreo	granos irregulares, redondeados	se observan huecos rellenos de material de color negro
Ilmenita		color negro, opacos, y brillo metálico intenso	plaquetas	
Nódulos fosfáticos	escaso	de color negro y brillo vítreo lustroso	formas equidimensionales, principalmente esféricas y ovoidales, de masas granulares compactas, microcristalinas	constituidos por tres minerales identificados por rayos X: fluorapatita, clorita y calcita. El contenido de P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> de estos nódulos es de 19,5%.
Magnetita	muy escasa	color negro y brillo metálico	formas granulares	contenido de titanio: a) Zona I: 3,7 TiO <sub>2</sub> %, 91,3 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)%, b) Zona II: 3,5 TiO <sub>2</sub> %, 90,7 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)%, c) Zona III: 3,8 TiO <sub>2</sub> %, 91,2 Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (total)%
Oro	muy escaso		aparece en escamas muy finas	

básicas, rocas sedimentarias epiclásticas y otras. Estos granos contienen, en forma aún no desprendida diversos minerales pesados. En la fracción granométrica *arena mediana* este porcentaje de líticos disminuye sensiblemente (menos del 10%) y en las fracciones finas (*arena fina y muy fina*) los minerales pesados se encuentran en clastos monominerales.

En la Tabla 5 se da una breve descripción de los minerales pesados encontrados.

### Distribución geográfica de los minerales pesados

La metodología propuesta por Lepeltier (1969) y por Sinclair (1981) permite utilizar el buen ajuste de las distribuciones de minerales pesados a la ley log-normal, para determinar los diferentes umbrales estadísticos a partir de los diagramas de frecuencias acumuladas. De manera gráfica se han obtenido los valores de  $m+3s$ ,  $m+2s$ ,  $m+s$ ,  $m$ ,  $m-s$ ,  $m-2s$  y  $m-3s$  correspondientes a las ordenadas de frecuencias acumuladas 99,78%, 97,73%, 84,14%, 50,00%, 15,87%, 2,28% y 0,14% respectivamente, siendo  $m$  la mediana y  $s$  el desvío típico de la población.

Se han establecido de esta manera los valores de fondo ( $m+s$  a  $m-s$ ), variaciones regionales positivas del fondo ( $m+s$  a  $m+2s$ ), variaciones regionales nega-

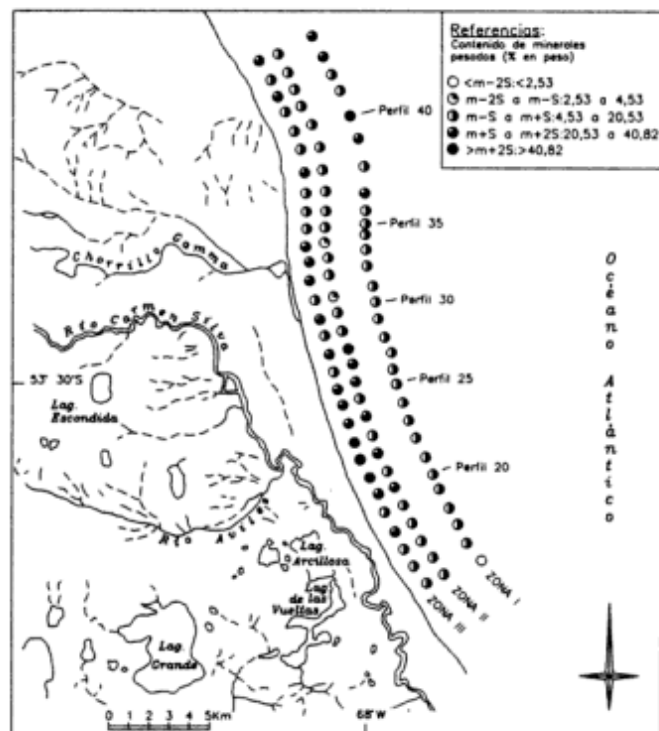
tivas del fondo ( $m-s$  a  $m-2s$ ), anomalías positivas (mayor que  $m+2s$ ) y anomalías negativas (menor que  $m-3s$ ) (Tabla 6).

### Discusión

Los perfiles en los cuales se hallaron las mayores concentraciones de minerales pesados se sitúan en la planicie de derivación de los ríos Gamma, Carmen Silva y Avilés (Fig. 7). Las antiguas crestas de playa, que constituyen la Fm. San Sebastián, han sido datadas por Auer (1970) entre 4.000 y 3.500 años y por Codignotto (1976) entre  $1.310 \pm 100$  y  $2.900 \pm 100$ . Puede postularse que los protoríos Carmen Silva, Avilés y cursos menores desarrollaron una red hídrica paralela entre sí que desembocaba en el mar a la latitud aproximada del trazado oeste-este del curso actual de estos ríos. La transgresión post-glacial dio origen a la topografía rítmica de la Formación San Sebastián, lo que ocasionó la paulatina deriva paralela a la costa, del río Carmen Silva hacia el sur produciendo la captura de cursos menores y la del río Avilés, determinando su configuración actual. Una evolución semejante, con la antigua desembocadura del río Carmen Silva en el paraje La Sara, y su posterior deriva hacia el sur fue propuesta por Codignotto (1990).

La hipótesis que se propone, derivada de lo antes expuesto, es que las altas concentraciones de minerales pesados están situadas en las desembocaduras antiguas de los ríos, anteriores a la transgresión post-glacial y que se deben al depósito de las cargas que dichos cursos transportaban.

Un aspecto que merece destacarse es que la franja costera de la playa, entre los perfiles 1 y 19, en donde las concentraciones son bajas, se corresponde en el interior de la isla, con lo que Abril (1987) denomina "...comarcas de las lagunas entre los ríos Moneta y Avilés". En este sector la existencia de cubetas de origen glacial impidió el ordenamiento del drenaje



**Figura 7:** Distribución geográfica de minerales pesados según su clasificación en intervalos de fondo ( $m-s$  a  $m+s$ ), variaciones regionales del fondo (positivas:  $m+s$  a  $m+2s$ , negativas:  $m-s$  a  $m-2s$ ) y anomalías (positivas  $> m+2s$  y negativas  $< m-2s$ ).

**Tabla 6:** Umbrales de fondo y anomalías para la distribución geográfica de los minerales pesados.

Límites	Pesados Totales	No magnéticos	Magnéticos
$m-3s$	1,00	1,36	0,003
$m-2s$	2,52	2,31	0,009
$m-s$	4,53	4,32	0,036
$m$	10,00	8,55	0,186
$m+s$	20,53	16,85	1,000
$m+2s$	40,28	34,33	5,320
$m+3s$	62,82	53,28	13,880

je, formándose las lagunas hoy existentes. Como consecuencia de ello no se habrían producido desembocaduras fluviales y por ende, aportes de minerales pesados.

De la observación de los esquemas de distribución geográfica de los minerales pesados se destaca que las máximas concentraciones se desplazan progresivamente de sur a norte, desde la zona I hasta la zona III. Este fenómeno puede ser debido a procesos hidrodinámicos del tipo de corrientes de retrolavado (*backwash*) que localmente producirían una deriva de sentido diferente al de la deriva litoral regional, determinada por Isla y Bujalesky (1993) en la zona de El Páramo.

Una explicación alternativa de la localización de estas concentraciones de minerales pesados es que la misma es consecuencia de la acción de factores hidrodinámicos sobre los depósitos glaciogénicos intra y submareales (Isla, com. pers.; Bujalesky, com. pers.). Los elementos reunidos en este trabajo no permiten definir esta cuestión, si bien los autores encuentran destacable al menos la coincidencia espacial antiguas desembocaduras-mayores concentraciones de metales pesados.

## Conclusiones

Los resultados expuestos anteriormente, permiten obtener importantes conclusiones referidas a la presencia de minerales pesados en el sector de playas estudiado.

1. Los porcentajes en peso determinados, con un valor medio del 14,23 % y máximos de hasta un 58,66 %, constituyen concentraciones totales significativas, si bien se requeriría profundizar en estudios mineralógicos y en valoraciones volumétricas para determinar la verdadera significación del recurso.

2. El estudio granométrico ha permitido determinar que la fracción que mayor porcentaje de minerales pesados presenta es la arena fina en la zona I, y la arena muy fina en las zonas II y III.

3. La distribución geográfica de los minerales pesados presenta un tramo de 17 km (entre los perfiles 17 y 34) en las zonas I y II con las mayores concentraciones (un promedio del 29,3%), que se desplaza hacia el norte (entre los perfiles 37 y 44) en la zona III.

4. El análisis de esta distribución ha llevado a postular que el origen de los depósitos de minerales pesados podría deberse depósito de las cargas de los ríos Chorrillo Gamma, Carmen Silva y Avilés en las antiguas desembocaduras anteriores a la transgresión post-glacial. El desplazamiento de las mayores concentraciones en las zonas I y II hacia el norte en la zona III, juntamente con las mencionadas diferencias granométricas entre esos dos ambientes, permi-

te proponer mecanismos de deriva debidos a corrientes de retorno o longitudinales, para el sector de playas estudiado.

## Agradecimientos

Los autores agradecen especialmente a la Gobernación del entonces Territorio Nacional de la Tierra del Fuego y a las autoridades de la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales por el apoyo recibido para la ejecución del proyecto referido. A Federico Isla por alentar la difusión de estos resultados y su lectura crítica del manuscrito. Las figuras fueron realizadas por los cartógrafos Mónica Tomás, Virginia Bernasconi y Marcelo Farenga.

Los comentarios efectuados por los árbitros de la revista, R. O. Tófaló y G. G. Bujalesky, permitieron enriquecer y mejorar este trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abril, E., 1987. La geomorfología regional de la Tierra del Fuego (Argentina) analizada con el empleo de imágenes satelitarias y con apoyo de fotografías aéreas y control de campo. 2º Simposio Latinoamericano Sensores Remotos. Bogotá, Colombia.
- Angelelli, V. y Chaar, E., 1964. Las arenas de la bahía San Blas su investigación por minerales de hierro, titanio y circonio. Partido de Carmen de Patagones, Prov. de Buenos Aires. Comisión Nacional de Energía Atómica, Publicación, 122, 56 p.
- Angelelli, V. y Chaar, E., 1967. Los depósitos de titanomagnetita, ilmenita y circon de la bahía San Blas (tramo baliza La Ballena-faro Segunda Barranca), partido de Carmen de Patagones, prov. de Buenos Aires. Comisión Nacional de Energía Atómica, Publicación, 210, 43 p.
- Auer, V., 1970. The pleistocene of Fuego-Patagonia. Part. V. Quaternary problems of southern South America. Ann. Acad. Sci. Fennicae A.100, 1-193, Helsinki.
- Bujalesky, G. G., 1990. Morfología y dinámica de la sedimentación costera de la espiga Península El Páramo, Bahía San Sebastián, Isla Grande de la Tierra del Fuego. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. (Inédita).
- Bujalesky, G. G., 1997. Morfodinámica y evolución histórica de la espiga Punta Poper y la boca de mareas del Río Grande, Tierra del Fuego. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52 (2): 187-201.
- Bujalesky, G. y Gonzalez Bonorino, G., 1991. Gravel spit stabilized by unusual (?) high-energy wave climate in bay side, Tierra del Fuego. Coastal Sediments'91, 960-974, Seattle.
- Bujalesky, G., Gonzalez Bonorino, G., Arche, A., Isla, F., y Vilas, F., 1987. La espiga península Páramo, Isla Grande de la Tierra del Fuego, Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, 1: 115-117, San Miguel de Tucumán.
- Codignotto, J. O., 1976. Geología y rasgos geomorfológicos de la Patagonia Extrandina, entre el río Chico de Gallegos (Santa Cruz) y la bahía de San Sebastián (Tierra del Fuego). Tesis Doctoral, Facultad de Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Codignotto, J. O., 1990. Evolución en el Cuaternario del sector de costa y plataforma submarina entre el río Coig, Santa Cruz,

- y Punta María, Tierra del Fuego. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 45 (1-2): 9-16.
- Codignotto, J. O y Malumián, N., 1981. Geología de la región al norte del paralelo 54° S de la Isla Grande de la Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36: 44-88.
- Cohen, L. 1973. Relevamiento del Clima. Capítulo II en: Relevamiento expeditivo de los recursos naturales de la zona cordillerana de la región Patagonia. Informe Estación Experimental INTA Bariloche. (Inédito).
- De Ferrariis, C., 1939. Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la terminología estratigráfica. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 171: 43-44, 94-95.
- Etchichuri, M. C. y Tofalo, R., 1981. Sedimentología de muestras litorales de Tierra del Fuego, entre Cabo Espíritu Santo y Mina María. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (4): 333-357.
- Gagliardo, M., 1994. Minerales pesados de playas de la espiga de San Sebastián, Tierra del Fuego. 2º Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Instituto de Recursos Naturales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación, 3: 101-108.
- Isla, F.I., 1993. Overpassing and amourning phenomena on gravel beaches. *Marine Geology*, 110: 369-376.
- Isla, F. I. y Bujalesky, G. G., 1993. Saltation on gravel beaches, Tierra del fuego, Argentina. *Marine Geology*, 115: 263-270.
- Isla, F. I., Vilas, F. E., Bujalesky, G. G., Ferrero, M., Gonzalez Bonorino, G. y Miralles, A., 1991. Gravel drift and wind effects on the macrotidal San Sebastian Bay, Tierra del fuego, Argentina. *Marine Geology*, 97: 211-224.
- Lepeltier, C., 1969. A simplified treatment of geochemical data bay graphical representation. *Economic Geology*, 64: 538-550.
- Popper, J., 1887. Exploración de la Tierra del Fuego. Instituto Geográfico Militar, Boletín, 8: 73-115.
- Popper, J., 1890. Apuntes geográficos, etnológicos, estadísticos e industriales sobre Tierra del Fuego. Instituto Geográfico Militar, Boletín, 11: 130-170.
- Rodionov, D. A., 1965. Distribution functions of the elements and mineral contents of igneous rocks. Consultant Bureau, N.York, 80 pp. (Traducido del ruso).
- Servicio de Hidrografía Naval, 1985. Tablas de Marea. pp. 215-240.
- Sinclair, A. J., 1981. Applications of probability graphs in mineral exploration. The Association of Exploration Geochemists, Special Volume, 4, 95 p., Canadá.
- Sister, R. G., 1948. Contribución al conocimiento de los aluviones del departamento San Sebastián, Tierra del Fuego. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 181. (Inédito).
- Wassef, S. N., 1981. Distribution and properties of placer ilmenite in East Rosetta Beach sands, Egipto. *Mineralium Deposita*, 16 (2): 259-268.

**Recibido:** 9 de diciembre, 1996

**Aceptado:** 9 de diciembre, 1997

# Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis

Norma BROGIONI

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo,  
Paseo del Bosque, 1900 La Plata*

**ABSTRACT.** *Mineralogy and petrography of Las Chacras-Piedras Coloradas batholith, San Luis.* Las Chacras-Piedras Coloradas Batholith of the San Luis Range, postdates the prekinematic and synkinematic granitoids exposed there. Four plutons constitute the batholith, each one displaying its own petrographic identity characterized by the arrangement of different structural, textural and compositional rock facies. Rocks are mainly monzogranites with mineral paragenesis and mineral chemistry typical of I-type calc-alkaline granitoids. Biotite composition range is intermediate between annite and phlogopite, -with Fe-rich and Mg-poor cores-, whereas amphibole displays edenitic cores and ferroedenite rims. The increase of biotite and amphibole Fe/Fe + Mg ratio with rock-silica contents, and the earlier development of magnetite + titanite assemblages, suggest that magmatic crystallization proceeded at high initial oxygen fugacity and then gradually evolved to more reduced conditions. Temperature gradually decreased, but mantling of plagioclase on microcline and incipient cellular growth in plagioclase cores denote temperature fluctuations which are interpreted as being due to magma mixing. Large microcline crystals were favoured by water-undersaturation of magma during most of the crystallization. Some subsolidus re-equilibration and textural changes then took place during a late magmatic stage. Compositional and textural features of rocks show that two main mechanisms -an early and complex mixing processes between supracrustal and mafic materials, followed by fractional crystallization-, played a relevant role in the melt evolution. A genetic model is proposed taking into account the structural, textural and compositional features of the plutons.

## Introducción

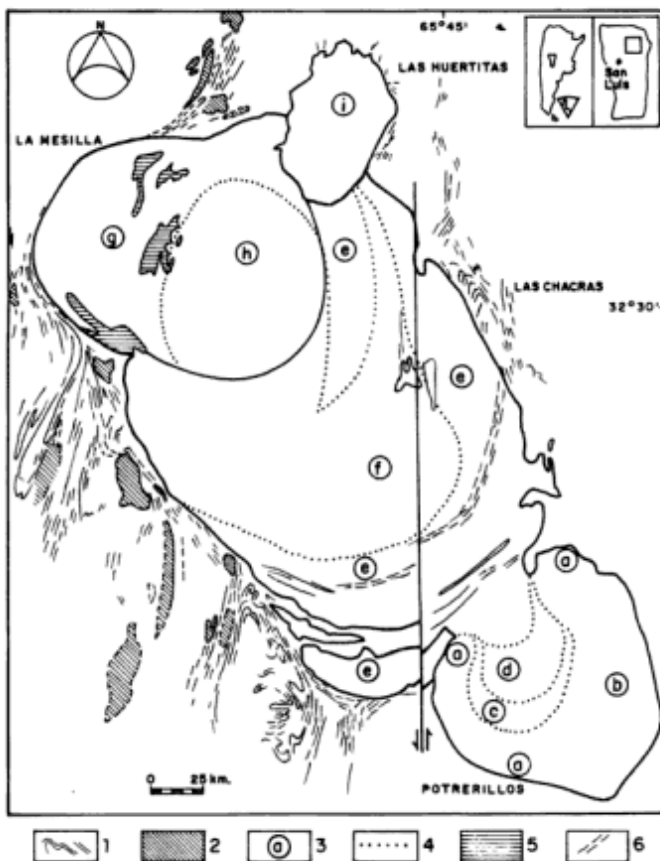
El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas aflora en el extremo nororiental de la sierra de San Luis. Esta unidad geomorfológica, que pertenece a las Sierras Pampeanas orientales, está constituida por varios bloques de basamento ígneo-metamórfico, que se encuentran desplazados verticalmente y volcados hacia el Este como consecuencia de la orogenia andina. Las rocas metamórficas de la sierra se distribuyen en fajas meridionales de grado contrastante -desde facies esquistos verdes baja hasta anfíbolita alta-, cuya yuxtaposición podría ser de origen tectónico (Ortiz Suárez *et al.* 1992). El magmatismo ha sido intenso y de composición variada, predominando ampliamente el de naturaleza granítica. La evolución metamórfica y los eventos intrusivos han tenido lugar durante el Paleozoico.

Los primeros estudios geocronológicos de los granitoides de la sierra de San Luis, realizados en la década del 70, permitieron establecer la existencia de tres ciclos de intrusiones graníticas. En la actualidad, y tomando en cuenta la relación temporal que cada uno de ellos guarda con respecto a la última fase deformacional (de edad ordovícica) del basamento, se reconocen granitoides precinemáticos, sincinemá-

ticos y postcinemáticos, con rasgos geológicos y petrográficos específicos.

Los granitoides precinemáticos y sincinemáticos forman cuerpos concordantes, elongados y foliados en el sentido NNE-SSO de la estructura metamórfica regional. En el primer caso se trata de tonalitas y monzogranitos parcialmente recristalizados, con abundante biotita + epidoto y escaso anfíbol (Ortiz Suárez *et al.* 1992; Brogioni *et al.* 1994; Sato y Llamblás 1994; Sánchez *et al.* 1996; Sato *et al.* 1996). En el segundo grupo -en cambio- se encuentran granodioritas con muscovita + granate y escasa biotita (López de Luchi 1987; Llamblás *et al.* 1991; Ortiz Suárez *et al.* 1992; Brogioni *et al.* 1994; Llamblás *et al.* 1996).

El mayor exponente del magmatismo postcinemático es el batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, el cual representa el último evento intrusivo de la sierra, previo a su cratonización (Brogioni 1987, 1993) (Fig. 1). A diferencia de los anteriores, los cuatro cuerpos que lo integran se encadenan en discordancia con respecto a la estructura regional, y la foliación mineral responde al modelo circular de los plutones (Brogioni 1987, 1992). El quimismo de las rocas ha permitido establecer la naturaleza calcoalcalina potásica del magma, así como también el am-



**Figura 1:** Esquema geológico del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas. 1, Basamento metamórfico; 2, Granitoides sincinemáticos; 3, Facies petrográficas de los plutones del batolito; 4, Contactos entre facies; 5, Monzonitas; 6, Diques cónicos

biente de emplazamiento del batolito, que correspondería a un arco magmático en transición a intraplaca (Brogioni *et al.* 1989; Brogioni 1991, 1993). Con posterioridad, Daziano y Lucero Michaut (1994) han postulado un carácter francamente peralcalino para este magmatismo.

Los estudios petrográficos y mineralógicos que se desarrollan en esta contribución permiten definir la identidad textural y composicional de cada uno de los plutones del batolito. Se investigan las variaciones composicionales de los minerales esenciales, y su composición química es evaluada en forma conjunta con las características texturales y microestructurales. El objetivo es establecer la naturaleza geoquímica del magma y las condiciones bajo las cuales tuvo lugar su evolución.

### Metodología analítica

Se estudiaron 148 muestras representativas de las unidades graníticas, los enclaves contenidos en ellas y los cuerpos tabulares que las intruyen. La clasificación de las rocas se realizó mediante el análisis

modal de 141 muestras -efectuado con contador de puntos-, estimándose una desviación estándar (Van der Plas y Tobi 1965) de 4 % en el contenido de los componentes félsicos. Los minerales analizados químicamente provienen de rocas representativas de cada una de las unidades litológicas que integran el batolito. La composición química fue determinada -en secciones delgadas pulidas- con microsonda electrónica ARL-SEMQ. Se utilizó el estándar operativo interno Kakanui y los estándares de análisis del Smithsonian Institute de Washington para silicatos y óxidos. Las condiciones de trabajo fueron 20 kV (voltaje de aceleración) y 20 mA (corriente de la muestra), y las proporciones catiónicas se calcularon con el programa MINER, de la Sección Mineralogía y Petrología de la Universidad de Florencia, Italia. La triclinicidad del microclino se determinó por difracción de Rayos X, con un equipo Philips (tubo de Cu y filtro de Ni), condiciones de trabajo de 20 mA - 40 kV,  $I = 1000/2$  y  $500/2$ ,  $V = 1/2^\circ$  por minuto, y  $F_2Ca$  recristalizado a  $800^\circ C$  como estándar interno. La ecuación utilizada fue  $\Delta = 12,5 [d(131) - d(1\bar{3}1)]$  (Goldsmith y Laves 1954).

### Petrografía

#### Plutón Potrerillos

La mayor parte del cuerpo (Fig. 1, facies b) está formada por monzogranitos rojizos (de allí su denominación comercial "Rojo Dragón") equigranudos, de grano medio a grueso -del orden del centímetro-, en los cuales se encuentran ocasionalmente cristales de feldespato alcalino de hasta 2 o 3 cm de longitud (Tabla 1, Fig. 2). En algunos casos, en proximidades al contacto con las metamorfitas encajantes (Fig. 1, a), estos monzogranitos gradan a pórfidos monzograníticos y sienograníticos -con fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino de hasta 5 mm, en una pasta fina (<0,7 mm)-, constituyendo un borde enfriado discontinuo de unos 2 m de espesor. Hacia el interior del cuerpo los monzogranitos se tornan rojizo-anaranjados, aumenta el contenido de fenocristales de feldespato alcalino y pasan transicionalmente (Fig. 1, facies c) a la facies interna (Fig. 1, d), constituida por monzogranitos y sienogranitos biotíticos fuertemente porfíricos. Estas rocas se denominan comercialmente "Rosa del Salto" y "Gris Perla", debido a sus megacristales rosados o grises de hasta 7 cm de longitud, en una pasta de tamaño inferior al centímetro. A veces el paso entre ambas unidades no es transicional sino abrupto, mediante una zona de 1 a 2 m de ancho enriquecida en cristales de feldespato alcalino -con textura trabecular- y escaso cuarzo.

El índice color de las rocas disminuye en forma gradual en el plutón, desde las fuertemente porfíri-

Tabla 1: Composición modal del plutón Potrerillos.

Muestra	C	Fk	Pl	Bi	Mu	Op	Ap	Ti	Al	Tu	Gr	IC	Clas. Modal
<b>«Rosa del Salto»</b>													
LCH-286A	18,10	54,70	22,00	4,80	-	0,20	0,20	0,20	-	-	-	5,20	Sq
LCH-250	21,30	52,70	23,60	1,80	0,30	0,30	-	-	-	-	-	2,10	SG
LCH-256	26,30	34,00	31,30	7,90	-	0,50	-	-	-	-	-	8,40	MG
LCH-246	36,30	27,30	29,00	6,20	-	0,40	-	0,60	0,10	-	-	7,30	MG
<b>Promedio</b>	<b>25,50</b>	<b>42,17</b>	<b>26,47</b>	<b>5,17</b>	<b>0,07</b>	<b>0,35</b>	<b>0,05</b>	<b>0,20</b>	<b>0,02</b>	-	-	<b>5,75</b>	
<b>«Gris Perla»</b>													
LCH-251A	42,50	23,80	27,60	5,30	-	0,40	-	0,20	0,20	-	-	6,10	MG
<b>Transicional</b>													
LCH-249	24,40	55,50	19,10	0,40	-	0,60	-	-	-	-	-	1,00	MG
LCH-267	29,40	32,50	37,30	0,90	-	-	-	-	-	-	-	0,90	MG
LCH-266	31,20	29,80	37,60	0,90	0,30	0,30	-	-	-	-	-	1,20	MG
LCH-271	36,40	33,00	27,50	2,30	0,80	-	-	-	-	-	-	2,30	MG
<b>Promedio</b>	<b>30,35</b>	<b>37,70</b>	<b>30,37</b>	<b>1,12</b>	<b>0,27</b>	<b>0,22</b>	-	-	-	-	-	<b>1,35</b>	
<b>«Rojo Dragón»</b>													
LCH-285	25,40	34,40	35,60	1,90	2,50	0,20	-	-	-	-	-	2,10	MG
LCH-282	26,40	41,00	32,40	0,20	-	-	-	-	-	-	-	0,20	MG
LCH-286B	27,00	41,40	29,80	1,50	0,20	0,20	-	-	-	-	-	1,70	MG
LCH-284	28,40	34,10	35,50	1,40	0,30	0,20	-	-	-	-	-	1,60	MG
LCH-281	29,50	33,50	31,90	-	5,10	-	-	-	-	-	-	0,00	MG
LCH-283	30,90	33,90	32,20	1,10	1,90	-	-	-	-	-	-	1,10	MG
LCH-262	31,00	25,80	39,80	2,00	0,90	0,40	-	-	-	-	-	2,40	MG
LCH-258	32,70	36,90	28,00	0,70	0,90	0,70	-	-	-	-	-	1,40	MG
LCH-277	32,90	35,90	29,90	0,50	0,80	-	-	-	-	-	-	0,50	MG
LCH-268	33,10	32,00	33,70	0,70	0,30	0,10	-	-	-	-	-	0,80	MG
LCH-264	34,60	28,30	35,10	1,60	0,30	0,30	-	-	-	-	-	1,90	MG
LCH-1	35,60	34,00	29,40	-	1,00	0,10	-	-	-	-	-	0,10	MG
LCH-287	37,20	30,60	30,60	-	1,10	0,20	-	-	-	0,20	-	0,40	MG
LCH-269	39,10	28,70	31,40	0,30	0,20	0,30	-	-	-	-	-	0,60	MG
LCH-273	39,10	30,60	27,10	0,20	3,10	-	-	-	-	-	-	0,20	MG
LCH-261	39,60	30,20	28,40	-	1,00	0,20	-	-	-	0,60	-	0,80	MG
LCH-224	40,20	26,90	31,10	0,90	0,20	-	-	-	-	-	0,70	1,60	MG
LCH-278	41,70	31,20	26,70	-	0,50	-	-	-	-	-	-	0,00	MG
LCH-5	51,00	16,20	30,10	-	2,60	-	-	-	-	-	0,20	0,20	MG
<b>Promedio</b>	<b>34,49</b>	<b>31,87</b>	<b>31,51</b>	<b>0,68</b>	<b>1,20</b>	<b>0,15</b>	-	-	-	<b>0,04</b>	<b>0,05</b>	<b>0,93</b>	
<b>Pórfido de borde enfriado</b>													
LCH-265*	14,24	21,20	5,00	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00	SG
LCH-2	29,80	39,10	29,10	0,10	1,50	0,30	-	-	-	-	-	0,40	MG
<b>Diques</b>													
LCH-248	21,30	25,00	50,50	2,70	-	0,50	-	-	-	-	-	3,20	GrD
LCH-275	29,30	41,00	25,80	3,60	-	0,40	-	-	-	-	-	4,00	MG
LCH-251B	32,80	24,00	40,70	1,70	-	-	-	-	-	-	0,80	2,50	MG
<b>Promedio</b>	<b>27,80</b>	<b>30,00</b>	<b>39,00</b>	<b>2,67</b>	-	<b>0,30</b>	-	-	-	-	<b>0,27</b>	-	
<b>Enclaves</b>													
LCH-250C	11,60	16,60	59,90	11,90	-	-	-	-	-	-	-	11,90	MDq
LCH-250B <sub>2</sub>	23,10	52,80	21,50	1,50	0,20	0,90	-	-	-	-	-	2,40	SG
LCH-250B <sub>1</sub>	28,10	48,10	23,00	0,90	-	-	-	-	-	-	-	0,90	SG
LCH-250B <sub>3</sub>	44,50	28,20	25,30	1,30	0,60	-	-	-	-	-	-	1,30	MG
LCH-250B	47,10	20,50	28,90	3,20	-	0,30	-	-	-	-	-	3,50	MG

C: cuarzo Fk: microclino Pl: plagioclasa Bi: biotita Mu: muscovita Op: opacos Ap: apatito Ti: titanita Al: allanita Tu: turmalina  
Gr: granate IC: índice de color \*Fenocristales  
Sq: sienita cuarcífera SG: sienogranito MG: monzogranito GrD: granodiorita MDq: monzodiorita cuarcífera

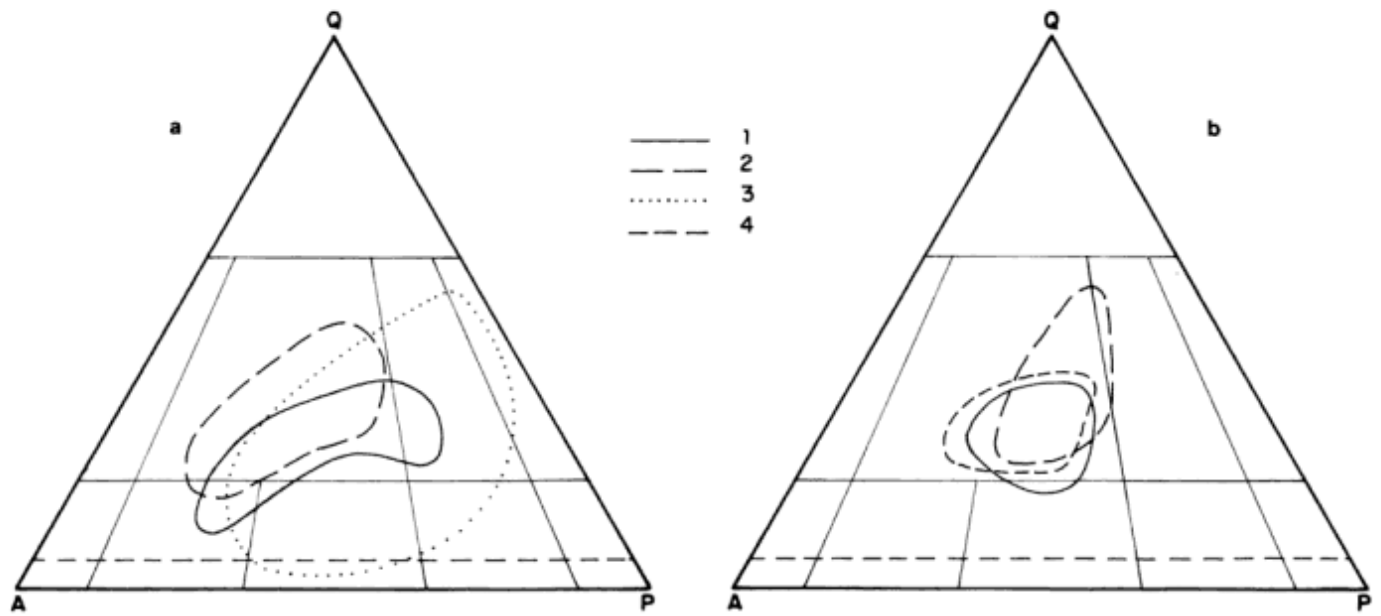


Figura 2: Clasificación modal, a, facies porfíricas b, facies equigranudas; 1, La Mesilla; 2, Potrerillos; 3, Las Chacras; 4, Las Huertitas. Los enclaves microgranulares quedan contenidos en los campos de las facies porfíricas.

cas (Índice de color promedio  $IC_{pr} = 5,82$ ), a las transicionales ( $IC_{pr} = 1,35$ ) y equigranudas ( $IC_{pr} = 0,93$ ). En la facies equigranular son muy comunes las cavidades macromiarolíticas y los cuerpos pegmatíticos turmalínicos redondeados de hasta 30 cm de diámetro. También se encuentran granodioritas aplíticas blanquecinas o rosadas y vetas de cuarzo con scheelita y wolframita. La facies porfírica ha sido intruída

por diques de pegmatitas con muscovita y turmalina, y de aplitas monzograníticas blanquecinas a veces portadoras de granate. Las venas de leucogranitos, en cambio, son poco frecuentes (Fig. 3).

#### Plutón Las Chacras

Está constituido por dos intrusiones groseramente concéntricas. Monzogranitos y granodioritas rosadas porfíricas, con abundantes megacrístales de feldespato -hasta 23 % y 7 cm de longitud- en una pasta equigranuda de 1 cm de tamaño de grano, forman la mayor parte de la unidad externa (Fig. 1, facies e; Tabla 2, Fig. 2). Los megacrístales suelen estar orientados, en particular en las zonas cercanas a los contactos con las rocas encajantes y con los otros plutones, y su tamaño disminuye a 2 cm hacia el contacto con las metamorfitas. La intrusión central (Fig. 1, facies f) está formada por monzonitas cuarcíferas y granodioritas rosadas fuertemente porfíricas, ya que los megacrístales de feldespato alcalino -de hasta 16 cm de longitud- pueden constituir hasta el 35 % de la roca. La pasta es, al igual que en la intrusión externa, equigranuda y del orden del centímetro. La diferencia más notable entre ambas unidades es de índole mineralógica, ya que la externa presenta biotita como único mafito, en tanto que la interna contiene, además, anfíbol. No obstante ello, la cantidad de los componentes máficos es similar y en las dos intrusiones las rocas son leucocráticas, con  $IC_{pr} = 12$  a 14 (Tabla 2).

Los diques de aplitas, microgranitoides, pegmati-

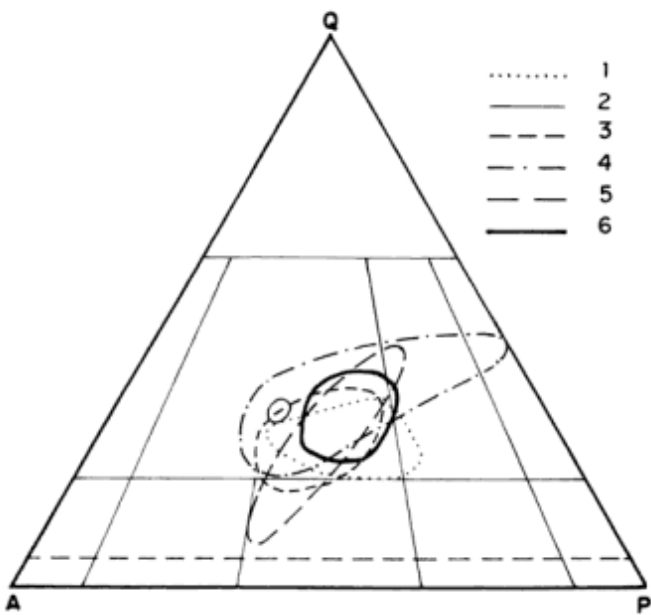


Figura 3: Clasificación modal de diques. 1, Potrerillos; 2, Las Huertitas; 3, La Mesilla; 4, Las Chacras, aplitas; 5, Las Chacras, microgranitoides; 6, Capas cónicas.



Tabla 2: Composición modal del plutón Las Chacras.

Muestra	C	Fk	Pl	Bi	Hb	Mu	Op	Ap	Ti	Al	Ep	Tu	IC	Clas. Modal
<b>Facies anfibólica</b>														
LCH-44	7,70	27,20	48,80	11,00	3,30	-	0,50	0,20	0,90	0,20	-	-	15,90	Mq
LCH-184	7,70	51,70	31,50	4,80	3,40	-	0,20	0,10	0,60	-	-	-	9,00	Mq
LCH-123	13,70	16,80	52,20	10,50	4,70	-	0,30	1,00	0,80	-	-	-	16,30	MDq
LCH-203	13,80	50,70	27,60	6,20	1,40	-	-	-	0,40	-	-	-	8,00	Mq
LCH-183B	14,50	31,50	39,00	8,20	4,40	-	1,70	0,20	0,50	-	-	-	14,80	Mq
LCH-390	16,57	37,24	31,28	12,85	-	-	0,93	-	0,93	-	0,18	-	14,89	Mq
LCH-389	19,40	17,70	42,20	16,70	0,60	-	1,10	0,30	1,00	0,50	-	-	19,90	GrD
LCH-314B	20,80	3,30	56,70	16,00	-	-	1,40	-	1,50	-	-	-	18,90	T
LCH-57	36,70	22,70	31,30	7,80	0,70	-	0,20	-	0,50	-	-	-	9,20	MG
LCH-180	38,60	15,20	33,20	10,80	0,50	-	0,30	0,10	1,40	-	-	-	13,00	GrD
<b>Promedio</b>	<b>18,95</b>	<b>27,40</b>	<b>38,52</b>	<b>10,48</b>	<b>1,90</b>	-	<b>0,66</b>	<b>0,19</b>	<b>0,85</b>	<b>0,07</b>	<b>0,02</b>	-	<b>13,99</b>	
<b>Facies biotítica</b>														
LCH-217	12,70	43,70	30,80	12,30	-	-	0,20	-	0,30	-	-	-	12,80	Mq
LCH-205	19,60	29,90	41,90	8,50	-	-	-	-	0,10	-	-	-	8,60	MG
LCH-222	21,90	26,10	43,90	7,10	-	-	0,50	-	0,50	-	-	-	8,10	MG
LCH-89	23,40	21,80	42,00	12,30	-	-	0,10	-	0,10	0,30	-	-	12,80	GrD
LCH-221	24,20	5,80	49,40	18,20	-	-	0,70	0,40	1,30	-	-	-	20,20	GrD
LCH-305B	25,70	44,40	23,10	6,10	-	-	0,20	-	0,30	-	-	-	6,60	SG
LCH-30A	26,80	10,40	51,90	10,00	-	-	0,40	0,40	-	-	-	-	10,40	GrD
LCH-245	29,70	30,30	25,00	13,10	-	-	-	1,20	-	0,40	-	-	13,50	MG
LCH-226	33,10	13,40	37,60	15,30	-	-	0,30	-	0,30	-	-	-	15,90	GrD
LCH-87	46,50	2,80	35,50	14,70	-	-	0,30	-	0,20	-	-	-	15,20	T
<b>Promedio</b>	<b>26,36</b>	<b>22,86</b>	<b>38,11</b>	<b>11,76</b>	-	-	<b>0,27</b>	<b>0,20</b>	<b>0,31</b>	<b>0,07</b>	-	-	<b>12,41</b>	
<b>Diques</b>														
LCH-51	10,80	54,00	32,00	3,10	-	-	-	0,20	-	-	-	-	3,10	Mq
LCH-42	21,80	36,10	27,30	7,30	5,30	-	0,90	-	1,20	0,10	-	-	14,80	MG
LCH-99	23,00	41,60	33,40	0,80	-	-	0,30	0,40	-	-	-	0,50	1,60	MG
LCH-91	24,10	32,40	27,50	15,40	-	-	-	0,10	-	-	0,50	-	15,90	MG
LCH-14	24,50	31,80	32,90	3,70	-	-	0,30	-	-	-	-	-	4,00	MG
LCH-214	27,90	29,59	31,90	9,70	-	0,50	-	-	-	-	0,50	-	10,20	MG
LCH-229B	30,10	28,60	29,30	1,60	-	9,20	-	-	-	-	-	1,30	2,90	MG
LCH-61	34,00	33,40	27,00	1,40	-	3,90	-	0,30	-	-	-	-	1,40	MG
LCH-39	34,80	42,10	20,30	2,10	-	-	0,40	0,20	0,10	-	-	-	2,60	SG
LCH-78	39,90	-	47,30	-	-	10,10	-	0,10	-	-	-	2,60	2,70	T
LCH-92	44,00	18,40	36,40	1,10	-	-	0,10	-	-	-	-	-	1,20	GrD
<b>Promedio</b>	<b>28,63</b>	<b>31,63</b>	<b>31,39</b>	<b>4,20</b>	<b>0,48</b>	<b>2,15</b>	<b>0,18</b>	<b>0,12</b>	<b>0,12</b>	<b>0,01</b>	<b>0,09</b>	<b>0,40</b>	<b>5,49</b>	
<b>«Cone sheets»</b>														
LCH-27	24,10	34,00	41,30	0,60	-	-	-	-	-	-	-	-	0,60	MG
LCH-19	26,50	34,80	34,20	0,30	-	0,60	-	-	-	-	-	-	0,30	MG
LCH-29	28,90	29,70	40,20	1,20	-	-	-	-	-	-	-	-	1,20	MG
LCH-26	30,20	28,50	40,30	0,70	-	0,30	-	-	-	-	-	-	0,70	MG
LCH-28	30,70	37,00	31,30	0,70	-	0,40	-	-	-	-	-	-	0,70	MG
LCH-20	32,10	21,30	34,90	1,50	-	10,20	-	-	-	-	-	-	1,50	MG
LCH-24	34,80	31,70	29,40	3,50	-	0,60	-	-	-	-	-	-	3,50	MG
LCH-25	35,90	32,00	31,70	0,50	-	-	-	-	-	-	-	-	0,50	MG
<b>Promedio</b>	<b>30,40</b>	<b>31,12</b>	<b>35,41</b>	<b>1,12</b>	-	<b>1,51</b>	-	-	-	-	-	-	<b>1,17</b>	
<b>Enclaves</b>														
LCH-245B	-	-	52,00	40,40	-	-	0,20	5,00	2,40	-	-	-	43,00	D
LCH-41	3,70	54,60	17,20	12,50	8,10	-	1,50	0,80	1,40	-	0,20	-	24,50	S
LCH-94	16,60	11,50	44,50	23,50	0,90	-	0,80	0,20	1,70	-	0,50	-	27,40	GrD
LCH-95	24,80	20,00	26,40	17,90	8,00	-	0,50	0,70	1,50	-	0,30	-	28,20	MG

Hb: hornblenda Ep: epidoto  
Mq: monzomita cuarcífera T: tonalita D: diorita S: sienita

tas y leucogranitos son muy abundantes en ambas unidades (Brogioni 1992) (Fig. 3). Los diques de microgranitoides son rosados o blanco-grisáceos y pueden gradar lateralmente a pegmatitas con turmalina. Suelen contener relictos de la facies porfírica a la que intruyen, y a veces presentan cristales de biotita orientada. Las aplitas, blancas o rosadas, tienen ocasionalmente cristales de biotita de mayor desarrollo y -cuando afloran en las proximidades del contacto entre la facies biotítica y la anfibólica-, xenolitos de < 10 cm de longitud, de esquistos biotíticos orientados en forma paralela a las paredes de los diques. Los microgranitoides y aplitas son en su mayor parte monzogranitos equigranulares a porfíricos, pero se encuentran también sienogranitos, granodioritas y tonalitas (Tabla 2). La mayoría son hololeucocráticos (Tomkeieff 1985), con  $IC_{pr}$  inferior a 4, aunque algunos monzogranitos presentan mayor contenido de mafitos. Los diques de leucogranitos, de contactos poco definidos, son de grano medio a fino y están compuestos de cuarzo y feldespatos. Las pegmatitas pueden tener escasa muscovita, turmalina, berilo, biotita y minerales opacos.

Hay, además, diques cónicos que intruyen a la facies biotítica (Brogioni 1992) (Fig. 1). Están constituidos en su mayor parte por aplitas rosadas o blancas -a veces con diferenciados pegmatíticos centrales portadores de turmalina-, y en menor proporción por microgranitos que pueden contener fragmentos de la facies biotítica o xenolitos de esquistos biotíticos. Se trata de rocas equigranulares a ligeramente porfíricas, con un rango composicional restringido ya que son monzogranitos hololeucocráticos, con  $IC_{pr} = 1,17$  (Fig. 3, Tabla 2).

#### *Plutón La Mesilla*

Está formado por dos facies petrográficas. La unidad más externa (Fig. 1, facies g) está integrada por monzogranitos y granodioritas porfíricas (Tabla 3, Fig. 2), que se caracterizan por presentar hasta un 26 % de megacristales de feldespato alcalino. El tamaño de éstos raramente supera 4 cm de longitud y se encuentran inmersos en una pasta equigranulada del orden de 3 a 7 mm, aunque por lo general, inferior a 5 mm. Las rocas son leucocráticas, con  $IC_{pr} = 7,25$ . La unidad central (Fig. 1, facies h) está representada por monzogranitos rosado-anaranjados de grano mediano y equigranulares, en los cuales aparecen ocasionalmente cristales de feldespato alcalino de hasta 2 o 3 cm de longitud. Estas rocas presentan miarolas redondeadas a elongadas de < 1 cm, en muchos casos orientadas, así como también oquedades -producto de la alteración de minerales opacos-, tapiadas por pátinas de óxidos de hierro. Los monzogranitos son rocas hololeucocráticas, con  $IC_{pr} = 4,25$ .

Tanto en la unidad porfírica como en la equigranulada son muy frecuentes los diques de aplitas y pegmatitas (Brogioni 1992). Los primeros son de tonalidades rosadas o blanquecinas, suelen presentar diferenciados micrograníticos o pegmatíticos centrales, y su composición es monzogranítica (Fig. 3). Los diques pegmatíticos tienen muscovita, turmalina y más raramente sulfuros oxidados y berilo. En las zonas próximas a los contactos, en la unidad porfírica se encuentran, además, diques de pórfidos graníticos con pastas muy finas. Numerosos diques circulares aplíticos y pegmatíticos afloran en las adyacencias del contacto noroccidental del plutón.

Dentro de la unidad porfírica se encuentran afloramientos de hasta 14 km<sup>2</sup> de rocas leuco a mesocráticas, porfíricas -debido a la presencia de escasos cristales de feldespato alcalino de 2 a 3 cm de longitud-, en una pasta de grano inferior a 3 mm (Fig. 1). Suelen presentar venillas de cuarzo y feldespato alcalino. Si bien estas rocas son de naturaleza monzonítica, presentan una amplia variación modal y heterogeneidad textural (Tabla 3).

#### *Plutón Las Huertitas*

Está constituido en su mayor parte por monzogranitos rojizos a rojizo-anaranjados, con miarolas de hasta 1 cm de diámetro (Fig. 1, facies i; Tabla 4, Fig. 2). Las rocas son equigranulares -aunque en el campo suelen encontrarse cristales esporádicos de feldespato alcalino de hasta 1 cm-, y de grano fino a medio (1 a 4 mm). En zonas próximas a los contactos pueden presentar signos de deformación (tales como flexuración y acodamientos de las micas) probablemente relacionados con el mecanismo de intrusión, y también suelen encontrarse rocas porfíricas, a veces de naturaleza glomeroporfírica.

La región centro-norte del plutón se encuentra afectada por alteración hidrotermal. Este evento transformó los monzogranitos en granitos alcalifeldespáticos -típicamente con aureolas de color violáceo originadas por la alteración de minerales opacos-, y condujo a la formación de depósitos minerales de U-Th y Tierras Raras, a presiones mínimas de 1 a 2 kb (Gay y Lira 1984; Lira y Ripley 1990, 1991, 1992; Williams-Jones y Wood 1991). Los granitos alcalifeldespáticos han sido considerados alaskitas (Lira y Ripley 1990) y posteriormente como fenitas (Lira y Ripley 1992). Se caracterizan por contener fluorita, aegirina-augita (Lira y Ripley 1990, 1992) y productos secundarios -carbonatos-, así como también por el mayor contenido de minerales opacos (Tabla 4). Tanto los monzogranitos como los granitos alcalifeldespáticos son hololeucocráticos, con índice de color < 3 (Tabla 4). Hacia los niveles topográficamente inferiores, las rocas equigranuladas gradan a un grani-

Tabla 3: Composición modal del plutón La Mesilla.

Muestra	C	Fk	Pl	Hb	Bi	Mu	Op	Ap	Ti	Zr	Cs	IC	Clas. Modal
<b>Facies porfírica</b>													
LCH-331	22,30	50,50	23,40	-	3,80	-	-	-	-	-	-	3,80	SG
LCH-330A	22,90	43,20	27,90	-	3,90	-	2,10	-	-	-	-	6,00	MG
LCH-363B	24,40	20,70	47,60	-	5,70	-	0,60	0,10	0,90	-	-	7,20	GrD
LCH-335	25,20	20,30	40,90	-	13,20	-	0,40	-	-	-	-	13,60	GrD
LCH-339B	26,30	41,20	29,10	-	3,00	-	0,30	-	0,20	-	-	3,50	MG
LCH-317	27,40	34,90	28,00	-	9,30	-	-	-	0,40	-	-	9,70	MG
LCH-292A	29,80	30,80	31,00	-	7,60	-	-	0,50	0,20	-	-	7,80	MG
LCH-460	31,50	19,50	42,60	-	6,30	-	-	-	0,10	-	-	6,40	GrD
<b>Promedio</b>	<b>26,22</b>	<b>32,64</b>	<b>33,81</b>	<b>-</b>	<b>6,60</b>	<b>-</b>	<b>0,42</b>	<b>0,07</b>	<b>0,22</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>7,25</b>	
<b>Facies equigranular</b>													
LCH-324	18,20	41,30	36,60	-	2,40	-	1,40	-	-	-	-	3,80	Mq
LCH-325	20,30	35,50	35,40	-	6,60	-	1,70	-	0,30	0,20	-	8,80	MG
LCH-323B	21,00	34,30	39,60	-	3,90	-	1,10	0,20	-	-	-	5,00	MG
LCH-349	21,20	39,90	35,00	-	2,30	-	1,20	0,10	0,10	-	-	3,60	MG
LCH-289	23,10	46,90	23,10	-	5,40	-	0,80	0,30	-	-	-	6,20	SG
LCH-342	23,90	38,70	33,70	-	2,20	-	0,80	-	0,70	-	-	3,70	MG
LCH-301	26,50	35,30	34,80	-	3,10	-	0,20	-	-	-	-	3,30	MG
LCH-300	26,80	41,60	28,30	-	3,10	-	0,20	-	-	-	-	3,30	MG
LCH-344	27,10	37,30	31,50	-	3,30	-	0,90	-	-	-	-	4,20	MG
LCH-302	27,30	40,30	29,30	-	2,90	-	0,20	-	-	-	-	3,10	MG
LCH-364	28,20	32,80	34,90	-	3,20	-	0,80	-	-	-	-	4,00	MG
LCH-311	29,60	29,20	34,50	-	5,20	-	1,20	0,20	-	-	-	6,40	MG
LCH-372	29,80	34,60	33,90	-	0,80	-	0,80	-	-	-	-	1,60	MG
LCH-334	29,90	31,20	29,40	-	7,90	-	1,70	-	-	-	-	9,60	MG
LCH-233	30,20	35,20	30,50	-	2,50	0,60	1,10	-	-	-	-	3,60	MG
LCH-234	30,50	33,50	32,90	-	2,10	0,30	0,80	-	-	-	-	2,90	MG
LCH-322B	31,30	31,80	29,80	-	6,00	0,20	0,70	-	-	0,20	-	6,90	MG
LCH-231	31,90	32,40	34,50	-	1,10	-	0,20	-	-	-	-	1,30	MG
LCH-325B	32,60	32,10	31,90	-	2,30	0,30	0,60	0,20	-	-	-	2,90	MG
LCH-291	33,00	39,60	26,40	-	0,70	-	0,20	-	-	-	-	0,90	MG
<b>Promedio</b>	<b>27,12</b>	<b>36,17</b>	<b>32,30</b>	<b>-</b>	<b>3,35</b>	<b>0,07</b>	<b>0,83</b>	<b>0,05</b>	<b>0,05</b>	<b>0,02</b>	<b>-</b>	<b>4,25</b>	
<b>Diques</b>													
LCH-232B	18,80	42,30	35,10	-	3,60	-	1,10	-	-	-	-	4,70	Mq
LCH-323A	23,60	44,90	30,90	-	0,30	0,30	-	-	-	-	-	0,30	MG
LCH-332	24,60	35,50	39,30	-	0,20	0,30	-	-	-	-	0,20	0,40	MG
LCH-357	26,80	37,10	35,60	-	0,30	0,10	0,10	-	-	-	-	0,40	MG
LCH-351	28,50	34,20	33,20	-	3,20	-	0,80	-	-	-	-	4,00	MG
LCH-330C	28,70	40,60	30,10	-	0,40	0,10	0,10	-	-	-	-	0,50	MG
LCH-330B	29,10	44,30	26,20	-	0,30	-	0,10	-	-	-	-	0,40	MG
LCH-322A	29,70	26,70	35,70	-	1,60	6,00	0,20	-	-	-	-	1,80	MG
LCH-336	33,80	31,20	32,20	-	2,10	-	0,70	-	-	-	-	2,80	MG
<b>Promedio</b>	<b>27,07</b>	<b>37,42</b>	<b>33,14</b>	<b>-</b>	<b>1,33</b>	<b>0,75</b>	<b>0,34</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>0,02</b>	<b>1,70</b>	
<b>Monzonitas</b>													
LCH-310	8,50	11,20	41,60	14,70	20,40	-	0,20	0,70	2,70	-	-	38,00	MDq
LCH-346	13,10	31,60	30,10	3,40	18,00	-	0,70	0,60	2,60	-	-	24,70	Mq
LCH-421B	14,20	23,90	38,50	5,10	16,90	-	-	0,20	1,20	-	-	23,20	Mq
LCH-421C	22,00	27,50	36,40	1,20	11,10	-	0,10	0,60	1,00	-	-	13,40	MG
<b>Promedio</b>	<b>14,45</b>	<b>23,55</b>	<b>36,65</b>	<b>6,10</b>	<b>16,60</b>	<b>-</b>	<b>0,25</b>	<b>0,52</b>	<b>1,87</b>	<b>-</b>	<b>-</b>	<b>13,40</b>	

Zr: circón Cs: casiterita

to biotítico porfírico de grano grueso, con megacristales de feldespato alcalino de 2 a 4 cm de longitud.

En este plutón son frecuentes los diques de pegmatitas que contienen turmalina y más raramente

muscovita y opacos. Los diques de monzogranitos aplíticos (Fig. 3) son escasos. Pueden encontrarse también venas de cuarzo + feldespato, cuarzo + turmalina o cuarzo + minerales opacos.

Tabla 4: Composición modal del plutón Las Huertitas.

Muestra	C	Fk	Pl	Bi	Mu	Op	Fl	Px	Ps	IC	Clas. modal
LCH-366	23,00	37,80	38,10	1,20	-	-	-	-	-	1,20	MG
LCH-371	23,20	37,80	33,60	4,40	-	1,10	-	-	-	5,50	MG
LCH-361	23,50	44,20	27,40	3,80	0,60	0,50	-	-	-	4,30	MG
LCH-367A	25,30	41,80	28,90	2,10	2,30	0,30	-	-	-	2,40	MG
LCH-355A	25,50	42,20	28,60	2,00	1,10	0,60	-	-	-	2,60	MG
LCH-370	27,10	48,00	21,50	2,70	0,60	-	-	-	-	2,70	SG
LCH-365	27,20	39,80	30,90	1,10	0,80	0,30	-	-	-	1,40	MG
LCH-360	27,60	37,40	31,40	2,80	0,80	-	-	-	-	2,80	MG
LCH-436A	28,70	36,90	37,20	-	2,00	0,20	-	-	-	0,20	MG
LCH-368	28,80	36,70	31,80	2,40	0,40	-	-	-	-	2,40	MG
LCH-435	29,60	36,10	30,00	3,50	0,20	0,60	-	-	-	4,10	MG
LCH-446	29,60	32,20	34,10	2,90	0,20	0,70	-	-	-	3,60	MG
LCH-437	30,50	36,40	31,70	1,00	0,20	0,20	-	-	-	1,20	MG
LCH-439	30,80	37,50	30,40	0,80	-	0,50	-	-	-	1,30	MG
LCH-447	33,60	39,10	26,30	0,90	-	0,10	-	-	-	1,00	MG
LCH-445	34,90	24,40	34,60	0,30	5,80	-	-	-	-	0,30	MG
<b>Promedio</b>	<b>28,06</b>	<b>38,02</b>	<b>30,68</b>	<b>1,99</b>	<b>0,94</b>	<b>0,32</b>	-	-	-	<b>2,31</b>	
<b>Rocas con alteración hidrotermal</b>											
LCH-441	21,40	56,60	8,10	-	-	1,60	-	4,80	7,50	6,40	SG
LCH-438	23,50	69,60	4,40	0,70	-	1,50	0,30	-	-	2,20	GalkF
LCH-440	29,10	66,60	3,50	-	-	0,60	0,20	-	-	0,60	GalkF
<b>Promedio</b>	<b>24,67</b>	<b>64,27</b>	<b>5,33</b>	<b>0,23</b>	-	<b>1,23</b>	<b>0,17</b>	<b>1,60</b>	<b>2,50</b>	<b>3,07</b>	
<b>Diques</b>											
LCH-367B	32,00	41,00	25,00	-	2,10	-	-	-	-	0,00	MG

Fl: fluorita Px: piroxeno Ps: productos secundarios  
GalkF: granito alcalifeldespático

## Enclaves

En las unidades porfíricas de todos los plutones son muy frecuentes los enclaves. Los más abundantes son fusiformes o lenticulares y pueden alcanzar hasta 2 m de longitud, aunque la mayoría es inferior a 50 cm. Se caracterizan por ser de grano fino a medio, porfíricos –con cristales de mayor desarrollo de feldespato, anfíbol y biotita–, a veces debilmente foliados y presentar un índice de color más alto que el de las rocas que los contienen. Estos enclaves microgranulares son rocas híbridas (Brogioni 1991, 1992) y si bien exhiben una amplia variación petrográfica, su composición es, por lo general, monzonítica y sienítica, con IC comprendido entre 24 y 43. En la facies con anfíbol del plutón Las Chacras, rocas de composición muy similar a la de los enclaves –pero con mayor desarrollo de feldespato alcalino– pueden aparecer formando diques delgados.

En la unidad porfírica del plutón Potrerillos se encuentran, además, enclaves redondeados y de grano medio de monzogranitos y sienogranitos hololeucocráticos (Tabla 1). Los escasos enclaves de origen metamórfico son esquistos y cuarcitas atravesados

por venas de material granítico, que a veces muestran efectos de metamorfismo de contacto, con abundantes cristales poiquilíticos de biotita y –en menor proporción–, muscovita (Brogioni 1992).

Ocasionalmente se encuentran también enclaves de naturaleza diorítica, con abundante biotita (Tabla 1 y 2).

Las unidades equigranudas no suelen contener enclaves; si aparecen son muy pequeños y redondeados.

## Mineralogía

### Microclino

El contenido de este mineral varía de 2,80 a 54,70 %, aunque en las rocas con alteración hidrotermal del plutón Las Huertitas alcanza el 70 % y en xenolitos incluidos en el plutón Las Chacras falta por completo. Se presenta en cristales tabulares mesocópicamente subhedrales, que exhiben una notable variación de tamaño. Cuando constituye fenocristales y megacristales, sus dimensiones más frecuentes oscilan entre 1 y 4 cm –aunque en casos excepciona-

les puede superar ampliamente esos valores-, y suele estar maclado según ley de Albita-Periclino, combinada con Carlsbad o con Manebach. Los megacrístales son poiquilíticos, con inclusiones de plagioclasa, biotita y minerales accesorios que se distribuyen al azar. Además, en rocas con biotita del plutón Las Chacras y en los plutones Potrerillos y Las Huertitas pueden encontrarse inclusiones de plagioclasa dispuestas según líneas concéntricas, en la zona media de los cristales, y coronas de dihexaedros redondeados de cuarzo, dentro de la zona marginal.

En algunos casos, parte de la pasta queda incluida en los bordes externos de los megacrístales. El desarrollo de pertitas -en forma de venillas y venas, más

raramente en parches- es un rasgo generalizado, al igual que las mirmequitas. Las coronas de granos bulbosos de mirmequitas son comunes entre cristales adyacentes de microclino y en el contacto entre plagioclasa y microclino. Los análisis de triclinicidad efectuados en megacrístales de las facies porfíricas muestran un alto grado de ordenamiento estructural del mineral, particularmente en los plutones Las Chacras y Potrerillos (Tabla 5), indicando el accionar de fluidos a temperaturas inferiores a 400° C (Parsons 1978).

En las pastas de las rocas porfíricas y en las rocas equigranudas -donde no suele superar el centímetro y los 5 mm, respectivamente-, el microclino no presenta, en general, macla simple, las pertitas y mir-

Tabla 5: Análisis representativos de microclinos.

	LA MESILLA								LAS HUERTITAS						POTRERILLOS					LAS CHACRAS			
	E334		E334		P331		P331		E367		E367		E367		E277		T271	T271	P251-A		A203	Bi87	
	B	N	B	N	B	BI	BI	B	N	B	N	B	N	B	B	N	N	N	B	N	N	B	N
Composiciones en % en peso																							
SiO <sub>2</sub>	64,52	64,34	64,29	64,92	64,54	64,54	64,89	64,94	65,35	65,05	65,32	64,86	64,77	65,16	63,68	63,48	64,55	65,10	64,57	64,47	64,32	64,48	64,07
TiO <sub>2</sub>	0,01	-	0,06	0,09	0,01	0,02	0,01	-	0,02	0,08	-	-	0,02	0,12	0,03	0,02	-	0,01	-	0,16	-	0,02	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,37	18,60	18,45	18,31	18,68	18,58	18,60	18,61	18,82	18,72	18,62	18,64	18,60	18,41	17,99	18,15	18,52	18,43	18,31	18,51	18,70	18,47	18,71
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,09	0,03	0,04	-	-	0,02	-	-	0,03	-	0,02	-	0,12	-	-	0,02	-	-	-	-	-	-
FeO	0,03	0,02	0,03	0,05	0,08	0,03	0,04	0,02	0,03	-	0,02	0,01	-	0,05	-	0,02	0,03	0,03	0,01	0,06	0,10	0,05	0,01
MnO	0,01	-	-	0,02	0,03	-	-	-	0,03	0,01	-	0,02	-	-	-	0,01	0,03	0,02	0,02	-	-	-	-
MgO	-	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-
CaO	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	-	0,02	-	0,03	-	0,03	-	0,02	-	0,04	-	0,07	0,01	0,01	0,01
Na <sub>2</sub> O	1,11	1,21	0,93	1,63	0,76	1,05	1,03	0,84	2,13	0,93	1,06	0,77	1,65	0,66	0,77	0,89	0,63	0,65	2,73	0,93	0,92	0,68	0,61
K <sub>2</sub> O	15,22	14,84	15,20	14,33	15,97	15,34	15,42	15,75	15,56	15,73	15,29	15,82	14,42	16,0	16,15	16,27	15,96	16,38	13,47	15,45	15,51	16,10	15,96
Total	99,28	99,14	99,00	99,41	100,17	99,58	100,03	100,18	99,94	100,55	100,33	100,14	99,49	100,5	98,65	98,85	99,77	100,62	99,16	99,59	99,57	99,81	99,62
Cationes por 32 oxígenos																							
Si	11,979	11,944	11,964	11,994	11,918	11,951	11,962	11,965	11,966	11,943	11,987	11,958	11,961	11,975	11,966	11,924	11,958	11,978	11,955	11,944	11,925	11,953	11,893
Al	4,020	4,070	4,047	3,988	4,066	4,055	4,042	4,040	4,062	4,051	4,028	4,051	4,049	3,988	3,985	4,019	4,043	3,997	3,996	4,042	4,087	4,036	4,094
Ti <sub>triv</sub>	0,001	-	0,008	0,012	0,014	0,003	0,001	-	0,002	0,011	-	-	0,003	0,017	0,004	0,002	-	0,001	-	0,022	-	0,003	0,036
Fe <sub>triv</sub>	-	-	-	0,006	0,002	-	-	-	-	-	-	-	-	0,008	-	0,004	-	0,005	0,002	-	-	0,008	-
Fe <sub>biv</sub>	0,005	0,003	0,004	0,002	0,010	0,004	0,006	0,004	0,005	-	0,002	0,002	-	-	-	0,004	-	-	0,010	0,015	-	0,002	-
Mn	0,002	-	-	0,003	0,005	-	-	-	0,005	0,002	-	0,003	-	-	0,001	0,004	0,004	0,002	-	-	-	-	-
Mg	-	0,005	-	-	-	0,001	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,003	-	-
Ca	0,002	0,003	0,002	0,006	0,005	0,005	0,004	0,005	-	-	0,004	-	0,005	-	0,005	-	0,008	0,001	0,014	0,002	0,002	0,002	-
Na	0,398	0,435	0,336	0,584	0,270	0,377	0,366	0,300	0,756	0,331	0,377	0,275	0,591	0,235	0,282	0,323	0,226	0,232	0,980	0,332	0,331	0,244	0,220
K	3,604	3,514	3,608	3,377	3,762	3,623	3,626	3,700	3,167	3,684	3,579	3,721	3,397	3,765	3,871	3,898	3,771	3,844	3,181	3,651	3,668	3,807	3,779
Cr	-	0,013	0,004	0,006	-	-	0,003	-	-	0,004	-	0,003	-	0,017	-	-	0,004	-	-	-	-	-	-
Total	20,011	19,989	19,974	19,977	20,051	20,019	20,010	20,015	19,963	20,026	19,977	20,013	20,005	20,005	20,114	20,175	20,018	20,060	20,128	20,004	20,031	20,052	20,023
X	4,011	3,974	3,954	3,977	4,051	4,010	4,005	4,009	3,933	4,021	3,963	4,004	3,993	4,018	4,159	4,225	4,017	4,079	4,175	3,996	4,019	4,050	4,000
Z	16,000	16,014	16,020	16,000	16,000	16,009	16,005	16,006	16,030	16,005	16,015	16,009	16,013	15,988	15,995	15,949	16,001	15,981	15,952	16,009	16,012	16,000	16,020
An	0,05	0,09	0,05	0,15	0,11	0,11	0,10	0,12	0,00	0,01	0,10	0,01	0,12	0,00	0,12	0,00	0,20	0,02	0,33	0,05	0,05	0,05	0,00
Ab	9,93	11,02	8,50	14,72	6,70	9,41	9,17	7,49	19,27	8,24	9,52	6,89	14,80	5,88	6,78	7,65	5,65	5,69	23,47	8,34	8,27	6,03	5,49
Or	90,02	88,90	91,45	85,13	93,19	90,47	90,73	92,39	80,73	91,75	90,38	93,11	85,08	94,12	93,10	92,35	94,15	94,29	76,20	91,61	91,69	93,92	94,51
Or																							
(Or+Ab)	0,90	0,89	0,91	0,85	0,93	0,91	0,91	0,92	0,81	0,92	0,90	0,93	0,85	0,94	0,93	0,92	0,94	0,94	0,76	0,92	0,92	0,94	0,94

	LM317	LCH203	LCH44	LCH222	P246	P251A
△	0,600	0,846	0,730	0,922	0,922	0,982

LM: La Mesilla LCH: Las Chacras P: Potrerillos

E: equigranular P: porfírica T: transicional A: anfíbol Bi: biotita B: borde BI: borde interno N: núcleo



Tabla 6: Continuación

	POTRERILLOS												LAS CHACRAS																
	P251-A			X-250			X-250			X-250			X-250			Bi 87			A 203			A 177							
	B	BI	NE	N	B	NE	N	B	NE	N	B	NE	N	B	NE	N	B	NE	N	B	NE	N	B	NE	N	B	NE		
SiO <sub>2</sub>	63,88	62,96	61,64	57,96	62,50	61,77	60,63	61,32	61,39	61,40	60,96	62,17	61,73	61,79	61,54	64,55	61,80	60,74	60,10	61,55	61,16	63,41	61,52	60,50	62,37	62,00	61,33	61,93	
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,01	-	0,10	-	0,02	0,01	0,03	0,05	0,04	0,01	-	-	-	0,01	0,01	-	-	-	-	0,01	0,07	0,04	0,11	0,01	0,13	0,07	-	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,69	23,07	24,13	26,41	23,58	24,16	24,58	24,77	24,69	25,06	24,32	24,19	24,94	25,16	22,58	24,46	24,93	25,51	24,59	24,68	22,96	24,09	23,47	23,63	24,41	23,87	24,48		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	-	-	-	0,05	-	0,02	-	-	0,01	-	0,04	-	-	-	-	-	-	-	-	0,05	-	-	-	-	-	0,13	-	
FeO	0,05	0,12	0,11	0,03	0,12	0,04	0,07	0,09	0,10	0,09	0,15	0,05	0,04	0,07	0,06	0,09	0,14	0,04	0,10	0,13	0,16	0,01	0,05	0,09	0,11	0,12	0,09		
MnO	0,03	-	0,04	0,02	-	0,02	0,03	0,01	0,01	-	-	0,02	-	-	-	-	-	0,01	0,02	-	0,01	-	-	0,01	0,06	-	-	-	
MgO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	
CaO	3,78	4,23	5,47	8,03	4,95	5,21	5,83	6,38	6,03	6,37	6,57	5,73	5,71	6,10	6,55	4,21	5,50	6,07	6,69	5,60	5,84	3,83	5,28	5,42	5,15	5,54	5,45		
Na <sub>2</sub> O	8,93	8,60	7,88	6,56	8,33	8,14	7,84	7,63	7,53	7,68	7,39	7,93	7,87	7,73	7,67	9,03	8,17	7,75	7,40	8,18	7,91	8,93	8,31	8,19	8,23	7,91	8,10	8,07	
K <sub>2</sub> O	0,20	0,22	0,17	0,13	0,19	0,15	0,20	0,17	0,26	0,13	0,12	0,10	0,12	0,14	0,11	0,13	0,20	0,20	0,23	0,17	0,23	0,14	0,20	0,25	0,21	0,31	0,17	0,17	
Total	99,65	99,21	99,44	99,24	99,67	99,56	99,19	100,43	100,14	100,41	100,30	100,31	99,72	100,77	101,10	100,60	100,28	99,74	100,05	100,22	100,05	99,36	99,50	98,20	99,71	100,43	99,14	100,19	
Composiciones en % en peso																													
Cationes por 32 oxígenos																													
Si	11,299	11,203	10,978	10,428	11,093	10,983	10,851	10,844	10,873	10,858	10,795	10,974	10,965	10,873	10,811	11,321	10,931	10,814	10,691	10,898	10,858	11,248	10,962	10,949	11,072	10,945	10,969	10,950	
Al	4,731	4,839	5,066	5,601	4,933	5,064	5,186	5,166	5,171	5,146	5,231	5,060	5,065	5,173	5,210	4,668	5,100	5,232	5,349	5,132	5,165	4,801	5,060	5,006	4,945	5,080	5,032	5,102	
Ti	0,009	0,001	-	0,014	-	0,003	0,001	0,004	0,007	0,007	0,005	0,001	-	-	-	0,001	0,001	-	-	-	-	0,001	0,009	0,005	0,015	0,001	0,017	0,009	-
Fe <sup>tot</sup>	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sup>3+</sup>	0,007	0,018	0,016	0,005	0,018	0,006	0,010	0,013	0,015	0,013	0,022	0,007	0,006	0,010	0,009	0,003	0,021	0,006	0,015	0,019	0,024	0,001	0,007	-	0,016	0,018	0,018	0,013	
Mn	0,004	-	0,006	0,003	-	0,003	0,005	0,001	0,002	-	-	-	0,003	-	-	-	-	0,002	0,003	-	0,002	-	0,002	0,009	-	0,001	-	-	-
Mg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ca	0,716	0,806	1,044	1,548	0,941	0,992	1,118	1,209	1,144	1,207	1,246	1,084	1,087	1,150	1,233	0,791	1,042	1,158	1,275	1,062	1,111	0,728	1,008	1,051	0,979	1,048	1,025	1,032	
Na	3,062	2,967	2,721	2,288	2,866	2,806	2,720	2,616	2,586	2,633	2,537	2,714	2,710	2,637	2,612	3,070	2,802	2,675	2,552	2,808	2,723	3,071	2,871	2,873	2,832	2,707	2,809	2,766	
K	0,045	0,050	0,039	0,030	0,043	0,034	0,046	0,038	0,059	0,029	0,027	0,023	0,027	0,031	0,025	0,029	0,045	0,045	0,052	0,038	0,052	0,032	0,045	0,058	0,048	0,070	0,039	0,038	
Cr	0,003	-	-	-	-	0,007	-	0,003	-	-	0,001	-	0,006	-	-	-	-	-	-	-	0,007	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	19,878	19,884	19,869	19,916	19,895	19,898	19,937	19,895	19,856	19,893	19,865	19,863	19,868	19,875	19,901	19,894	19,943	19,931	19,937	19,959	19,942	19,893	19,961	19,991	19,894	19,886	19,920	19,902	
X	3,838	3,841	3,825	3,873	3,868	3,849	3,899	3,881	3,805	3,882	3,834	3,827	3,839	3,829	3,878	3,894	3,912	3,886	3,897	3,928	3,918	3,835	3,933	4,007	3,876	3,844	3,909	3,850	
Z	16,040	16,043	16,043	16,043	16,026	16,050	16,038	16,014	16,051	16,011	16,031	16,035	16,030	16,046	16,022	16,000	16,030	16,045	16,040	16,031	16,024	16,058	16,027	15,984	16,018	16,042	16,011	16,051	
An	18,73	21,09	27,44	40,04	24,44	25,90	28,78	31,29	30,20	31,19	32,71	28,37	28,42	30,12	31,86	20,33	26,80	29,85	32,87	27,18	28,59	19,00	25,69	26,39	25,38	27,39	26,47	26,91	
Ab	80,09	77,60	71,54	59,19	74,44	73,22	70,04	67,72	68,25	68,05	66,58	71,04	70,87	69,06	67,51	78,92	72,04	68,98	65,79	71,84	70,07	80,17	73,16	72,16	73,39	70,78	72,53	72,10	
Or	1,18	1,31	1,02	0,77	1,12	0,89	1,18	0,99	1,55	0,76	0,71	0,59	0,71	0,82	0,64	0,75	1,16	1,17	1,35	0,98	1,34	0,83	1,16	1,45	1,23	1,83	1,00	1,00	
Ca	(Ca+Na)	0,189	0,214	0,277	0,403	0,247	0,261	0,291	0,316	0,306	0,314	0,329	0,285	0,286	0,304	0,320	0,271	0,302	0,333	0,274	0,290	0,192	0,260	0,270	0,257	0,279	0,267	0,272	

P: porfínica X: enclave Bi: biotita A: anfíbol B: borde BI: borde interno NE: núcleo externo N: núcleo

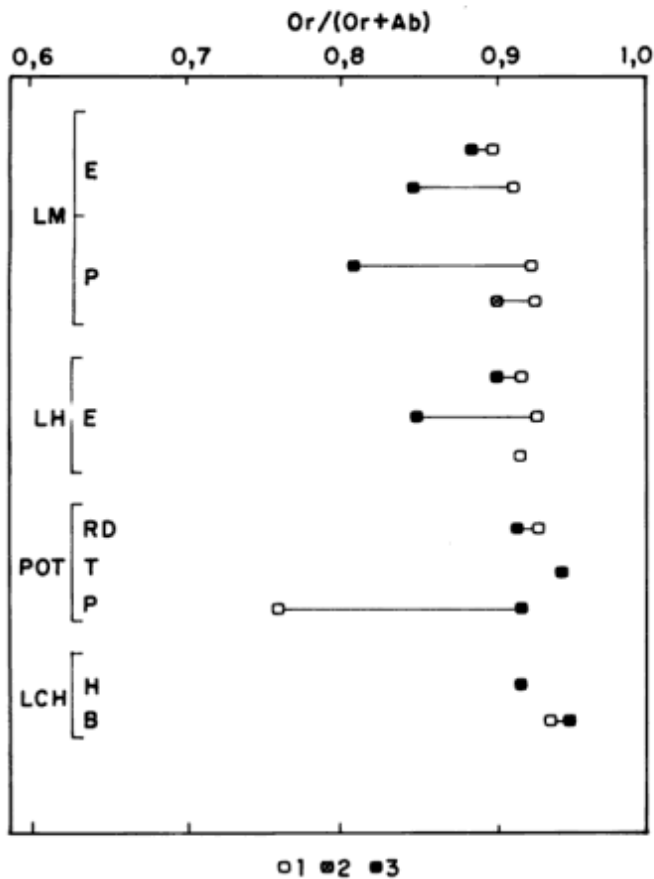


Figura 4: Rango composicional del microclino de rocas equigranudas (E) y porfíricas (P) de La Mesilla (LM), Las Huertitas (LH), Potrerillos (POT; RD "Rojo Dragón"; T Transicional) y Las Chacras (LCH; A anfíbol; B biotita). 1, borde; 2, borde interno; 3, núcleo.

mequitas no son frecuentes, y reemplaza a la plagioclasa.

Cuando se dispone de análisis químicos de núcleo y borde de microclinos (Tabla 5, Fig. 4) es posible establecer que en los plutones Las Huertitas y La Mesilla el contenido de Or aumenta y An y Ab disminuyen ligeramente hacia los bordes, mientras que en las rocas porfíricas del plutón Potrerillos se observa un notable enriquecimiento en Ab en la zona marginal de los cristales, fenómeno también presente —aunque en un rango más estrecho— en la facies biotítica del plutón Las Chacras.

#### Plagioclasa

El porcentaje modal oscila entre 21,50 y 52,20 %. Su contenido máximo —60 %— se encuentra en un enclave del plutón Potrerillos, mientras que en las rocas con alteración hidrotermal del plutón Las Huertitas no supera el 8 %. Si bien en las rocas porfíricas aparece raramente como fenocristal, en la facies con anfíbol y biotita del plutón Las Chacras puede alcan-

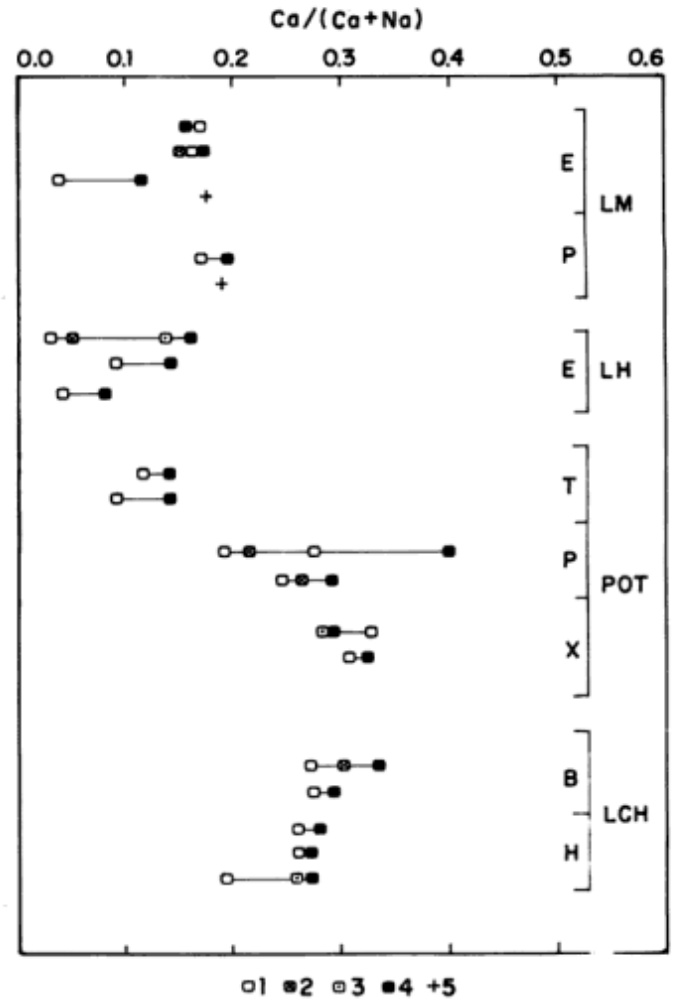


Figura 5: Rango composicional de la plagioclasa. Sigla de los plutones igual a Fig. 1. X enclave diorítico. 1, borde; 2, borde interno; 3, núcleo externo; 4, núcleo; 5, inclusiones en microclino.

zar hasta 1,5 cm de longitud. En las rocas equigranudas y en las pastas se presenta en tablas anhedralas a subhedralas de hasta 4,8 mm macladas con ley de Albita, Ab-Carlsbad y ocasionalmente Ab-Periclino. Los cristales exhiben zonación débil de tipo normal, en las facies equigranudas. En las rocas porfíricas, casi invariablemente está presente una zonación de tipo *patchy* combinada, en la mayoría de los casos, con variaciones composicionales oscilatorias. La zonación *patchy* se localiza sólo en los núcleos de los cristales o bien en todo el grano (excepto los bordes), con desdibujamiento o interrupción del maclado, y dentro de la zona afectada puede encontrarse tanto plagioclasa celular como canales irregulares delgados, de composición más sódica que la circundante.

La plagioclasa incluida en microclino es anhedral y de tamaño inferior al de los componentes de la pasta. Presenta un reborde sódico límpido o mirmequitico y los núcleos están reabsorbidos, alterados y con zonación *patchy*.



Las inclusiones más frecuentes son de biotita, cuarzo, muscovita y minerales accesorios; en el plutón Las Chacras se encuentra también anfíbol.

La composición química de plagioclasas procedentes de los distintos cuerpos se muestra en la Tabla 6 y Fig. 5. Las plagioclasas de las rocas equigranudas son más sódicas que las que se encuentran en las facies porfíricas: los contenidos más elevados de Ab y de An se hallan, respectivamente, en plagioclasas de los plutones Las Huertitas y Las Chacras, siendo en este último más cálcica en la facies biotítica que en la hornbléndica. La plagioclasa de un enclave monzodiorítico alojado en la facies porfírica del plutón Potrerillos es similar a la del plutón Las Chacras. Todos los cristales analizados tienen zonación normal; sólo en los que provienen del enclave citado es inversa e irregular.

### Cuarzo

Su contenido oscila entre 7,70 y 51 %, aunque en enclaves del plutón Las Chacras puede faltar. Se puede presentar aislado, en agregados de cristales de bordes sinuosos o lobulados, suturados (originando textura consertal), o bien formando coronas en las zonas marginales de megacrystalos de microclino. En este último caso, su forma y dimensiones son similares a las de los individuos de la pasta adyacente, y su tamaño aumenta hacia el borde externo de microclino. Estas características revelan el nucleamiento tardío del cuarzo, su inclusión durante la última etapa del desarrollo del microclino, y su reemplazo parcial por él. En la facies "Rojo Dragón" del plutón Potrerillos, los cristales de cuarzo suelen estar muy fracturados, con extinción ondulosa acentuada y, ocasionalmente, mortero. En la zona de borde del plutón Las Huertitas, la cataclasis es notable y en el resto del cuerpo es posible encontrar cristales poiquilíticos. En el pórfido granítico del plutón Potrerillos aparece solamente en fenocristales subhedrales, con bordes corroídos y engolfamientos. En el plutón Las Chacras reemplaza a la plagioclasa y a veces se distribuye en venillas que cortan a los demás componentes. Las inclusiones más frecuentes en el cuarzo son de biotita, plagioclasa, microclino y minerales accesorios.

### Biotita

La mayor abundancia de este mineral se encuentra en la facies biotítica del plutón Las Chacras—donde alcanza hasta 28 %— y en sus enclaves puede superar el 40 %. Se presenta en láminas subhedrales a anhedrales de hasta 3 mm de longitud y color pardo amarillento claro a pardo verdoso oscuro. Se encuentra aislada o asociada con opacos, apatito y cirón, a los que se suman—en el plutón Las Chacras—

titanita y allanita. Las inclusiones más frecuentes son, precisamente, de esos minerales. A veces muestra orientación grosera o se acomoda a los contornos de los megacrystalos de microclino y plagioclasa, como sucede en el plutón Las Chacras; en otros casos está flexurada y con acodamientos.

Se dispone de pocos análisis de núcleo y borde de un mismo cristal de biotita, pero se puede observar que son zonales (Tabla 7). Los núcleos exhiben—en general—enriquecimiento en Fe y Ti, mientras que el contenido de Mg y Al<sup>VI</sup> aumenta hacia los bordes de los granos. Las biotitas de rocas equigranudas son más diferenciadas, pues son pobres en MgO y tienen los contenidos más elevados de MnO.

El conjunto de biotitas presenta un estrecho rango de la relación Fe/Fe + Mg, con valores intermedios entre flogopita y annita (0,4 a 0,56), y contenidos de Al<sup>IV</sup> algo más amplios (2,17 a 2,53) (Fig. 6). Las biotitas del plutón Las Huertitas y de las facies "Rojo Dragón" y transicional del plutón Potrerillos—que coexisten con muscovita—, presentan los tenores más elevados de alúmina, incrementando el Al octaédrico (Al<sup>VI</sup>/Al<sup>IV</sup> = 0,17 a 0,35). En el plutón Las Chacras se verifican diferencias composicionales en las biotitas—según estén o no acompañadas por anfíbol— que coinciden con lo establecido por Nockolds (1947) y de Albuquerque (1973): cuando es el único mafito presenta mayor contenido de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—lo cual incrementa el Al<sup>IV</sup> y conduce a bajas relaciones Al<sup>VI</sup>/Al<sup>IV</sup> (0,07 a 0,17)— y menor contenido de SiO<sub>2</sub> que si coexisten con anfíbol.

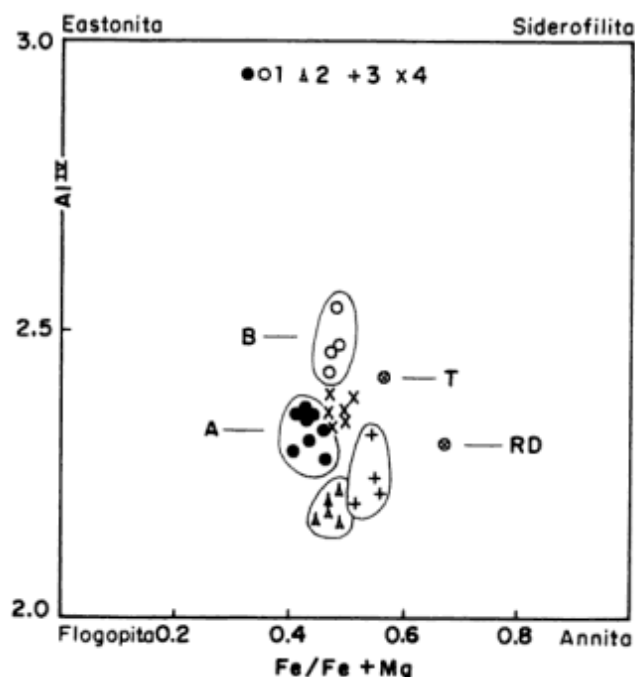


Figura 6: Composición de las biotitas. 1, Las Chacras (A anfíbol + biotita; B biotita); 2, La Mesilla; 3, Las Huertitas; 4, Potrerillos (T transicional; RD "Rojo Dragón").



Una estimación del  $Fe^{3+}$  lograda mediante la normalización de los análisis propuesta por Dymek (1983), permite establecer que el estado de oxidación del hierro varía notablemente dentro del estrecho rango del índice de diferenciación de las biotitas. El contenido de  $Fe^{3+}$  más elevado se encuentra en biotitas del plutón Las Huertitas ( $Fe^{3+}/Fe^{2+}_{pr} = 0,22$ ) y disminuye en forma gradual hacia los plutones La Mesilla/Las Chacras (facies biotítica), Las Chacras (facies con biotita + anfíbol) y Potrerillos, con  $Fe^{3+}/Fe^{2+}_{pr}$  de 0,14/0,15; 0,09 y 0,06, respectivamente. Por otra parte, en el plutón Potrerillos el contenido de  $Fe^{3+}$  aumenta en forma progresiva desde la facies porfírica hacia la transicional y la equigranuda ( $Fe^{3+}/Fe^{2+} = 0,02$ ; 0,04 y 0,06, respectivamente). El elevado  $Fe^{3+}$  del plutón Las Huertitas puede atribuirse a la oxidación de parte del  $Fe^{2+}$  producida por fluidos tardíos, tal como lo sugiere la exolución de opacos y cloritización de la biotita.

### Anfíbol

Se encuentra sólo en el plutón Las Chacras, donde los fenocristales –de hasta 1 cm de longitud– constituyen el 5 % de los minerales presentes. En los enclaves microgranulares, en cambio, su cantidad se eleva al 8 %, y en las monzonitas del plutón La Mesilla puede superar el 14 %. Es anhedral a subhedral, pardo amarillento claro a verde botella –a veces con tinte azulado en los bordes– y macla simple. Ocasionalmente pre-

senta ligera zonación alternante combinada con *patchy*. Suele encontrarse asociado con biotita, opacos, apatita y titanita, a los que se suman –a veces– allanita y epidoto, siendo las inclusiones más frecuentes de esos minerales accesorios, además de biotita y circón.

La composición química del anfíbol –determinada en tres rocas con contenidos de sílice contrastantes–, permite establecer el carácter zonal de los cristales mayores, con núcleos edeníticos y bordes de ferroedenita (Leake 1978; Hawthorne 1981), vale decir, enriquecidos en Mg y en Fe, respectivamente (Tabla 8, Fig. 7). Los cristales pequeños exhiben variaciones composicionales más restringidas. La zonación también involucra a Si, Ti y álcalis. Si y Ti disminuyen, en general, desde el núcleo hacia el borde. Los álcalis se incrementan hacia la periferia de los granos, aunque el mayor enriquecimiento se encuentra, a veces, en el borde interno.

**Geobarometría.** La correlación positiva entre  $Al^{IV}$  y  $Al^T$  (porcentaje de la varianza explicada,  $r^2 = 0,93$ ) del anfíbol del plutón Las Chacras y la coexistencia de este mineral con biotita, feldespato alcalino, plagioclasa ( $An_{25-35}$ ), cuarzo, titanita y magnetita, permite emplearlo como geobarómetro (Hammarstrom y Zen 1986; Hollister *et al.* 1987). Utilizando la composición de los bordes de un cristal analizado con ese objeto y mediante la ecuación  $P (\pm 0,5 \text{ Kb}) = -3,46 + 4,23 Al^T$  (Johnson y Rutherford 1989) se obtuvo una presión de 3,3 a 3,4 Kb.

### Muscovita

Se la encuentra regularmente en las facies “Rojo Dragón” y transicional del plutón Potrerillos y en el plutón Las Huertitas, y en forma ocasional en las rocas equigranudas del plutón La Mesilla. Su contenido no supera el 6 %, excepto en uno de los diques cónicos, donde asciende a 10 %. Se presenta en cristales de menos de 1 mm, ligeramente coloreados y pleocroicos –con segregación de óxidos de hierro en bordes o según clivaje– vinculados a biotita, lo cual indica un origen probable a expensas de ella. Las láminas de notable desarrollo (hasta 4 mm de longitud) –por el contrario–, son muy poco frecuentes. En otros casos, en contacto con feldespato potásico desarrolla textura simplectítica con cuarzo vermicular. En las zonas marginales del plutón Las Huertitas, la cantidad y el tamaño de la muscovita aumenta con respecto al resto del cuerpo, encontrándose flexurada y con extinción ondulosa. Las inclusiones más frecuentes son de opacos, circón y apatito. Algunos análisis preliminares de la muscovita asociada a los feldespatos indican un contenido de MgO del orden del 2 % y muy bajos tenores de  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  y  $Na_2O$ , valores considerados típicos de muscovitas secundarias (Miller *et al.* 1981; Speer 1984; Clarke 1992).

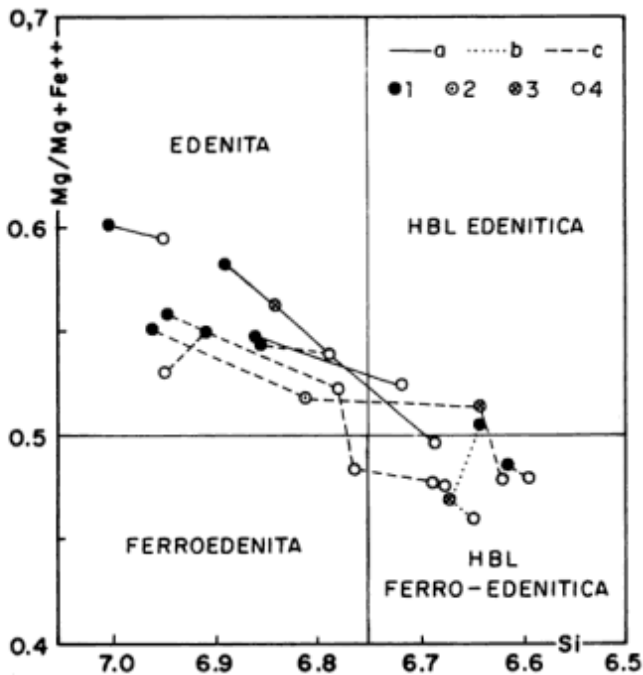


Figura 7: Composición del anfíbol del plutón Las Chacras. a, LCH-177; b, LCH-44; c, LCH-203. 1, borde; 2, borde interno; 3, núcleo externo; 4, núcleo.

Tabla 8: Análisis representativos de anfíboles de Las Chacras.

	177			177			177			177			44			44		
	B	BI	N	B	BI	N	B	BI	N	B	BI	N	B	BI	N	B	BI	N
Composiciones en % en peso																		
SiO <sub>2</sub>	43,97	45,42	46,07	43,90	45,77	43,93	44,19	45,38	44,88	45,24	46,82	47,20	43,72	44,98	45,70	43,30	43,31	43,12
TiO <sub>2</sub>	0,95	1,22	1,38	1,47	1,39	1,25	0,99	1,12	1,25	1,28	1,23	1,28	1,25	1,32	0,98	0,87	1,02	0,34
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,89	7,81	7,18	8,17	7,21	8,22	8,56	7,61	7,70	7,76	7,24	6,78	9,13	7,85	8,06	8,77	8,79	9,17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	0,05	0,01	0,02	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-	0,01	-	-	-	0,01
FeO	18,53	16,27	15,72	18,36	17,31	18,66	17,55	16,91	17,48	17,24	15,58	15,41	18,78	18,19	17,62	18,97	18,98	19,25
MnO	0,61	0,54	0,56	0,64	0,68	0,61	0,59	0,57	0,63	0,56	0,49	0,46	0,47	0,54	0,49	0,55	0,59	0,61
MgO	10,39	11,91	12,53	10,39	11,38	10,48	11,05	11,55	11,33	11,32	12,96	13,07	10,29	11,10	11,38	9,80	9,81	9,51
CaO	11,45	11,25	11,50	11,37	11,42	11,44	11,45	11,45	11,40	11,44	11,22	11,44	11,26	11,29	11,20	11,41	11,46	11,51
Na <sub>2</sub> O	1,65	1,62	1,66	1,51	1,55	1,64	1,59	1,52	1,61	1,57	1,51	1,31	1,56	1,36	1,41	1,64	1,64	1,58
K <sub>2</sub> O	1,24	1,19	1,02	1,19	1,03	1,17	1,23	1,06	1,08	1,08	0,96	0,82	1,29	1,07	1,11	1,22	1,23	1,24
Total	97,68	97,22	97,67	96,99	97,77	97,39	97,21	97,17	97,35	97,48	98,00	97,76	97,74	97,69	97,94	96,54	96,83	96,54
Cationes por 23 oxígenos																		
Si	6,687	6,843	6,888	6,720	6,889	6,710	6,720	6,859	6,802	6,830	6,941	6,999	6,647	6,801	6,857	6,686	6,670	6,647
Al <sup>IV</sup>	1,313	1,157	1,112	1,280	1,111	1,290	1,280	1,141	1,198	1,170	1,059	1,001	1,353	1,199	1,143	1,314	1,330	1,324
Al <sup>VI</sup>	0,281	0,230	0,154	0,195	0,168	0,189	0,254	0,215	0,178	0,211	0,207	0,183	0,283	0,199	0,282	0,282	0,266	0,323
Ti	0,109	0,138	0,155	0,169	0,157	0,143	0,114	0,128	0,142	0,146	0,137	0,142	0,142	0,150	0,111	0,101	0,118	0,133
Cr	-	-	0,006	0,001	0,003	-	0,001	-	-	-	-	0,001	-	0,002	-	-	-	0,002
Mg	2,554	2,674	2,791	2,371	2,554	2,385	2,504	2,601	2,560	2,547	2,864	2,888	2,331	2,501	2,544	2,256	2,253	2,198
Fe <sup>++</sup>	2,356	2,049	1,964	2,350	2,179	2,382	2,322	2,137	2,215	2,176	1,931	1,911	2,387	2,299	2,210	2,449	2,444	2,569
Mn	0,079	0,068	0,071	0,082	0,086	0,078	0,076	0,073	0,081	0,071	0,061	0,058	0,061	0,069	0,062	0,072	0,077	0,080
Ca	1,866	1,816	1,842	1,864	1,841	1,872	1,866	1,855	1,852	1,851	1,781	1,818	1,834	1,829	1,799	1,887	1,891	1,899
Na	0,486	0,473	0,481	0,448	0,453	0,485	0,468	0,445	0,472	0,458	0,434	0,376	0,459	0,399	0,410	0,492	0,489	0,475
K	0,240	0,228	0,195	0,232	0,198	0,228	0,239	0,205	0,208	0,207	0,181	0,154	0,250	0,206	0,212	0,241	0,242	0,237
Total	15,771	15,676	15,659	15,713	15,639	15,764	15,752	15,660	15,707	15,667	15,597	15,531	15,747	15,652	15,631	15,781	15,780	15,738
Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Y	7,04	6,98	6,98	7,03	6,99	7,05	7,05	7,03	7,03	7,00	6,98	7,0	7,04	7,05	7,01	7,05	7,05	7,12
W	0,73	0,70	0,68	0,68	0,65	0,71	0,71	0,65	0,68	0,67	0,62	0,53	0,71	0,61	0,62	0,73	0,73	0,71
Fe <sup>++</sup>																		
Fe <sup>++</sup> +Mg	50,02	43,38	41,30	49,77	46,04	49,97	47,13	45,10	46,39	47,07	40,27	39,82	50,59	47,89	46,49	52,05	52,03	53,89
SiO <sub>2</sub> roca: 62,82%																		
B: borde BI: borde interno N: núcleo																		
SiO <sub>2</sub> roca: 60,94%																		

Tabla 8: Continuación

	203			203			203			203			203			203		
	B	N	N	B	N	N	B	N	N	B	N	N	B	N	N	B	N	N
SiO <sub>2</sub>	42,88	43,37	43,21	43,61	44,89	46,35	45,86	45,88	44,86	45,46	43,50	43,59	44,82	44,85	46,41	45,59	45,41	43,98
TiO <sub>2</sub>	1,17	1,26	1,04	1,38	1,34	1,11	1,05	1,19	0,94	1,13	0,80	0,77	0,36	1,49	1,18	1,21	1,32	1,32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,23	9,12	9,29	8,95	7,88	7,17	7,10	7,22	8,27	7,76	8,78	8,93	9,05	7,94	7,04	6,84	7,01	8,29
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	0,04	0,03	-	0,01	0,02	0,01	-	-	-	0,02	0,01	-	-	0,04	-	0,03	0,02
FeO	18,96	18,78	19,10	17,91	17,85	16,75	17,36	16,97	17,08	16,86	19,62	19,32	19,48	18,06	16,95	17,29	17,38	18,38
MnO	0,48	0,47	0,42	0,49	0,45	0,50	0,47	0,48	0,44	0,45	0,65	0,63	0,62	0,64	0,65	0,57	0,59	0,60
MgO	9,90	10,07	9,94	10,66	10,81	11,71	11,27	11,63	11,40	11,47	9,94	9,95	10,25	11,10	11,97	11,58	11,39	10,53
CaO	11,58	11,59	11,59	11,57	11,60	11,32	11,57	11,55	11,65	11,56	11,24	11,38	11,30	11,21	11,12	11,43	11,31	11,34
Na <sub>2</sub> O	1,48	1,55	1,32	1,56	1,42	1,48	1,24	1,40	1,41	1,44	1,33	1,36	1,28	1,39	1,50	1,37	1,40	1,53
K <sub>2</sub> O	1,28	1,27	1,29	1,29	1,08	0,91	0,94	0,98	1,09	1,05	1,20	1,15	1,09	1,12	0,94	0,95	0,99	1,22
Total	96,96	97,52	97,22	97,42	97,32	97,33	96,87	97,29	97,14	97,19	97,08	97,76	98,25	97,80	97,79	96,82	96,83	97,20

Composiciones en % en peso

	203			203			203			203			203			203		
	B	N	N	B	N	N	B	N	N	B	N	N	B	N	N	B	N	N
Si	6,597	6,621	6,621	6,636	6,808	6,963	6,950	6,915	6,791	6,862	6,687	6,689	6,768	6,776	6,949	6,923	6,900	6,717
Al <sup>IV</sup>	1,403	1,379	1,379	1,364	1,192	1,037	1,050	1,085	1,209	1,138	1,313	1,311	1,232	1,224	1,051	1,077	1,100	1,283
Al <sup>VI</sup>	0,270	0,263	0,298	0,241	0,217	0,233	0,218	0,198	0,266	0,243	0,277	0,304	0,378	0,190	0,192	0,146	0,155	0,209
Ti	0,136	0,145	0,120	0,158	0,153	0,126	0,120	0,135	0,107	0,128	0,093	0,088	0,041	0,169	0,133	0,138	0,151	0,151
Cr	-	0,005	0,004	-	0,001	0,003	0,001	-	-	-	0,003	0,001	-	-	0,005	-	0,004	0,003
Mg	2,269	2,292	2,271	2,419	2,444	2,621	2,545	2,613	2,572	2,581	2,278	2,275	2,308	2,500	2,670	2,621	2,581	2,396
Fe <sup>++</sup>	2,439	2,397	2,447	2,280	2,264	2,104	2,200	2,139	2,162	2,128	2,522	2,479	2,460	2,281	2,122	2,195	2,208	2,347
Mn	0,063	0,060	0,054	0,063	0,057	0,064	0,061	0,061	0,057	0,057	0,085	0,081	0,079	0,082	0,082	0,073	0,076	0,077
Ca	1,908	1,896	1,903	1,886	1,885	1,822	1,878	1,865	1,889	1,870	1,851	1,871	1,829	1,814	1,784	1,860	1,842	1,855
Na	0,442	0,458	0,392	0,461	0,417	0,430	0,364	0,409	0,413	0,420	0,396	0,406	0,374	0,408	0,435	0,404	0,413	0,454
K	0,251	0,248	0,251	0,250	0,209	0,174	0,182	0,187	0,210	0,203	0,234	0,225	0,210	0,216	0,180	0,184	0,192	0,237
Total	15,777	15,764	15,740	15,759	15,647	15,577	15,569	15,607	15,676	15,630	15,739	15,730	15,679	15,660	15,601	15,621	15,622	15,730
Z	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Y	7,09	7,06	7,10	7,05	7,02	6,97	7,02	7,01	7,05	7,01	7,11	7,10	7,10	7,04	6,99	7,03	7,02	7,04
W	0,69	0,71	0,64	0,71	0,63	0,61	0,55	0,60	0,62	0,62	0,63	0,63	0,58	0,62	0,61	0,59	0,61	0,69
Fe <sup>++</sup>																		
Fe <sup>++</sup> +Mg	51,80	51,11	51,86	48,52	48,09	44,53	46,36	45,01	45,67	45,19	52,54	52,14	51,59	47,71	44,28	45,57	46,10	49,48

Cationes por 23 oxígenos

SiO<sub>2</sub> roca: 65,97%

B: borde BI: borde interno NE: núcleo externo N: núcleo

### Minerales accesorios

La *titanita* es común en las rocas porfíricas. Se presenta maclada, con inclusiones de opacos, apatito y circón, y a veces está alterada –marginalmente o según grietas– a material opaco terroso. En algunos casos exhibe una segunda etapa de crecimiento, posterior a dicha alteración. El contenido más elevado se encuentra en la facies anfibólica del plutón Las Chacras, donde análisis químicos preliminares revelan tenores normales de  $\text{TiO}_2$  y  $\text{CaO}$ , con cierres particularmente bajos que permiten inferir una importante cantidad de Tierras Raras y posiblemente Th en la composición del mineral. En las rocas porfíricas es muy frecuente también la *fluorapatita*, de notable euhedralidad y desarrollo –hasta 8 mm– en la facies anfibólica del plutón Las Chacras. Suele presentar inclusiones de opacos, circón y titanita.

En el plutón Las Chacras y raramente en “Rosa del Salto” de Potrerillos se encuentra *allanita* euhedral, pleocroica, con zonación concéntrica notable y corona de epidoto. Tiene inclusiones de opacos, biotita, circón y apatita, y en muchos casos es metamictica. En la facies “Rojo Dragón” y en el pórfido granítico del plutón Potrerillos aparece *granate* anhedral y fracturado cuando aislado o bien euhedral si está incluido en plagioclasa. En estas facies y también en el plutón Las Huertitas hay, además, *fluorita* siguiendo los planos de clivaje de la biotita. Finalmente, en “Rojo Dragón” del plutón Potrerillos y en las rocas equigranudas del plutón La Mesilla se encuentra *turmalina*, con desarrollo importante y posterior al cuarzo de vena en el primer caso, o bien alterada y asociada a biotita, opacos y apatito, en el segundo. En diques del plutón Las Chacras puede alcanzar 2,6 %.

### Minerales opacos

Son frecuentes en todos los plutones y su contenido es particularmente elevado en la facies equigranuda del plutón La Mesilla y en las rocas con alteración hidrotermal del plutón Las Huertitas. Pueden presentarse como inclusiones en los componentes esenciales, agrupados en racimos y vinculados con biotita, circón, apatito y titanita, o bien invadiendo la zona central –según planos de clivaje– de cristales de microclino y plagioclasa. A veces están parcialmente transformados en hematita-goethita. No se ha efectuado un estudio sistemático de los minerales opacos, pero análisis preliminares de inclusiones en anfíbol, biotita y microclino permiten establecer que se trata de *magnetita*, con contenidos de  $\text{FeO}$  comprendidos entre 87,06 y 94,33 % y muy bajos tenores de ulvoespinelo ( $\text{TiO}_2 < 0,32$  %). Ocasionalmente, en minerales opacos del plutón Las Chacras aparece una corona externa de titanita, que indicaría la presencia de ilmenita.

### Minerales secundarios

Si bien todos los minerales primarios se encuentran generalmente frescos, tanto el microclino como la plagioclasa pueden presentar alteración caolinítica y sericítica incipiente. En la plagioclasa se localiza en el núcleo de los cristales o en zonas intermedias, y en los casos –menos frecuentes– de alteración moderada, aparece también zoisita-clinozoisita, epidoto, calcita, muscovita, fluorita, turmalina, e invasión de opacos o goethita. La biotita puede estar desferizada –con segregación de opacos– o ligeramente cloritizada (pennina).

### Interpretación

El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas presenta un rango composicional restringido, preponderantemente monzogranítico. La asociación cuarzo + plagioclasa + microclino + biotita ± anfíbol + titanita de las facies dominadas por megacristales de microclino, es característica de los granitoides calcoalcalinos metaluminosos de tipo I (Pitcher 1993). En las facies equigranudas, en cambio, la falta de anfíbol y la presencia de escasa muscovita y granate confieren a las rocas un ligero carácter peraluminoso, aunque no se encuentran en ellas minerales típicamente aluminosos (Clarke 1981, 1992). La variación de los contenidos relativos de los minerales félsicos del batolito no permite establecer si el magma experimentó una evolución calcoalcalina granodiorítica o monzonítica, pero sí excluir la tendencia trondjemítica (Lameyre y Bowden 1982). Probablemente la causa de esta indefinición radique en la naturaleza misma del batolito, pero en parte también podría ser atribuible al acentuado contraste granulométrico que existe entre fenocristales y pastas de las rocas fuertemente porfíricas, y a los pocos análisis modales disponibles de enclaves microgranulares. Es posible que parte de la amplitud composicional que se observa en la Fig. 2a sea causada por la marcada diferencia en tamaño de grano, y que si se contara con un mayor número de muestras de enclaves mejoraría la definición de la tendencia. No obstante ello, si se toma en cuenta la abundancia de feldespato alcalino con respecto a plagioclasa (Tablas 1 a 4) y la composición química mayoritaria de las rocas (Brogioni 1991), resulta evidente la naturaleza calcoalcalina monzonítica del batolito.

La abundancia de titanita –un accesorio frecuente en los granitos I– y la presencia de magnetita, sugieren que las rocas cristalizaron inicialmente bajo condiciones relativamente oxidantes. La alta  $f\text{O}_2$ , al favorecer la formación de magnetita, provocó el descenso de la actividad del  $\text{FeO}$  en el fundido, y ello causó el enriquecimiento en Mg de los núcleos de

hornblenda. El contenido más elevado de Si en los núcleos de este mineral –que se correlaciona con bajos tenores de Al– indica alta actividad de SiO<sub>2</sub> en el fundido (Hammarstrom y Zen 1986) durante esta etapa de la cristalización, y el empobrecimiento paulatino de Ti hacia los bordes –que también ocurre en la biotita–, es compatible con la disminución de la solubilidad de este elemento a medida que desciende la temperatura (Anderson 1980; Ague y Brimhall 1988).

La relación Fe/Fe + Mg y el <sup>VI</sup>Al del anfíbol aumentan progresivamente desde el núcleo hacia el borde de los cristales, y también lo hacen con el contenido de SiO<sub>2</sub> de las rocas que lo hospedan (Tabla 8). Esta tendencia es común en granitoides calcoalcalinos de tipo I e indicaría la evolución del fundido hacia condiciones más reductoras (Mason 1978; Barnes 1987; Whalen y Chappell 1988). Al tornarse las condiciones más reductoras con el progreso de la cristalización, el Fe fue sustituyendo al Mg hacia los bordes de los cristales.

La zonación del Al<sup>T</sup> en el anfíbol es particularmente interesante porque en las hornblendas de granitoides calcoalcalinos el contenido de este elemento depende de la presión de cristalización, vale decir, de la profundidad de emplazamiento del intrusivo (Hammarstrom y Zen 1986; Vyhnalet al. 1991). El contenido de Al se incrementa de núcleo a borde. El Al<sup>VI</sup> es bajo (0,146 a 0,378) (Tabla 8) y su aumento progresivo estaría vinculado con la disminución del Ti, indicando sustituciones del tipo 3Ti = 4Al<sup>VI</sup> en el mineral. El incremento del Al<sup>IV</sup> –causado por la disminución de Si– sería responsable de la correlación

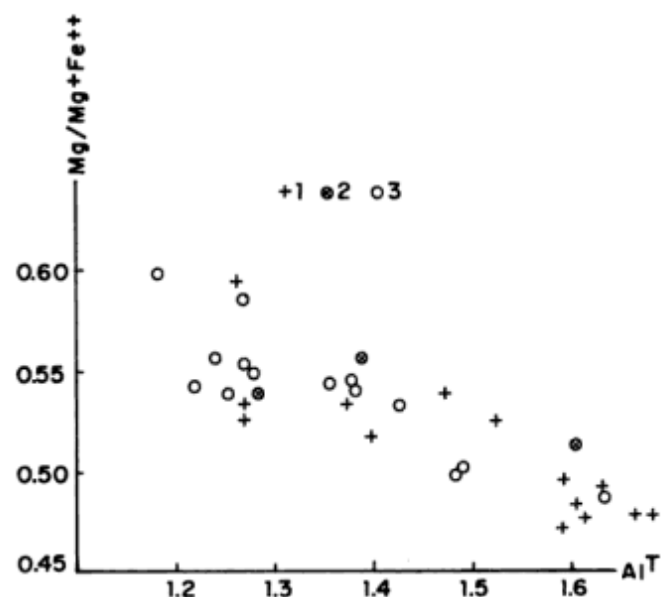


Figura 8: Variación de Al<sup>T</sup> con la relación Mg/Mg + Fe<sup>++</sup> en bordes (1), bordes internos (2) y núcleos (3) de cristales de anfíbol.

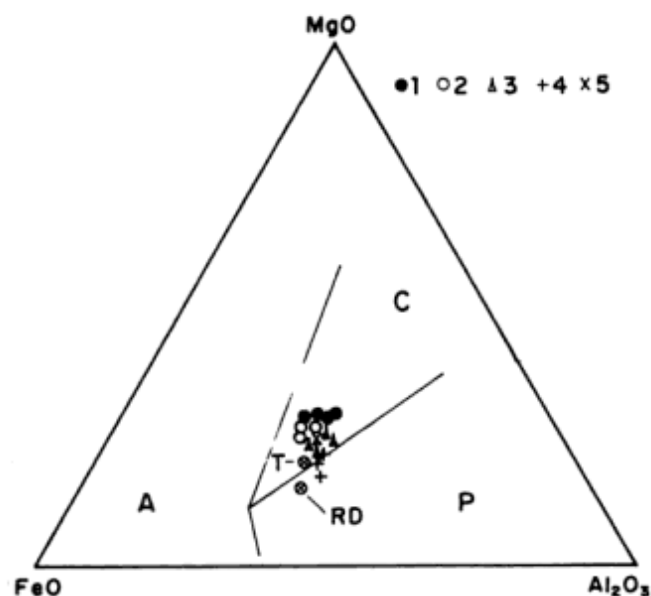


Figura 9: Discriminación de las biotitas sobre la base de su contenido de MgO, FeO y Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (A alcalinas anorogénicas; C calcoalcalinas orogénicas y P peraluminosas). 1, Las Chacras anfíbol + biotita; 2, Las Chacras biotita; 3, La Mesilla; 4, Las Huertitas; 5, Potrerillos; T transicional RD "Rojo Dragón".

negativa entre la relación Mg/Mg + Fe<sup>++</sup> y Al<sup>T</sup> del anfíbol (Tabla 8, Fig 8), porque provoca la expansión de la cadena doble de tetraedros (Hawthorne 1983) y favorece, así, la sustitución FeMg en las capas octaédricas adyacentes. La aplicación del geobarómetro del anfíbol permite estimar un nivel de emplazamiento del orden de los 10 km para el plutón Las Chacras, valor éste que resulta compatible con las características estructurales y texturales de sus rocas, las cuales evidencian condiciones de cristalización más profundas.

Los tenores de MgO y FeO de las biotitas, al igual que Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, son típicos de rocas calcoalcalinas orogénicas (Abdel-Rahman 1994, 1996) (Fig. 9). Las relaciones FeO/MgO<sub>pr</sub> están comprendidas entre 1,45 y 1,73 en las facies porfíricas, y en las rocas equigranudas –donde coexisten con muscovita– varían de 2,18 a 3,57. Estos últimos valores son algo elevados para rocas calcoalcalinas y se aproximan a los de biotitas de granitos peraluminosos (Fig. 10). Son acompañados por un incremento de la alúmina, pero no se registra la correspondiente disminución de SiO<sub>2</sub> (Nockolds 1947), por lo que Al<sup>IV</sup> es netamente inferior al que se encuentra en biotitas de granitoides peraluminosos (Clarke 1981). El <sup>VI</sup>Al –al igual que en el anfíbol–, se incrementa progresivamente hacia los bordes de los cristales, pero la relación Fe/Fe + Mg disminuye en ese sentido. Un comportamiento de esta índole indicaría (Mason 1978) que el fundido evolucionó hacia condiciones más oxidantes. Sin embargo, cuando se la confronta con el contenido de SiO<sub>2</sub> de la

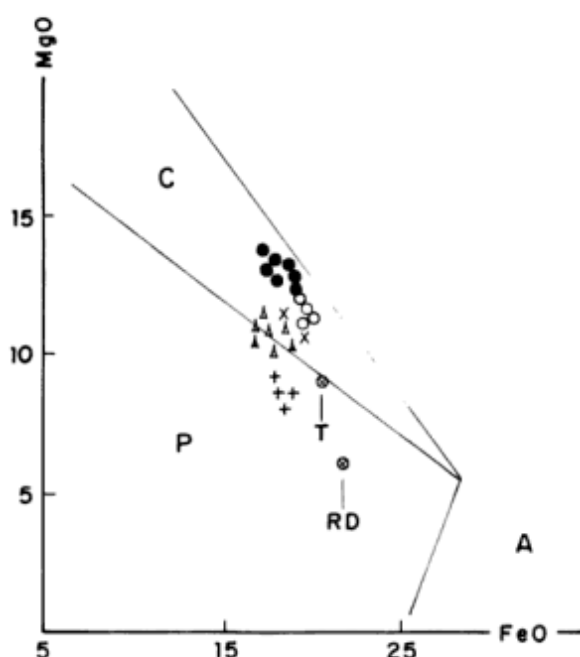


Figura 10: Discriminación de las biotitas sobre la base de la relación FeO - MgO. Simbología igual a Fig. 9.

roca hospedante, la relación Fe/Fe + Mg de las biotitas muestra una tendencia positiva, como el anfíbol, propia de fundidos que evolucionan hacia condiciones más reductoras. Este comportamiento aparentemente contradictorio de las biotitas es muy interesante, porque la disminución de la relación Fe/Fe + Mg con el incremento de <sup>VI</sup>Al podría atribuirse a modificaciones subsólidas provocadas por fluidos deutéricos oxidantes, que causaron el re-equilibramiento del mineral, como fuera postulado por Whalen y

Tabla 9: Variación del Índice de Color y contenido promedio (%) de muscovita en Monzogranitos.

Plutón	Potrerillos	Las Huertitas	La Mesilla	Las Chacras
<b>Facies equigranuda</b>				
IC	0,93	2,31	3,97	—
Muscovita	1,20	0,94	0,07	—
<b>Facies transicional</b>				
IC	1,35	—	—	—
Muscovita	0,27	—	—	—
<b>Facies porfírica</b>				
IC	5,82	—	7,25	13,20
Muscovita	0,05	—	—	—

No se incluyen rocas provenientes de diques y xenolitos.

Chappell (1988). Las biotitas de las rocas equigranudas del batolito tienen un contenido de Fe<sup>3+</sup> más elevado que el de las rocas porfíricas, tendencia que podría ser propia del proceso de diferenciación magmática (por ejemplo, por separación de ilmenita) o deberse a procesos subsólidos. Por otra parte, las composiciones del mineral -si se asume que no sufrió alteración por eventos postmagmáticos-, parecerían indicar que la cristalización se llevó a cabo bajo fO<sub>2</sub> muy cercanas al buffer NNO (Wones y Eugster 1965; Speer 1984), es decir, más elevadas que QFM, como sucede con los granitos de tipo I (Whalen y Chappell 1988). Evidentemente, es muy importante determinar la influencia que el fraccionamiento y el equilibrio subsólido han ejercido sobre el grado de oxidación del Fe. Para ello, se requiere un estudio analítico más profundo, con un mayor número de análisis de cristales, que escapa a las posibilidades de este trabajo.

Por último, en las biotitas existen sustituciones MgAl en las posiciones octaédricas -las relaciones entre Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> y MgO son inversas-, que definen una tendencia evolutiva similar a la graficada por Abdel-Rahman (1994) para biotitas del batolito de Sierra Nevada.

En lo que respecta a los minerales félsicos, el desarrollo notable alcanzado por los cristales de microclino -que confiere al batolito uno de sus rasgos texturales más destacados- es atribuible a las dificultades del mineral para nuclearse y a su rápida velocidad de crecimiento, en magmas subsaturados en agua y que cristalizan con bajo grado de sobre-enfriamiento (Swanson 1977; Vernon 1986). El incremento de la relación K/Na hacia los bordes (Fig. 4) es una tendencia normal, originada por el descenso progresivo de la temperatura (Mehnert y Büsch 1981; Vernon 1986). En cuanto a la plagioclasa, la abundancia, pequeño tamaño y composición de las inclusiones dispuestas al azar en los megacristales de microclino (Fig. 5) indican que es de naturaleza temprana. Su incorporación debió ser controlada por diferencias en las velocidades de crecimiento de ambos minerales, hospedador y huésped, pues cuando dicha velocidad alcanza su máximo en el microclino, en la plagioclasa es mucho menor (Swanson 1977). Las láminas de tipo celular que se encuentran dentro de cristales afectados por zonación *patchy* representan relictos de plagioclasa que cristalizó tempranamente en el fundido félsico, y que luego fue parcialmente reabsorbida como consecuencia de un incremento de la temperatura (Hibbard 1981). Las fluctuaciones térmicas durante el transcurso de la cristalización fueron responsables también del desarrollo -por *sinensis*- de los mantos de plagioclasa sobre megacristales de microclino. En ambos casos, el aumento de la temperatura puede atribuirse a procesos de mezcla de magmas de composiciones contrastantes (Hib-



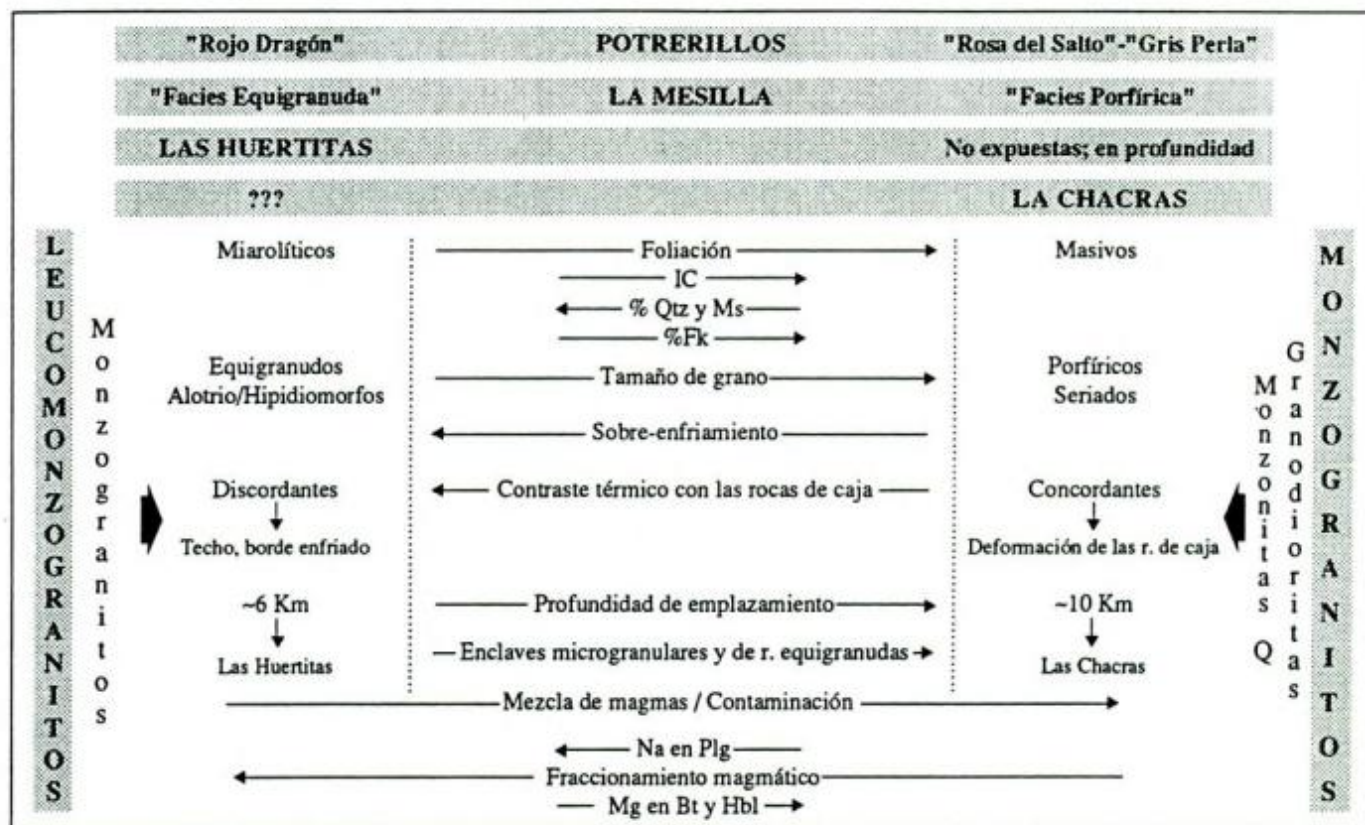
bard 1981; Vernon 1986; Pitcher 1993). Las oscilaciones composicionales superpuestas –que no involucren al núcleo de los cristales ni muestran signos de reabsorción–, en cambio, son el resultado de perturbaciones locales de los gradientes de difusión, causadas por convección debida a acumulación de agua en la interfase cristal-fundido (Loomis 1982).

Finalmente, una vez producida la cristalización principal del fundido, las rocas experimentaron modificaciones subsólidas, que afectaron en particular a los feldespatos. El fenómeno más conspicuo está representado por las mirmequitas. Las coronas se formaron por la reacción del feldespato con fluidos portadores de Na y Ca, producto de la saturación del magma en la fase acuosa (Vernon 1991; Pitcher 1993; Shelley 1993), en tanto que las mirmequitas y los rebordes sódicos de plagioclasas incluidas en los megacristales podrían haberse formado por exsolución subsólida a partir del microclino (Phillips y Carr 1973; Vernon 1986). En las rocas equigranudas, la reacción feldespato alcalino + agua = muscovita + cuarzo condujo a las relaciones simplectíticas entre muscovita y cuarzo vermicular (Shelley 1993). Por último, los fluidos participaron también en la formación de pertitas de tipo parche en el plutón Las Chacras,

aunque es necesario destacar que este fenómeno es muy poco conspicuo; la mayoría de las exsoluciones son coherentes, indicando la ausencia de fluidos intergranulares durante su formación (Parsons 1978).

*Modelo genético.* Los rasgos estructurales, texturales y composicionales de los plutones, las relaciones que guardan entre sí las distintas facies, y la naturaleza de los enclaves contenidos en ellas, se sintetizan en la Tabla 10 y pueden utilizarse para inferir los mecanismos de evolución magmática y la secuencia de emplazamiento de las unidades petrográficas. Dos procesos principales afectaron la evolución del fundido del cual provienen las rocas del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas: uno temprano de mezcla/contaminación, y otro subsecuente, de fraccionamiento. La existencia de procesos de mezcla del fundido granítico con un magma más básico fue establecida previamente por Brogioni *et al.* (1989), Brogioni (1991, 1992), y se manifiesta en la abundancia, características texturales y geoquímicas de los enclaves microgranulares, presentes invariablemente en todas las facies porfíricas de los plutones. Luego de esta etapa temprana, el magma evolucionó por fraccionamiento, mecanismo que produjo las variaciones

**Tabla 10:** Síntesis de las principales características de las facies petrográficas presentes en los plutones del batolito. El bloque de la izquierda se refiere a las facies equigranudas, y el de la derecha, a las porfíricas. En el centro se señalan algunos rasgos geológicos, modales, texturales, composicionales y evolutivos relevantes, y su incremento –en sentido de las fechas– con la litología. En vertical se muestran las litologías dominantes (grisado) y las subordinadas.



modales y geoquímicas que se registran en las unidades equigranudas con respecto a las porfíricas.

El plutón Potrerillos es el cuerpo más adecuado para bosquejar un modelo genético, porque además de estar constituido por varias facies petrográficas, se encuentra en una posición estructural adecuada para realizar el análisis comparativo de las relaciones entre ellas. Los leucomonzogranitos ( $IC < 1$ ) equigranudos "Rojo Dragón" representan las porciones más fraccionadas del fundido, que se inyectaron discordantemente en los niveles superficiales de una corteza relativamente fría, donde formaron el techo del plutón. Las unidades porfíricas "Rosa del Salto" y "Gris Perla" ( $IC < 6$ ) corresponden a porciones más profundas y menos evolucionadas del fundido, en las cuales persisten remanentes del proceso temprano de mezcla, los enclaves microgranulares. Estas rocas porfíricas son más pobres en cuarzo, plagioclasa y muscovita (Tabla 9), tienen un contenido mayor de mafitos, abundantes megacristales de microclino indicando que cristalizaron con bajo grado de sobre-enfriamiento-, plagioclasas más cálcicas (Fig. 5) y biotitas más magnesianas (Fig. 6, 10). La facies transicional exhibe características intermedias entre ambas.

Este modelo genético es válido para todos los plutones, pero existieron variaciones en la profundidad de emplazamiento y en el régimen térmico regional de la corteza, durante la conformación del batolito. El nivel de emplazamiento determinado para Las Chacras es del orden de los 10 km, mientras que el plutón Las Huertitas se habría intruido a menos de 6 km (estimación basada en la presión determinada por Lira y Ripley 1990, para la formación de los depósitos hidrotermales). Las características estructurales y texturales de sus rocas reflejan estas diferencias de profundidad. El carácter localmente concordante, la ausencia de borde enfriado y la escasa disminución del tamaño de grano hacia los contactos de los plutones Las Chacras y La Mesilla –por otra parte–, es atribuible al bajo contraste térmico existente entre rocas de caja y magma al momento de la intrusión de estos cuerpos.

## Conclusiones

El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas es el mayor exponente del magmatismo granítico post-tectónico de la sierra de San Luis. Los cuatro plutones que lo integran están formados preponderantemente por monzogranitos y conforman, desde el punto de vista estructural, textural y composicional, cuerpos polifaciales con identidad petrográfica propia. Las asociaciones minerales de las rocas son típicas de granitoides calcoalcalinos de tipo I, originados a partir del fraccionamiento de un fundido, afectado por procesos de mezcla con materiales máficos en

una etapa temprana de su evolución. La cristalización del magma fue regida por el descenso gradual de la temperatura y por condiciones variables de  $fO_2$  y de saturación en volátiles. La paragénesis mineral y la composición de los mafitos, en especial del anfíbol, fue controlada por  $fO_2$  iniciales relativamente altas que se tornaron progresivamente más reductoras con el avance de la cristalización. La fase volátil permaneció disuelta en el magma durante la mayor parte del proceso evolutivo, permitiendo el desarrollo notable de microclino. En los estadios finales, la sobresaturación en volátiles produjo el reajuste composicional –cuya magnitud no ha sido determinada en este trabajo– y textural, en condiciones subsólidas. Las porciones más fraccionadas del fundido –los monzogranitos equigranudos mirolíticos finos– se habrían emplazado en niveles corticales someros, donde constituyeron el techo y los bordes enfriados de los cuerpos. En el interior, porciones menos evolucionadas del material, cargadas de fragmentos hibridizados remanentes del proceso de mezcla, cristalizaron con bajo grado de sobre-enfriamiento, dando origen a las actuales facies porfíricas de los plutones.

## Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas mediante el PID 3-912005/85 y una Beca Externa otorgados a la autora. Se desea agradecer al Director del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Florencia (Italia), donde se realizaron los estudios petrográficos, modales y de Rayos X, y muy especialmente a P. Manetti, G. Poli, S. Tommasini, P. Lattanzi, M. Benvenuti, A. Santo y P. Parrini de la Sección Mineralogía y Petrología de esa Institución, por la colaboración brindada en el empleo de la microsonda. Un particular reconocimiento se hace extensivo a E. Llambías, por su exhaustiva lectura crítica del manuscrito.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Abdel-Rahman, A. M., 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525-541.
- Abdel-Rahman, A. M., 1996. Discussion on the comment on Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 37 (5):1031-1035.
- Ague, J. y Brimhall, G., 1988. Regional variations in bulk chemistry, mineralogy, and the compositions of mafic and accessory minerals in the batholiths of California. *Geological Society of America, Bulletin*, 100: 891-911.
- Anderson, J. L., 1980. Mineral equilibria and crystallization conditions in the late Precambrian Wolf River rapakivi massif,

- Wisconsin. American Journal of Science, 280: 289-332.
- Barnes, C. G., 1987. Mineralogy of the Wooley Creek batholith, Slinkard pluton, and related dikes, Klamath Mountains, northern California. American Mineralogist, 72: 979-901.
- Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geología y edad. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, Simposio Granitos Fanerozoicos Circum-Pacíficos, 4: 115-117. Tucumán.
- Brogioni, N., 1991. Caracterización petrográfica y geoquímica del Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis, Argentina. Actas 6º Congreso Geológico Chileno, 1: 766-770. Viña del Mar, Chile.
- Brogioni, N., 1992. Geología del Batolito de las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), 11(99): 1-14.
- Brogioni, N., 1993. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. Geocronología Rb-Sr y ambiente tectónico. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 4: 54-60. Mendoza.
- Brogioni, N., Poli, G. y Manetti, P., 1989. Preliminary petrological data of Las Chacras-Piedras Coloradas Batholith, Central Argentina. Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, Convegno di Trieste, Abstracts: 16-17. Trieste, Italia.
- Brogioni, N., Parrini, P. y Pecchioni, E., 1994. Magmatismo pre y sin-colisional en el Cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 962-966. Concepción, Chile.
- Clarke, D. B., 1981. The mineralogy of peraluminous granites: a review. Canadian Mineralogist, 19, 1: 3-17.
- Clarke, D. B., 1992. Granitoid rocks. Chapman & Hall, 283 pag. London.
- Daziano, C. y Lucero Michaut, H., 1994. Petroquímica de los granitoides del plutón de Las Chacras y su expresión anomalizadora ligada a presencia de uranio, San Luis, R. A. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 1010-1014. Concepción, Chile.
- de Albuquerque, C., 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. Geochimica et Cosmochimica Acta, 37: 1779-1802.
- Dymek, R. F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. American Mineralogist, 68: 880-899.
- Gay, H. 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. Bariloche.
- Goldsmith, J. R. y Laves, F., 1954. The microcline-sanidine stability relations. Geochimica et Cosmochimica Acta, 5: 1-19.
- Hammarstrom, J. y Zen, E-an., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. American Mineralogist, 71: 1297-1313.
- Hawthorne, F. C., 1981. Crystal chemistry of the amphiboles. En: Veblen, D. (Ed.): Amphiboles and other hydrous pyriboles - Mineralogy. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 9A: 1-102.
- Hawthorne, F. C., 1983. The crystal chemistry of the amphiboles. Canadian Mineralogist, 21, 2: 173-480.
- Hibbard, M. J., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. Contributions to Mineralogy and Petrology, 76: 158-170.
- Hollister, L., Grissom, G., Peters, E., Stowell, H. y Sisson, V., 1987. Conformation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. American Mineralogist, 72: 231-239.
- Johnson, M. y Rutherford, M., 1989. Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. Geology, 17: 837-841.
- Lameyre, J. y Bowden, P., 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14: 169-186.
- Leake, B., 1978. Nomenclature of amphiboles. Canadian Mineralogist, 16: 501-520.
- Lira, R. y Ripley, E., 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., 1991. Reply to Comment by A. E. Williams-Jones and S. A. Wood on "Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, central Argentina". Geochimica et Cosmochimica Acta, 55: 2065-2066.
- Lira, R. y Ripley, E., 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.
- Loomis, T. P., 1982. Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: the origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. Contributions to Mineralogy and Petrology, 81: 219-229.
- Lopez de Luchi, M., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del Batolito de Renca, Sierra de San Luis, República Argentina. Actas 10º Congreso Geológico Argentino, Simposio Granitos Fanerozoicos Circum-Pacíficos, 4: 84-88. Tucumán.
- Llambías, E., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz, A., Caminos, R., Toselli, A. y Saavedra, J., 1991. Leucogranodioritas sincinemáticas ordovícicas en la Sierra de San Luis, República Argentina. Actas 6º Congreso Geológico Chileno, 1: 187-191. Viña del Mar, Chile.
- Llambías, E., Quenardelle, S., Ortiz Suarez, A. y Prozzi, C., 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la Sierra Central de San Luis. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 487-496. Buenos Aires.
- Mason, D. R., 1978. Compositional variations in ferromagnesian minerals from porphyry copper-generating and barren intrusions of the Western Highlands, Papua, New Guinea. Economic Geology, 73: 878-890.
- Mehnert, K. R. y Büsch, W., 1981. The Ba content of K-feldspar megacrysts in granites: a criterion for their formation. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 140 (3): 221-252.
- Miller, C., Stoddard, E., Bradfish, L. y Dollase, W., 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implications. Canadian Mineralogist, 19 (1): 25-34.
- Nockolds, S. R., 1947. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. American Journal of Science, 245 (7): 401-420.
- Ortiz Suarez, A., Prozzi, C. y Llambías, E., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados, Argentina. Estudios Geológicos, 48: 269-277.
- Parsons, I., 1978. Feldspars and fluids in cooling plutons. Mineralogical Magazine, 42 (321): 1-17.
- Phillips, E. R. y Carr, G. R., 1973. Myrmekite associated with alkali feldspar megacrysts in felsic rocks from New South Wales. Lithos, 6: 245-260.
- Pitcher, W., 1993. The nature and origin of granite. Blackie Academic & Professional, 321 p. Great Britain.
- Sanchez, V., Ortiz Suarez, A. y Prozzi, C., 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, Provincia de San Luis. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 669-677. Buenos Aires.
- Sato, A. M. y Llambías, E., 1994. Granitoides pre-cinemáticos del sur de la Sierra de San Luis, Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 1200-1204. Concepción, Chile.
- Sato, A. M., Ortiz Suarez, A., Llambías, E., Cavarozzi, C., Sanchez, V., Varela, R. y Prozzi, C., 1996. Los plutones pre-Oclóyicos del sur de la Sierra de San Luis: arco magmático al inicio del Ciclo Famatiniano. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 259-272. Buenos Aires.
- Shelley, D., 1993. Igneous and metamorphic rocks under the mi-

- croscope. Chapman & Hall, 445 p. Great Britain.
- Speer, A., 1984. Micas in igneous rocks. En: Bailey, S. W. (Ed.): Micas. Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 13: 299-356.
- Swanson, S. E., 1977. Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *American Mineralogist*, 62: 966-978.
- Tomkeieff, S. I., 1985. *Dictionary of Petrology*. J. Wiley & Sons, 680 p.
- Van Der Plas, L. y Tobi, A. C., 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263: 87-90.
- Vernon, R. H., 1986. K-feldspar megacrysts in granites -Phenocrysts, not porphyroblasts. *Earth-Science Reviews*, 23: 1-63.
- Vernon, R. H., 1991. Questions about myrmekite in deformed rocks. *Journal of Structural Geology*, 13 (9): 979-985.
- Vyhnal, C. R., McSween, H. Y. y Speer, J. A., 1991. Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. *American Mineralogist*, 76: 176-188.
- Whalen, J. B. y Chappell, B. W., 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *American Mineralogist*, 73: 281-296.
- Williams-Jones, A. E. y Wood, S. A., 1991. Comment on "Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, central Argentina" by R. Lira and E. M. Ripley. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 2063-2064.
- Wones, D. R. y Eugster, H. P., 1965. Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist*, 50: 1228-1272.

**Recibido:** 9 de diciembre, 1996

**Aceptado:** 9 de diciembre, 1997

## Procesos de canibalización de la barrera medanosa entre Faro Querandí y Mar Chiquita, Buenos Aires

Federico Ignacio ISLA

CONICET, Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata,  
C.C. 722, 7600 Mar del Plata

**ABSTRACT.** *Cannibalisation processes in the dune barrier between Villa Gesell and Mar Chiquita, Buenos Aires.* The barrier between Villa Gesell and Mar Chiquita evolved from north to south during the Holocene sea-level regression. Present littoral drift is from south to north. Transverse dunes have been migrating from south to north, in a gradation of parabolic, transverse, barchanoid and star dunes. Comparing aerial photographs, the transverse dunes of Laguna Blanca did not migrate significantly between 1975 and 1987. To the south of Mar Chiquita, along the CELPA beach, the dunes are younger than 540 years (age of peats underlying them on top of coastal-lagoon deposits). These recent dunes are today eroding at a rate of 5 m/year, and increasingly in the recent years due to the action of storms. Between Estancia Mar Chiquita and Querandí Lighthouse, non-operating washovers are recognized behind the foredunes. Their composition indicates a different availability of pebbles (quartzites, volcanic rocks, caliche) and a higher position than present washovers. Towards the Querandí Lighthouse, the beach has a typical accumulation profile, with aeolian bedforms on the backshore grading to the foredunes and/or transverse dunes (transverse to the wind and transverse to the coastline).

### Introducción

Schnack *et al.* (1982) en su descripción de los ambientes ingresivos de Mar Chiquita, crearon la Formación Faro Querandí (FFQ) para los médanos y playas de la barrera medanosa. Posteriormente, y a través de perforaciones se fijaron las relaciones entre las unidades litoestratigráficas que infrayacen la barrera (Fasano *et al.* 1991).

Violante y Parker (1992) realizaron una detallada descripción de los sedimentos cuaternarios en la zona del Faro Querandí. Su Formación Punta Médanos (FPM) comprende playas y médanos de la barrera medanosa. Ambos estudios no reconocieron más que médanos y playas en lo mapeado como FFQ (FPM, *sensu* Violante y Parker 1993).

Isla y Espinosa (1995) describieron para la región inversiones de la deriva litoral, mortandades en masa de moluscos y disminuciones modernas de la disponibilidad de arena.

Las barreras medanosas son formas modernas que supuestamente están evolucionando en relación al aumento postglacial del nivel del mar. Esto no sucede actualmente en todas las costas, ya que en el Hemisferio Sur domina un descenso del nivel del mar del orden de los 2-4 m durante los últimos 5000 años (Isla 1989). Estas costas donde el nivel del mar

se ha mantenido aproximadamente estable durante miles de años pueden estar sujetas a historias más complejas con procesos de erosión y acumulación que se suceden en función de los procesos actuantes o disponibilidad de sedimento.

En las costas de grava es común reconocer en los sistemas dominados por deriva (espigas, barreras, barras) procesos de canibalización, *i. e.* erosión de los sectores deriva-arriba para alimentar el crecimiento litoral de los sectores deriva-abajo (término introducido por Orford *et al.* 1991). Cuando la provisión de sedimento deriva-arriba alcanza para alimentar la capacidad de transporte por deriva, se habla de un transporte "alineado según la deriva" (*drift-aligned*). En cambio, cuando esta provisión no alcanza el transporte está "alineado según el lavado" (*swash-aligned*). Cuando la barrera original se reestructura a lo largo de toda su longitud se la ha denominado Canibalización. En cambio, cuando produce varias celdas a lo largo de la barrera original, se la ha denominado Canibalización de Microescala (Orford *et al.* 1996). Estos procesos se pueden reconocer fácilmente en las espigas complejas canibalizadas de Caleta Valdés (Chubut), El Páramo (Tierra del Fuego) y existen otros ejemplos en la costa de Patagonia (Codignotto y Kokot 1988; Codignotto *et al.* 1988; Isla y Bujalesky 1995).

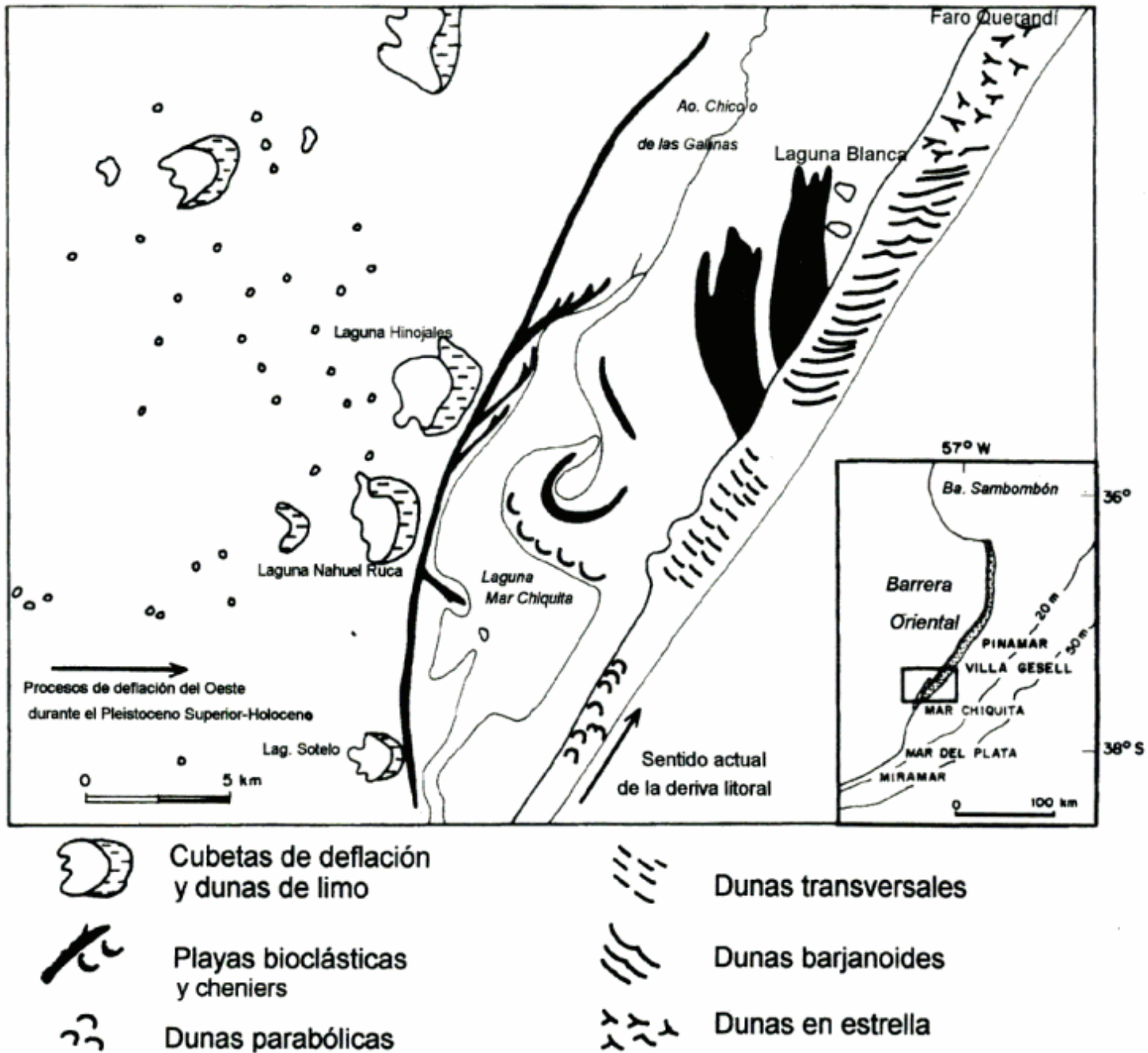


Figura 1: Mapa de ubicación de las distintas formas eólicas relacionadas a la barrera de Mar Chiquita (basada en el procesamiento digital de una imagen Landsat MSS).

En el presente trabajo se describen con mayor detalle los ambientes y formas que componen la barrera medanosa, principalmente la sucesión de formas medanosas transversales (Fig. 1) y su relación con la disponibilidad de arena. Por otro lado, se analizan nuevas evidencias de los procesos que condicionaron las acumulaciones de arena durante los últimos tiempos de la fluctuación holocena del nivel del mar. Además se aportan evidencias morfológicas y sedimentológica, de antiguos depósitos de sobrelavado que estarían indicando zonas de aporte diferentes a

las actuales, y de procesos de canibalización que tendrían importancia como indicadores de muy modernos procesos de erosión.

#### Características de la barrera medanosa oriental

La barrera medanosa oriental se extiende por 180 km de costa, desde la Punta Rasa (San Clemente del Tuyú) hasta Mar Chiquita. En su porción más

ancha llega a 3,5 km. Los médanos no llegan a superar los 12 m. Su importancia es como emplazamiento de muy importantes ciudades turísticas: San Clemente del Tuyú, San Bernardo, Mar de Ajó (Partido de la Costa), Pinamar (Pinamar) y Villa Gesell (Partido de Villa Gesell). Está compuesta casi exclusivamente por arena fina bien seleccionada, y en su interior se ubica la lente de agua dulce que constituye el principal recurso hidrogeológico de estos partidos costeros (Gonzalez Arzac *et al.* 1992). Los sedimentos cuaternarios infrayacentes ya han sido detalladamente descriptos por Schnack *et al.* (1982), Violante (1988), Fasano *et al.* (1991) y Violante y Parker (1993).

La barrera está emplazada en una costa micro-mareal (amplitudes medias de 0,82 m) con moderada energía de olas (usualmente inferior a 0,8 m de altura) pero que puede incrementarse episódicamente en ocasión de tormentas sudestadas (Isla 1986). La deriva litoral actual es fuerte de S a N con una caudal sedimentario de 190.000 a 570.000 m<sup>3</sup>/año (Isla 1986) de acuerdo a la fórmula sugerida por el Coastal Engineering Research Center (1984) condicionado principalmente por la magnitud y ángulo de incidencia de las olas. Actualmente no hay vientos significativamente dominantes de un determinado cuadrante; no obstante las dunas transversales se orientan según vientos del SSO.

### Metodología

Los relevamientos de formas se realizaron a través de fotografías aéreas de 1975 y 1987, e imágenes Landsat MSS de invierno (julio de 1986) y verano (febrero de 1987), procesadas según el índice de diferencia de vegetación normalizado (NDVI) y compuestas (bandas 4, 5 y 7). Estas imágenes fueron capturadas para analizar la morfología de los médanos y las relaciones entre ambientes utilizando el programa Aldus PhotoStyler en formato TIF. Los perfiles de los médanos transversales y barjanoides fueron realizados con teodolito al tiempo que se ubicaron los sitios de muestreo de las arenas superficiales.

En laboratorio estas arenas fueron secadas y tamizadas a intervalos de 0,5 unidades phi. Los parámetros estadísticos fueron evaluados mediante los métodos gráficos convencionales.

**Figura 2:** Fotografías aéreas de los sectores de las dunas más características: a, dunas parabólicas, b, transición entre dunas transversales a barjanoides, c, transición de dunas barjanoides a "en estrella".



### Sucesión de médanos transversales y disponibilidad de arena

No obstante que no existe una dirección predominante de los vientos, los médanos indican una dirección de propagación de S a N. Esta dirección queda evidente en la sucesión de médanos parabólicos, transversales, barjanoides y en estrella (Violante 1988; Fasano 1991).

La sucesión de dunas encontradas de sur a norte indica que en condiciones de baja disponibilidad de arena, las dunas parabólicas (Fig. 2a) dominan sobre la planicie de inundación de la laguna (CELPA) que limita la movilidad de las arenas y hace que la barrera sea más baja en este sector (Fig. 3a).

Algo más al norte, la barrera se hace más ancha y en general adquiere mayor altura (Fig. 3b). Al sur del acceso a la playa de la Ea. Mar Chiquita (ARSA S.A.) los médanos se hacen transversales (Fig. 2b). En perfil estos médanos son redondeados (Fig. 3c). La granulometría de las arenas reconoce arenas finas en las depresiones intermedanas. Arenas gruesas a medias dominan hacia las pendientes de barlovento (*stoss-side*), y medias en las de sotavento (*lee side*; Fig. 3c).

Al norte del casco de la Ea. Mar Chiquita, se establecen cadenas barjanoides (Fig. 2b) con neta asimetría hacia el norte (Fig. 3d). La granulometría de las arenas es más uniforme en arenas medias, casi finas (1,57 a 1,93 unidades phi; Fig. 3d). De acuerdo a fotografías aéreas verticales, entre 1975 y 1987, la migración de estas dunas barjanoides es mínima.

En general, podemos resumir que las caras de sotavento y depresiones intermedanas están dominadas por arenas finas, mientras que en las pendientes de barlovento los fenómenos de *blow outs* inducen granulometrías remanentes.

Finalmente, ya en las inmediaciones del Faro Querandí, las dunas toman formas en planta de médanos en estrella (Fig. 2c), tal cual las describiera Mc Kee (1966).

Esta sucesión de formas parabólicas - transversales - barjanoides - estrellas, es similar a la sucesión de dunas que se reconocen hacia el norte de Río Grande do Sul (Tomazelli y Vilwoc 1991). En esta región y para vientos dominantes del NE, la sucesión reconocida es transversales - barjanoides - barjanoides. Dunas lineales y parabólicas se sucederían como formas longitudinales (Tomazelli 1990, 1994).

### Inversiones de deriva y depósitos de sobrelavado

Anteriores contribuciones han mencionado que la barrera entre Villa Gesell y Mar Chiquita creció de

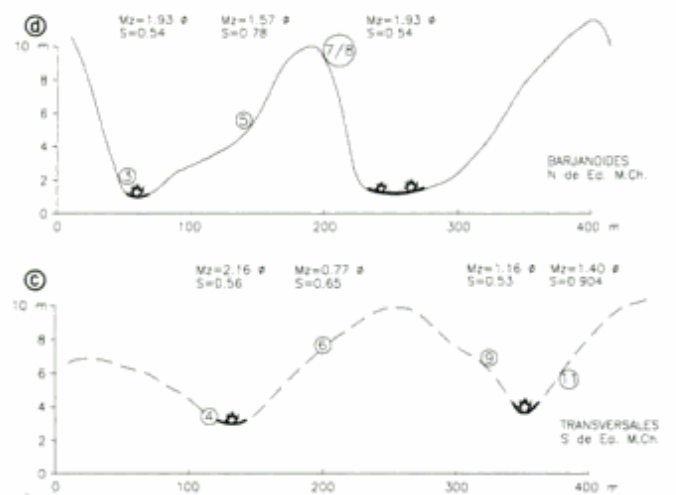


Fig. 3a) Perfil Faro Querandí

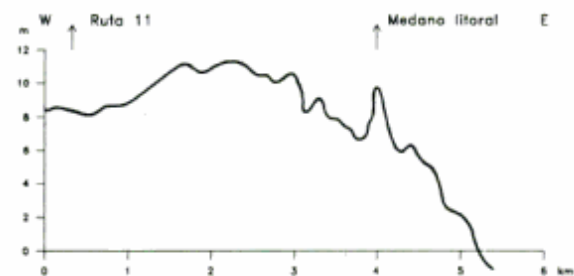


Fig. 3c) Mar Chiquita

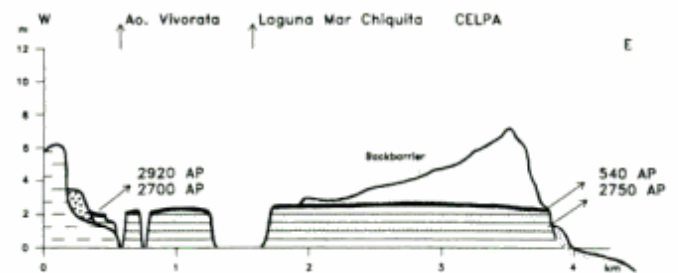
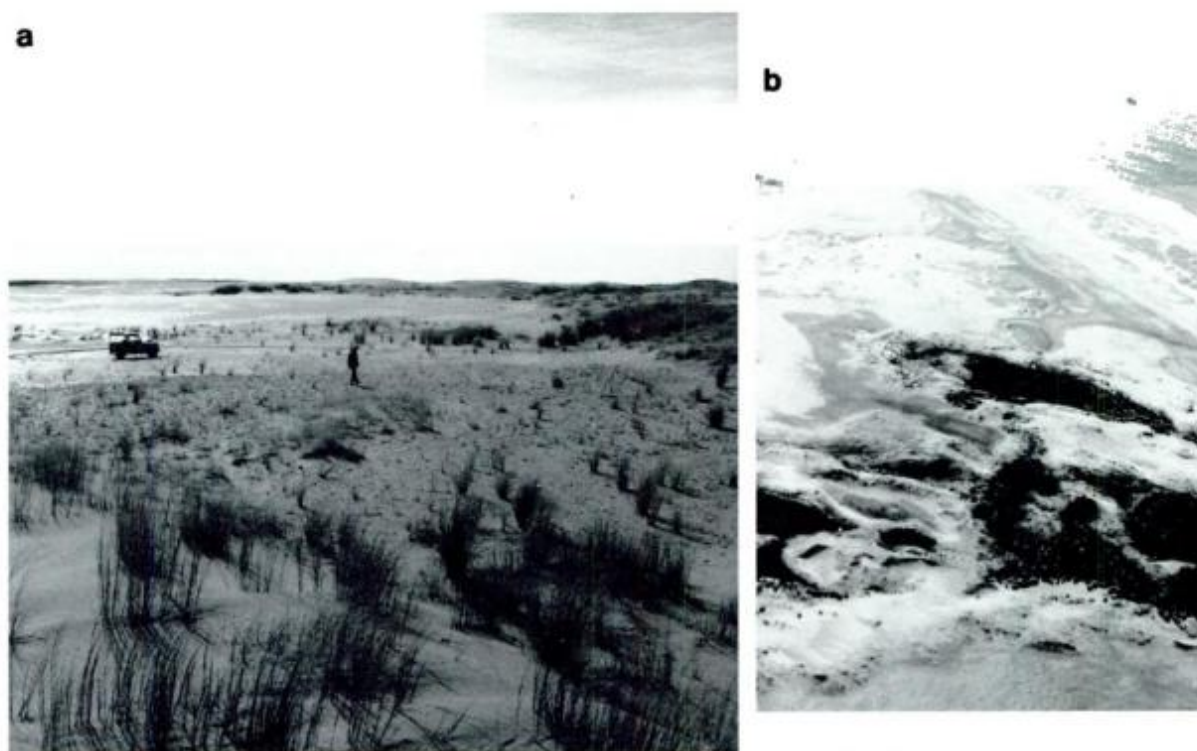


Figura 3: Perfiles transversales a la barrera en a, CELPA y b, en las inmediaciones del Faro Querandí. Perfiles morfológicos y texturales de los médanos: c, transversales y d, barjanoides (los relevamientos se realizaron con teodolito aunque las cotas son arbitrarias).

norte a sur (Schnack *et al.* 1982; Violante y Parker 1992). La deriva actual de sur a norte queda evidenciada por diferentes evidencias (Mazzoni 1977; Isla y Espinosa 1995). Se desprende entonces que se ha producido una inversión en la deriva litoral neta en épocas recientes (Isla y Espinosa 1995).

Nuevas evidencias de la zona del FQ indican que en la construcción de la barrera este esquema no es tan simple y que se dieron condiciones diferentes a las actuales. Se han reconocido entre el FQ y la Ea.





**Figura 4:** a, Depósito de sobrelavado fósil ocupando una depresión intermediana y detrás de una duna litoral; el mar hacia la derecha (tramo Estancia Mar Chiquita-FQ); b, Fotografía oblicua de los médanos transversales vegetados en las depresiones. Hacia la playa, los washovers van colmatando las depresiones intermedianas.

Mar Chiquita depósitos litorales, concretamente de sobrelavado, hoy no operativos (Fig. 4a y b), que indican condiciones de transporte diferentes de los actuales depósitos de lavado. Estas diferencias son topográficas, geomorfológicas y composicionales.

a) Se dan a cotas y distancias mayores de donde llegan las bermas de tormentas actuales (+ 2,5 m; Fig. 4b).

b) Acumulaciones eólicas litorales (*foredunes*) las separan de la playa actual; de modo que no están operando en la actualidad (Fig. 5).

c) En su constitución se reconocen diferencias composicionales como abundancia de clastos de vulcanitas y ortocuarcita, o de valvas de *Mesodesma* y *Adelomedon*.

### Composición de los depósitos de sobrelavado

Se comparó la composición de estos depósitos de sobrelavado, operativos y no operativos, de las playas del sector de laguna Blanca (La Boya, 37° 33' S; 57° 11' 15" O), y del sector del Faro Querandí (37° 31' 06" S; 57° 09' 11" O).

De los muestreos realizados se destaca que: 1) Los clastos de vulcanitas (provenientes del retrabajo litoral de las Gravas Tehuelches), tosca y ortocuarcitas

(de Mar del Plata) dominan en los sobrelavados no operativos (Fig. 6); 2) Los bioclastos (conchillas) principalmente de *Glycimeris longior* y *Amiantis purpurata* dominan en los sobrelavados actuales u operativos. Hacia el sur, en las playas de Mar Chiquita y CELPA, los bermas de tormentas se cubren de clasos de roca de playa (*beachrock*; Isla 1984; Fig. 7).

### Mortandades en masa

Con ocasión de episódicas tormentas sudestadas se reconoció en la playa evidencias de una mortandad en masa de organismos bentónicos epi e infaunales de la plataforma continental poco profunda. Los restos reconocidos normalmente incluyen valvas de *Amiantis purpurata*, *Adelomedon* sp., *Mesodesma* sp. y tuvos de sipunculidos. Estas tanatocenosis difieren significativamente de las reconocidas en los registros fósiles, tanto de playas como de abanicos de sobrelavado fósiles (Isla y Espinosa 1995).

### Canibalismo

Es muy difícil reconocer fenómenos de canibalismo en una barrera arenosa de edad muy reciente. En

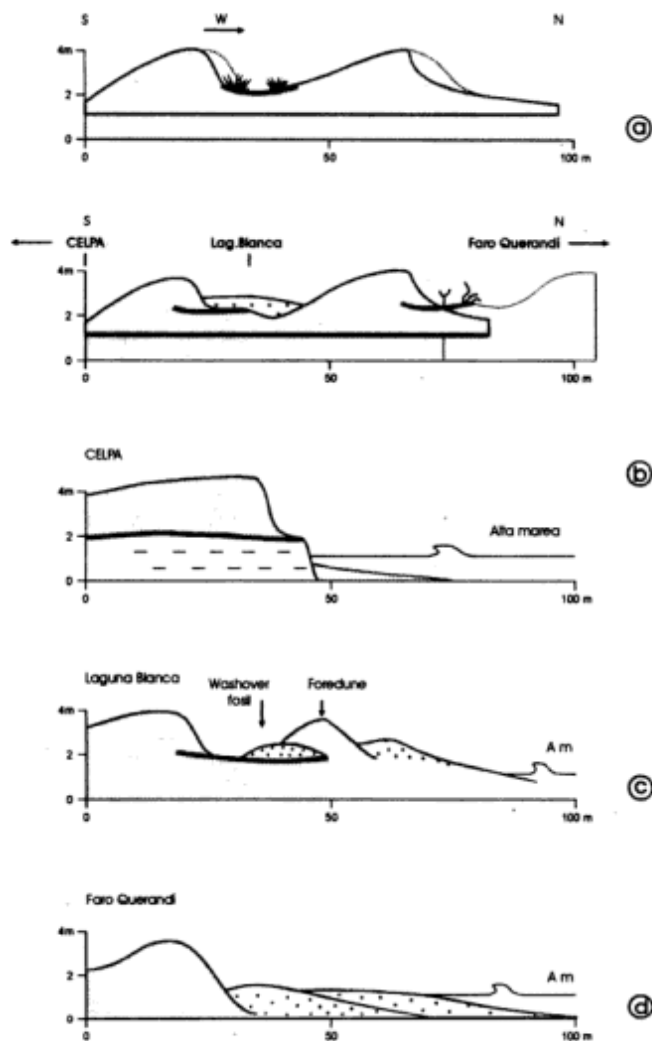


Figura 5: Perfiles longitudinales a la costa, donde se constatan las relaciones entre médanos y depresiones intermedanasas (a), y transversales a la costa, en CELPA (b), Laguna Blanca (c) y Faro Querandí (d).

algunos sectores los médanos litorales se asientan sobre acumulaciones de materia orgánica (*peat*) de  $540 \pm 100$  años (Ac-0342; Fig. 8). Esta turba se asienta además sobre depósitos de lagunas costeras con valvas enteras de *Mytilus* sp. datadas en  $2750 \pm 70$  años (LP-723;  $37^{\circ} 42' S$ ,  $57^{\circ} 23' O$ ). Dataciones de conchillas en posición de vida han dado edades mínimas de  $1340 \pm 50$  años en la desembocadura del Arroyo Los Cueros (Ac-0100) aunque estas dataciones no poseían valores de C13 recomendables para su corroboración (Schnack *et al.* 1982).

Se han podido distinguir fenómenos de erosión litoral (escarpas) de médanos transversales (Fig. 9). Otra evidencia de canibalismo es la exhumación de viejas depresiones intermedanasas (Fig. 6). Algunas de ellas se ubican como bancos de erosión en la base de escarpas de médanos y en la misma posición de

depósitos de lagunas costeras de aproximadamente 4000 años.

Otra de las evidencias de canibalismo es la presencia de *beachrocks* (calizas coquinoides con muy poco grado de cementación correspondientes a viejas líneas de playa) en la playa distal próxima al Faro Querandí (Fig. 10). Estos afloramientos de *beachrocks* con significativo contenido en vulcanitas indican características composicionales diferentes a las playas fósiles reconocibles a lo largo de la ruta 11 (Schnack *et al.* 1982; Violante y Parker 1992). Estos clastos de *beachrock* son también muy abundantes en la constitución episódica de los bermas de tormentas de las playas de Mar Chiquita y CELPA (Isla 1984, 1986).

### Relaciones playa-médano litoral

Debido a las fluctuaciones estacionales y episódicas que puede sufrir una playa, se ha propuesto analizar la morfología del espaldón como el rasgo más característico y expeditivo para aproximar a su dinámica (Isla *et al.* 1996).

Se ha reconocido recientemente los efectos de la pendiente regional en la evolución de los rasgos costeros. Estos efectos se han analizado para explicar las diferentes conformaciones geomorfológicas relacionadas a la barreras de médanos oriental y austral. Debido a que la primera, tiene baja pendiente regional, se extienden lagunas costeras, planicies de playas y de mareas. En cambio, el relieve más pronunciado en la costa al sur del cabo Corrientes, ha originado que los rasgos del Holoceno (playas y estuarios fósiles) se encuentren aplacados contra viejos acantilados (Isla *et al.* 1996). Esta importancia de la pendiente regional, en la conformación de los rasgos costeros ha sido evaluada recientemente a través de programas de simulación y modelos evolutivos de la costa australiana (Cowell y Thom 1995; Roy *et al.* 1995).

La disponibilidad de arena jugó un papel fundamental para el crecimiento de las barreras medanasas aportando el material necesario para que las dunas se transporten hacia el continente. En la barrera austral, rampas eólicas fueron necesarias para que las dunas trepan hacia el tope de viejos acantilados (Fig. 9). En la barrera oriental, en cambio, los médanos pudieron transportarse más fácilmente hacia el interior para colmar áreas anegadizas (lagunas costeras, planicies mareales). Los anchos máximos de ambas barreras son de 3,5 km.

Los 6000 años de aproximada estabilidad del nivel del mar, en realidad el descenso de 2,5 m del nivel del mar (Schnack *et al.* 1982; Isla 1989), originó una disminución en los aportes de arena (Isla y Espinosa 1995). Esta escasez moderna en los aportes

Composición Porcentual de gravas

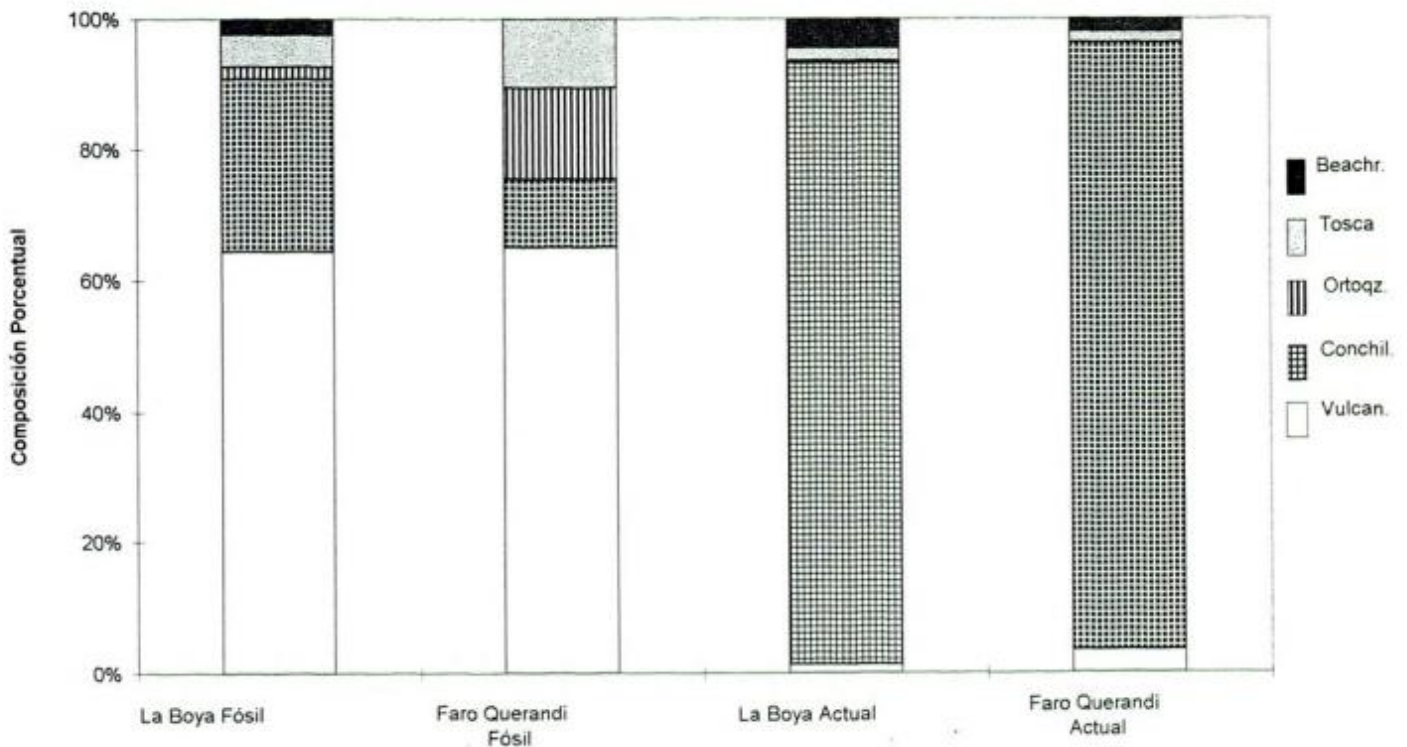


Figura 6: Histogramas de la composición de los clastos mayores que 8 mm muestreados en los depósitos de sobrelavado no operativos y operativos en Laguna Blanca (a) y Faro Querandí (d).



Figura 7: Berma de tormenta con overtopping de clastos de beachrock y valvas de pelecipodos, CELPA.

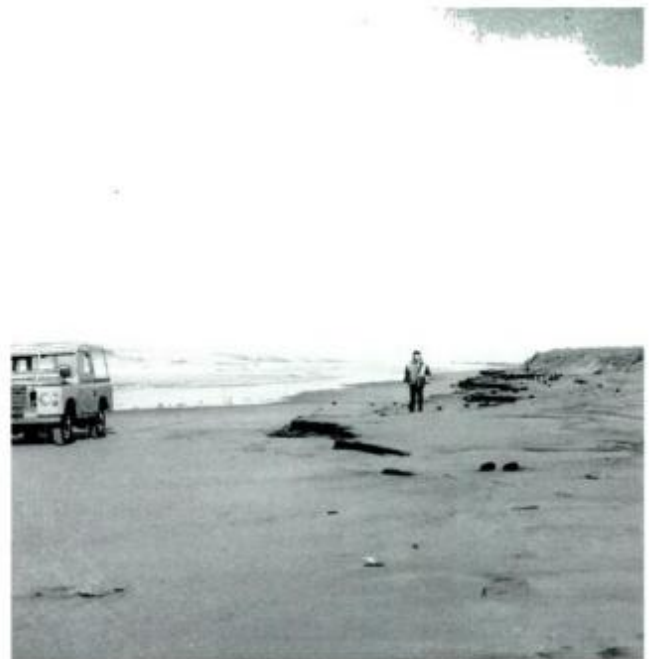


Figura 8: Escarpa de médano en CELPA que descubre depósitos de lagunas costeras de  $2750 \pm 70$  años, con una turba de  $540 \pm 100$  años en el tope. Este nivel impermeable origina la percolación del nivel freático.

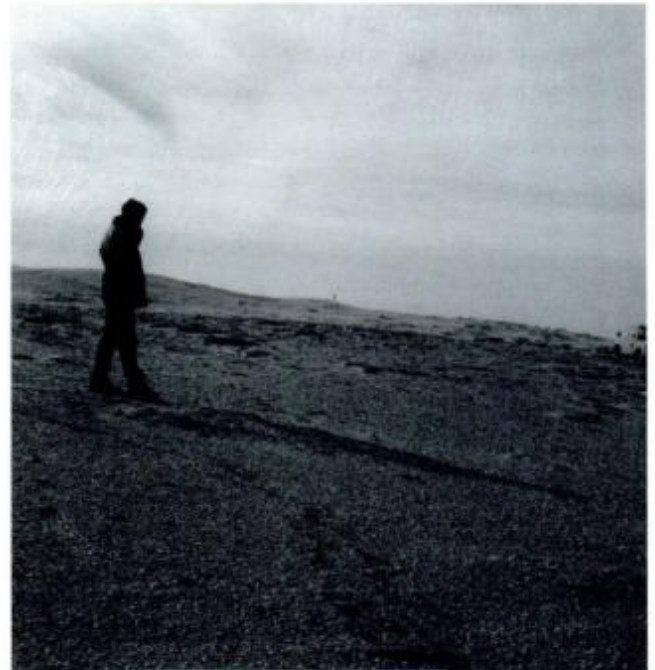


**Figura 9:** Relaciones playa - médano litoral en diferentes sectores de las barreras medanosas Oriental y Austral (según Isla *et al.* 1996).

de arena es responsable de diferentes relaciones entre las playas y los médanos litorales. Entre Mar del Plata y Miramar dominan los acantilados, y las acumulaciones eólicas prácticamente no tienen conexión con las playas que las originaron (Fig. 9). Hacia el sur, en Necochea (Parque Lillo), se ha reconocido que las acumulaciones medanosas cubren viejos acantilados. Las rampas de dunas funcionan sólo durante el verano; en invierno el intercambio de arena entre playas y médanos litorales es mínimo (Isla *et al.* 1996). Hacia el norte, en el trayecto entre Camet y Mar Chiquita, existen dunas colgadas; las antiguas barreras litorales medanosas se emplazan sobre acantilados bajos o bancos de erosión, y con críticos problemas de erosión. En la costa de CELPA, médanos de menos de 540 años poseen escarpas que denotan los efectos de episódicas tormentas (Fig. 8). Algo más al norte, en Cariló, Valeria del Mar y Ostende, estas escarpas no son tan nítidas. Sin embargo, la desactivación de las rampas de dunas se reconoce en el espaldón (dunas subalimentadas). Los perfiles de típicas playas en acumulación los podemos reconocer en el Faro Querandí, en Montecarlo (Pinamar), o en el Faro Punta Médanos (Fig. 9).

## Discusión

La sucesión de formas medanosas parabólicas-transversales-barjanoides-estrellas, sería semejante a la descrita en la barrera norte de Rio Grande do Sul que habría evolucionado en similares condiciones de evolución del nivel del mar (Tomazelli y Vilwock 1991). En esta región y para vientos dominantes del NE, la sucesión reconocida es transversales-barjanoides-barjanes. Dunas lineales y parabólicas se sucederían como formas eólicas longitudinales en el mismo sentido NE-SO (Tomazelli 1990, 1994).



**Figura 10:** Afloramientos subhorizontales de roca de playa o beachrock ("Cementerio de Caracoles") inmediatamente al sur de FQ. Su composición posee clastos de vulcanitas de hasta 3 cm de diámetro y valvas de *Glicymeris longior* (el mar se ubica a la derecha de la fotografía).

Las barreras medanosas son formas modernas que supuestamente evolucionan en relación a un aumento progresivo del nivel del mar. Aquellas costas donde el nivel del mar se ha mantenido aproximadamente estable durante miles de años pueden estar sujetas a historias más complejas con procesos de erosión y acumulación que se suceden en función de los procesos actuantes o disponibilidad de sedimento.

Los procesos de canibalización natural suceden tanto en barreras de grava como de arena, aunque son más difíciles de reconocer en estas últimas. Los diseños de crestas de playas truncadas por erosión o traslapadas es una evidencia (Taylor y Stone 1996). Esto se puede reconocer en las imágenes satelitales de la zona del Faro Querandí.

La exhumación de depósitos estuarinos modernos (lagunas costeras, marismas, turbas) por debajo de barreras también puede indicar un desequilibrio sedimentario, aunque también puede deberse a simples cambios en los procesos naturales, modificación de los regímenes de tormentas o a desequilibrios inducidos por la actividad del hombre (sistemas de espigones u otras obstrucciones a la deriva). Respecto a cambios en los procesos naturales, la variación de la dirección del viento puede inducir procesos de denudación que desequilibran de sedimento el sistema costero.

## Conclusiones

1. Si la Barrera Medanosa creció de norte a sur durante los últimos 5000 años, los médanos transversales evolucionaron con posterioridad y de sur a norte en el mismo sentido de la actual deriva litoral.
2. De acuerdo a dataciones efectuadas en turba, los médanos del sur tienen menos de 540 años y hoy se están erosionando a un ritmo de 5 m/año.
3. Entre 1975 y 1987, los médanos de la zona de Laguna Blanca no han migrado significativamente.
4. En su extremo sur, la barrera presenta indicios de canibalización, como escarpas de dunas litorales, y bancos de erosión labrados en depósitos de lagunas costeras de 2750 años de antigüedad.
5. Entre la estancia Mar Chiquita y el Faro Querandí, se han reconocido depósitos de sobrelavado, hoy no operativos, cuya composición de gravas indica un mayor porcentaje de vulcanitas, ortocuarzitas y tosca que los sobrelavados que se producen actualmente.
6. Hacia el Faro Querandí, la playa tiene morfología de acumulación. Afloramientos de roca de playa han sido reconocidos como relictos de playas fósiles cuya composición es diferente a las playas actuales y también diferente a la de los cordones fósiles repetidamente descriptos y datados a lo largo de la ruta 11.

## Agradecimientos

Muchos de los conceptos aquí vertidos han surgido de intercambios de opiniones con colegas, particularmente G. G. Bujalesky, L. Tomazelli y E. J. Schnack. En las campañas colaboraron H. Turno, S. Stutz, E. Nápoles Fernández y M. Cabrera Castellanos. S. Serra procesó las muestras de arena y M. Farenza realizó las figuras. Las dataciones radiocarbónicas aquí utilizadas han sido realizadas por el Latyr (Universidad de La Plata) y el Ingeis (Universidad de Buenos Aires).

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Coastal Engineering Research Center, 1984. Shore protection manual. 2 vols., Vicksburg, Miss. USA.
- Codignotto, J. O. y Kokot, R. R., 1988. Evolución geomorfológica holocena en Caleta Valdés, Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43, 4: 474-481.
- Codignotto, J. O., Marcomini, S. C. y Santillana, S. N., 1988. Terrazas marinas entre Puerto Deseado y Bahía Bustamante, Santa Cruz, Chubut, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43, 1: 43-50.
- Cowell, P. J. y Thom, B. G., 1995. Morphodynamics of coastal evolution. En: Carter, R. W. G. y Woodroffe, C. D. (Eds.): *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, 33-86.
- Fasano, J. L., 1991. Geología y geomorfología. Región III. Faro Querandí-Mar de Cobo, Provincia de Buenos Aires. Informe final, Convenio CFI-UNMDP, 118 pp. (inédito).
- Gonzalez Arzac, R., Vizcaino, A. y Campos Alfonso, F., 1992. Acuíferos costeros de la Provincia de Buenos Aires. Sector Punta Rasa-Punta Médanos. Parte Y. Hidrogeología, Hidrodinámica e Hidráulica. Col. Hidrología Subterránea No. 4, CFI, Buenos Aires, 35 pp.
- Hunter, R. E., Richmond, B. M. y Alpha, T. R., 1983. Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast. *Geological Society of America, Bulletin*, 94: 1450-1465.
- Isla, F. I., 1984. Características texturales y comportamiento hidrodinámico de los rodados de playa: Técnicas multivariadas y experiencia de transporte en condiciones episódicas. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 15, 1-2: 33-45.
- Isla, F. I., 1986. Dinámica sedimentaria de la zona de la desembocadura de la laguna Mar Chiquita, Provincia de Buenos Aires. Tesis Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 257 pp. (inédito).
- Isla, F. I., 1989. The Southern Hemisphere sea level fluctuation. *Quaternary Science Reviews*, 8: 359-368.
- Isla, F. I. y Espinosa, M. A., 1995. Environmental changes associated to the Holocene sea-level fluctuation: Southeastern Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International*, 26: 55-60.
- Isla, F. I., Cortizo, L. C. y Schnack, E. J., 1996. Pleistocene and Holocene beaches and estuaries along the Southern Barrier of Buenos Aires. *Quaternary Science Reviews*, 15, 8-9: 833-841.
- Mazzoni, M. M., 1977. Características composicionales de la fracción pesados de arenas de playa frontal del litoral atlántico bonaerense. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 8, 3-4: 73-91.
- Mc Kee, E. D., 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and comparison with structures of dunes from other selected areas). *Sedimentology*, 7, 1: 3-69.
- Orford, J. D., Carter, R. W. G. y Jennings, S. C., 1991. Coarse clastic barrier environments: evolution and implications for Quaternary sea-level interpretations. *Quaternary International*, 9: 87-104.
- Orford, J. D., Carter, R. W. G. y Jennings, S. C., 1996. Control domain and morphological phases in gravel-dominated coastal barriers of Nova Scotia. *Journal of Coastal Research*, 12, 3: 589-604.
- Roy, P. S., Cowell, P. J., Ferland, M. A. y Thom, B. G., 1995. Wave-dominated coasts. En: Carter, R. W. G. y Woodroffe, C. D. (Eds.): *Coastal evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics*. Cambridge University Press, 121-186.
- Schnack, E. J., Fasano, J. L. e Isla, F. I., 1982. The evolution of Mar Chiquita lagoon, Province of Buenos Aires, Argentina. En: Colquhoun, D. J. (Ed.): *Holocene Sea-Level Fluctuations: Magnitudes and Causes*. IGCP 61, University of South Carolina, Columbia, South Carolina, USA, 143-155.
- Taylor, M. y Stone, G. W., 1996. Beach ridges: a review. *Journal of Coastal Research*, 12, 3: 612-621.
- Tomazelli, L. J., 1990. Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocénicos do Nordeste da provincia costeira do Rio Grande do Sul, con enfase no sistema eólico. Tesis de doctorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 196 pp. (inédito).
- Tomazelli, L. J., 1994. Morfologia, organização e evolução do campo eólico costeiro do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil*, 21, 1: 64-71.
- Tomazelli, L. J. y Wilcock, J. A., 1991. Geologia do Sistema Lagunar Holocénico do Litoral Norte do Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brasil*, 18, 1: 13-24.

Violante, R. A., 1988. Geología de la "planicie costera" entre Villa Gesell y Faro Querandí, Pcia. de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 507, 221 pp. (inédito).

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: 215-227.

**Recibido:** 17 de marzo, 1997

**Aceptado:** 9 de diciembre, 1997

# Las riolitas de sierra Chica (37° 48' S, 65° 26' 0): un centro eruptivo gondwánico en el bloque del Chadileuvú, Provincia de La Pampa, Argentina

Sonia M. Quenardelle <sup>1,2</sup> y Eduardo J. Llambías <sup>1,3</sup>

<sup>1</sup> CONICET

<sup>2</sup> Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,  
Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires

<sup>3</sup> CIG, Universidad Nacional de La Plata, Calle 1, N°644, 1900 La Plata

**ABSTRACT.** *Sierra Chica rhyolites (37° 48' S, 65° 26' W): a gondwanic eruptive centre in Chadileuvu massif, La Pampa Province, Argentina.* A Gondwanian age volcanic sequence has been recognized at Sierra Chica in the central-southern part of the Chadileuvu Massif, La Pampa province, Argentina. The sequence is composed of three units. The first and lowermost unit consists of trachyandesitic pyroclastic flows of unknown thickness and extent. This unit occurs to the north of the two rhyolitic units that form one of the topographic highs of the landscape of La Pampa province. The lower rhyolitic unit is composed of well bedded, thin (<7m) pyroclastic units interbedded with thin fall units. The upper rhyolitic unit consists of coarse bedded, thick pyroclastic layers (10-20 m) with rheomorphic characteristics. Chemical data show that all three units have high-K calc-alkaline chemistry with metaluminous to slight peraluminous tendencies. The two rhyolitic sequences have similar flat REE patterns with small Eu anomalies consistent with their being cogenetic. The eruptive characteristics of the Sierra Chica rhyolitic units along with their chemistry indicate that the Sierra Chica flows are from a distinct centre than the more silicic, fluorite-bearing Lihué Calel flows just to the southwest. The chemical characteristics of the Sierra Chica sequence are consistent with eruption in an extensional tectonic regime just subsequent to a subduction-related compressional regime.

## Introducción

La actividad magmática gondwánica del Grupo Choiyoi (Pérmico inferior-Triásico inferior) tuvo un amplio desarrollo en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael, con una distribución principalmente N-S. A la latitud de 36° S se aparta de esta orientación, internándose hacia el SE en el Bloque del Chadileuvú en la provincia de La Pampa. Esta distribución ya era conocida desde el primer cuarto de este siglo con la denominación de "Arco de los Gondwánides" (Keidel 1922, 1939; Windhausen 1931, p. 159). Este "arco", que separa a la Patagonia del resto del país, acompaña la estructuración principal NO-SE de las rocas metamórficas y la de los granitoides deformados, cuya evolución y edad aún no se conoce con precisión (véase Llambías *et al.* 1996). Al respecto, la ubicación y distribución de los centros efusivos del Grupo Choiyoi puede contribuir a un mayor conocimiento de las estructuras que gobernaron el ascenso magmático hacia la superficie.

La gran abundancia de rocas silíceas gondwánicas en la provincia de La Pampa ya había sido reconocida desde los primeros trabajos realizados en ella

por Groeber (1929). Llambías y Leveratto (1975) la caracterizaron como un plateau riolítico, pero no precisaron la ubicación de los centros eruptivos, tema que tampoco fue posteriormente concretado por los autores que continuaron con su estudio. Sin embargo, el análisis cuidadoso de las estructuras volcánicas permitirá la distinción de cada uno de ellos, lo cual pondrá de manifiesto los lineamientos principales que controlaron su distribución.

Las sierras de Lihué Calel y Sierra Chica son dos elementos orográficos en el Bloque del Chadileuvú que se destacan de los afloramientos de las rocas del Paleozoico inferior e inclusive de otros afloramientos de volcanitas silíceas gondwánicas, las que conforman suaves lomadas de dimensiones reducidas y aisladas entre sí.

La sierra de Lihué Calel ha sido extensamente estudiada (Llambías 1973; Llambías y Leveratto 1975; Sruoga y Llambías 1992) con enfoques petrológicos, geoquímicos y tectónicos. Esas investigaciones han permitido ubicarla como representante del magmatismo del Grupo Choiyoi, asociado a un régimen extensional de amplia ocurrencia en el margen occidental de Argentina durante el Permo-Triásico.

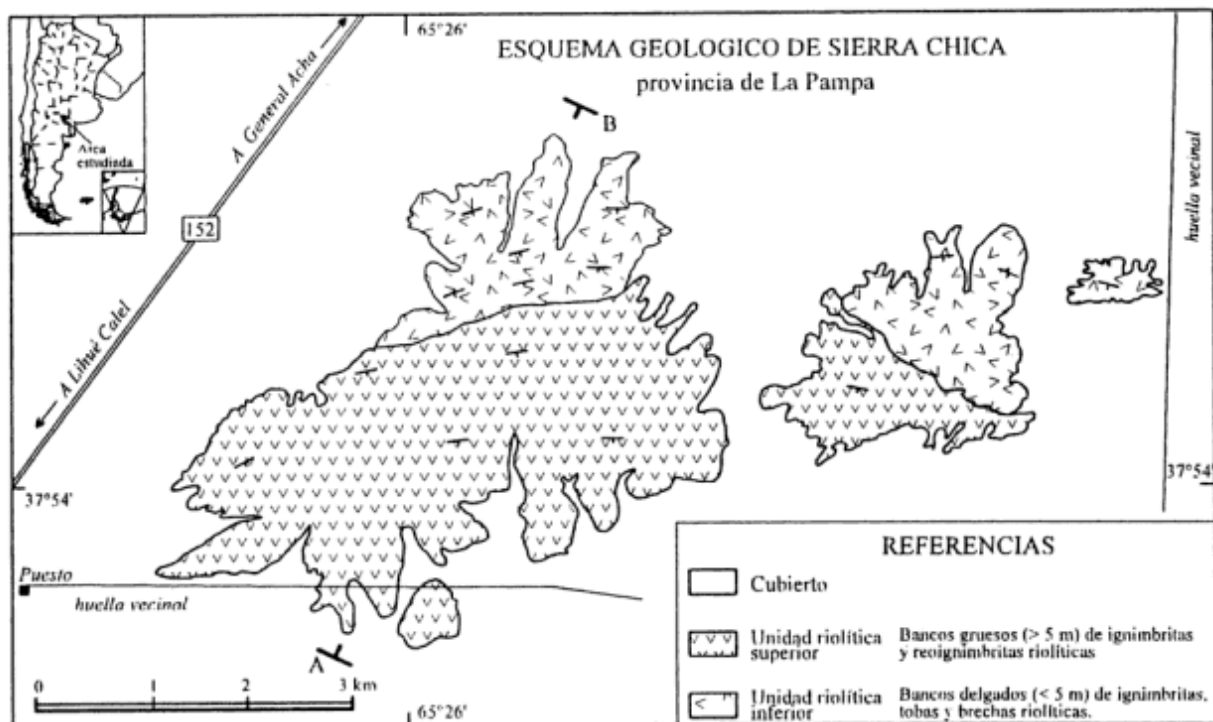


Figura 1: Bosquejo geológico de sierra Chica, provincia de La Pampa.

La sierra Chica, cuyo volcanismo silícico difiere en composición y en texturas del de la sierra de Lihué Calel, no había sido estudiada en detalle aún y sólo había menciones de ella en los trabajos de Llambías y Leveratto (1975) y Sruoga y Llambías (1992). El objetivo de este trabajo es la caracterización petrográfica y geoquímica de las volcanitas de Sierra Chica a los fines de su comparación con las de Lihué Calel y establecer si constituyen los restos de un centro efusivo (Fig. 1).

Los datos analizados confirman que sierra Chica es un centro volcánico diferente del de Lihué Calel, siendo en general menos silícico, con composiciones riolíticas y traquiandesíticas. El modo de erupción también fue diferente, ya que en sierra Chica las unidades de enfriamiento fueron mucho más delgadas que en Lihué Calel.

### Marco geológico

El basamento del Bloque del Chadileuvú está compuesto por rocas ígneas y metamórficas, con edades comprendidas entre el Proterozoico tardío y el Devónico tardío-Carbonífero temprano. Estas unidades son granodioritas, granitos y metamorfitas formadas en niveles intermedios de la corteza y que fueron agrupados en el ciclo Pre-Gondwánico (Tickyj

y Llambías 1994; Llambías *et al.* 1996; Sato *et al.* 1996).

Al ciclo Gondwánico corresponden las rocas sedimentarias de la Formación Carapacha (Melchor 1990; Melchor y Césari 1991, 1992) y las rocas volcánicas y plutónicas ácidas a mesosilícicas entre las que se encuentran las secuencias de Lihué Calel y sierra Chica, objeto del presente estudio.

### Características geológicas y petrográficas

La sierra Chica está constituida por un conjunto de rocas extrusivas riolíticas, principalmente ignimbritas, brechas y tobas. Los bancos son de escaso espesor (1-20 m) lo cual permite reconocer la estratificación con facilidad. De acuerdo con la frecuencia de los tipos litológicos y el espesor de los bancos se han reconocido dos unidades mayores, que de abajo hacia arriba se denominarán unidad riolítica inferior y unidad riolítica superior respectivamente. La unidad riolítica inferior contiene numerosos bancos bien estratificados de escasa potencia (<5 m). La unidad riolítica superior posee bancos más gruesos (10-20 m) de ignimbritas y reoignimbritas.

Los afloramientos de ambas unidades son continuos, con un rumbo predominante ENE e inclinación de 12° al Sur (Fig. 1 y 2). En la región también aflo-



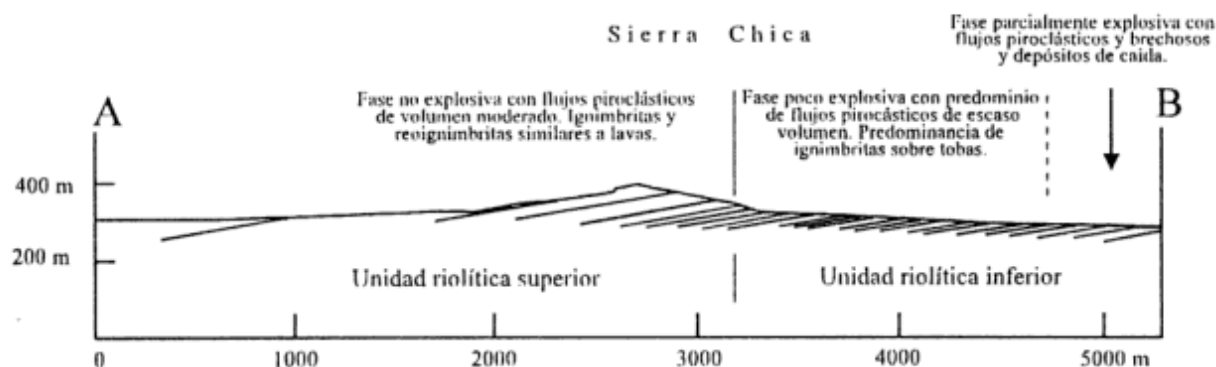


Figura 2: Perfil NNE-SSO de la secuencia de sierra Chica.

ran en forma aislada traquiandesitas (Fig. 3), sin relación directa con las riolitas de sierra Chica. Sin embargo, se las puede relacionar con éstas porque en la brechas riolíticas de la parte inferior de la unidad riolítica inferior se han encontrado clastos de traquiandesitas similares a las de los afloramientos, por lo que se presume que forman parte de la base de la secuencia riolítica.

La *unidad riolítica inferior* se caracteriza por su aspecto claramente estratificado y por la alternancia de bancos grises con anaranjados y morados. La base de la unidad está cubierta y en el afloramiento se distingue un nivel de brecha gris verdosa, con clastos subangulosos a subredondeados de volcanitas porfíricas moradas, volcanitas afaníticas grises oscuras y castañas, con fenocristales de plagioclasa y cristaloclastos de cuarzo, inmersos en una matriz afanítica. La proporción de clastos (líticos + cristales) es de 40 % aproximadamente. La secuencia continúa con intercalaciones de niveles de grano fino, bien estratificados, morados, en contacto con niveles de color rosado claro, con textura porfírica y alto contenido cristalino. Los niveles porfíricos se extienden unos 50 m y se continúan con niveles donde la textura brechosa caótica es más conspicua y la coloración es anaranjada rojiza, con litoclastos de hasta 10 cm de longitud mayor. En este nivel se han reconocido cinco tipos texturales diferentes de litoclastos volcánicos riolíticos. Por encima se identifica un nivel gris con textura microbrechosa con alto contenido de cuarzo; en la que llama la atención la heterogeneidad granométrica y el alto grado de fragmentación. Este nivel se continúa por encima con un nivel de color castaño oscuro y textura afanítica que se dispone formando lentes de escaso espesor (50 cm) y sin mayor continuidad lateral. Sin embargo, este nivel es el primero en el cual se identifican litoclastos correspondientes a volcanitas con textura intersertal con vidrio de color castaño (palagonita?) devitrificado cuya composición y aspecto es similar al de las traquiandesitas

que afloran aisladamente en la ruta 152 (Fig. 3). Este nivel está integrado, además por cristaloclastos de cuarzo y escasos fenocristales de plagioclasa inmersos en una pasta felsítica.

La secuencia se continúa hacia arriba con intercalaciones de niveles grises y morados, destacándose: que los contactos entre un nivel y otro no se encuentran expuestos, que los niveles grises son de menor espesor que los de color morado o rojizo (2-3 m vs. 6-7 m, respectivamente) pero tienen mayor contenido cristalino (alrededor del 35% del total de la moda) y que el contenido de cuarzo es mayor y más conspicuo que en los otros niveles.

Hacia la parte cuspidal de esta secuencia se encuentra un banco morado que presenta dos facies de diferente granometría, una de tamaño de grano medio, microbrechosa y otra más fina, con menor contenido de líticos y mayor proporción de matriz felsítica. En la parte cuspidal de la secuencia se identifica un potente banco anaranjado y llamativa textura brechosa fluidal, con abundantes litoclastos estirados concordantemente con la disposición del banco. Los fenocristales se disponen siguiendo la misma orien-

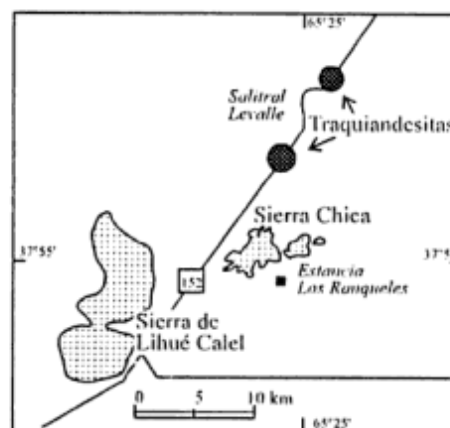


Figura 3: Ubicación de los afloramientos mencionados en el texto.

tación. Los litoclastos corresponden a volcanitas moradas y castaño oscuras, poseen bordes subredondeados (deformación en estado plástico?) y alcanzan dimensiones de 12 cm de largo por 8 cm de ancho.

Todos los bancos de la unidad riolítica inferior poseen texturas brechosas, con litoclastos de volcanitas ácidas, fenocristales de plagioclasa, feldespatos potásico, cuarzo y biotita oxidada, con accesorios como apatita, allanita, opacos primarios y escaso circón. La matriz es felsítica y en ella se distinguen algunos parches de carbonato y epidoto. También son evidentes las esferulitas, fantasmas de trizas y estructuras vítreas totalmente desvitrificadas, en algunos casos han sido reemplazadas por sílice secundaria y en otros por hojuelas de sericita. Los litoclastos observados corresponden a rocas de la misma composición y textura que los niveles de las dos unidades estudiadas.

En la *unidad riolítica superior* se han reconocido varios bancos de ignimbritas (entre 10 y 25 m de espesor) cuyo carácter masivo y similar aspecto dificulta la observación de la estratificación. En total alcanzan los 400 m de espesor (Fig. 2). Se caracterizan por tonalidades moradas a rojizas, textura brechosa y escaso contenido de fenocristales. Es abundante el contenido de fragmentos de volcanitas ácidas con bordes angulosos de hasta 20 cm de largo, pero los más frecuentes tienen 4 cm de longitud. No se han identificado fragmentos pumíceos a escala mesoscópica. Las estructuras internas de flujo o indicios de soldamiento son poco aparentes, distinguiéndose una alineación grosera de litoclastos y cristales.

En esta unidad se ha identificado la presencia de un dique riolítico de color blanco. Posee textura porfírica con fenocristales de cuarzos inmersos en una pasta afanítica. Su rumbo es N 10° Oeste y posición subvertical, con una longitud de 20 m y un ancho de afloramiento 3 m aproximadamente. La peculiaridad de este dique es el desarrollo de un borde dinámico de 30 cm en el que se distinguen las líneas de flujo bien apretadas. Microscópicamente esta unidad presenta textura microbrechosa, compuesta por cristaloclastos, litoclastos de volcanitas ácidas y vitroclastos inmersos en una matriz felsítica desvitrificada.

Las rocas de esta unidad presentan al microscopio textura microbrechosa, compuesta por fenocristales, cristaloclastos, litoclastos de volcanitas ácidas y vitroclastos desvitrificados inmersos en una matriz felsítica totalmente desvitrificada.

La fracción cristalina está compuesta por fenocristales de plagioclasa (oligoclasa) con profusa alteración arcillosa y en menor medida sericítica, fenocristales de feldespatos potásico con moderada alteración arcillosa y fenocristales de biotita, algunos cloritizados y la mayoría totalmente oxidados con grumos de opacos en sus bordes. El cuarzo se presenta como

cristaloclastos con bordes angulosos y fracturas conoideas. Como accesorios menores se han identificado allanita, opacos primarios, apatita y más raramente circón. Los litoclastos corresponden a volcanitas ácidas similares en textura y composición a las rocas que integran la unidad descripta.

Los vitroclastos están representados por fragmentos pumíceos elongados, algunos con formas flamígeras y otros con bordes fibrosos. En muchos se reconocen relictos de estructuras tubulares, ya sea en vistas longitudinales como también transversales. Dado que toda la matriz se ha desvitrificado estas estructuras han sido rellenadas por albita y cuarzo secundario de grano muy fino, lo que dificulta su identificación. También se han reconocido fantasmas de trizas de formas triangulares y alargadas, sectores con textura fibrosa y aspecto de fragmentos de megasferulitas, amígdalas alargadas rellenas con cuarzo con formas poligonales, coalescencia de burbujas y sectores en los que se identifica líneas de presión o filetes de flujo. En la matriz felsítica de algunas rocas se observan parches de carbonatos o grumos de epidoto, que en algunos casos rellenan grietas de extensión.

La *unidad traquiandesítica* es la tercera unidad que compone la secuencia de sierra Chica. Los afloramientos de la misma constituyen tres pequeñas lomas cortadas por la ruta nacional N° 152 (Fig. 3). Son rocas de color castaño rosado, con textura porfírica y claros indicios de flujo, marcados por la alineación de mafitos, en algunos casos y en otros por una alineación de los microlitos de la pasta. Una característica distintiva de estas rocas la constituye la presencia de xenolitos de esquistos biotíticos, con dimensiones variables entre 1 y 14 cm de longitud. Los xenolitos de mayor tamaño también presentan megacristales de feldespatos potásico.

La textura de las traquiandesitas es porfírica con fenocristales de feldespatos potásico rosado de hasta 5 cm de longitud, profusamente alterados a arcillas; plagioclasa totalmente alterada a arcillas y carbonatos; clinopiroxeno levemente verdoso y zonal; biotita rojiza totalmente alterada, con rebordes de opacos y reemplazos por mica blanca y opacos grumosos. Como microfenocristales se presentan apatita, euhedral y bastante abundante y cubos de opacos. La pasta tiene textura traquítica a bostonítica, profusamente alterada a arcillas, opacos, epidoto, parches carbonáticos y sílice secundaria asociada a amígdalas.

Además de los xenolitos metamórficos posee clastos subredondeados de volcanitas rojizas y castañas, con textura porfírica y cuyas dimensiones varían entre 0,5 y 30 cm de longitud de su eje mayor o diámetro. Además de los fenocristales de feldespatos rosado se distinguen otros, alterados a epidoto (plagioclasa?) y escasos individuos de cuarzo. La pasta o ma-

**Tabla 1:** Síntesis estratigráfica de la secuencia efusiva de sierra Chica, provincia de La Pampa.

	ESTRUCTURA	MODOS DE ERUPCION	FRACCION CRISTALINA	MATRIZ	FRACCION LITICA
Riolítica superior Espesor 400 m	Bancos masivos de 10-20 m de espesor, groseramente estratificados. Intenso soldamiento con flujo laminar similar al de una colada.	Flujos piroclásticos de alta temperatura.	Cuarzo, oligoclasa, sanidina, allanita, apatita, circón, opacos.	Felsítica, devitrificada, parches de carbonato y epidoto. Fantasmas de trizas cuspidas y alargadas. Esferulitas. Fragmentos pumíceos. Amígdalas.	Abundantes clastos angulosos de volcanitas riolíticas.
Riolítica inferior Espesor 170 m	Bancos masivos, con espesores < 5 m, bien estratificados, con soldamiento moderado. Texturas eutaxíticas bien desarrolladas. Los bancos de tobas tienen buena laminación interna.	Flujos piroclásticos y brechosos con temperaturas moderadamente altas. Depósitos de caída. Erupciones individuales de poco volumen y rápido enfriamiento.	Cuarzo, oligoclasa, sanidina, biotita oxidada, allanita, apatita, circón, opacos.	Felsítica, con algunos parches de carbonatos y de epidoto, esferulitas, fantasmas de trizas.	Abundantes clastos angulosos de riolitas y escasos de traquiandesitas.
Traquiandesítica Espesor no reconocido.	Por ser pequeños los afloramientos no se observan estructuras.	Flujos piroclásticos.	Plagioclasa alterada, FK, cuarzo escaso, biotita, clinopiroxeno.	Traquítica a bostonítica, con parches de epidoto, carbonatos y opacos. Amígdalas con sílice secundaria.	Abundantes clastos de volcanitas intermedias. Abundantes xenolitos de esquistos biotíticos.

triz de estas rocas es de color castaño rosado, con microlitos blancos y abundante epidoto. En algunas muestras se ha detectado la presencia de vesículas irregulares tapizadas por sílice secundaria.

En la Tabla 1 se ofrece una síntesis de las características petrográficas de la secuencia estudiada.

## Edad

No se tienen datos directos sobre la edad de las riolitas de sierra Chica, aunque indudablemente forma parte del volcanismo gondwánico. En forma indirecta las traquiandesitas, cuyos afloramientos son aislados, se encuentran como clastos en los flujos brechosos de la parte inferior de la unidad riolítica inferior, por lo que se puede inferir que son rocas más antiguas. Rapela *et al.* (1996) incluyeron a estas

traquiandesitas en la isocrona de las riolitas de Lihué Calel concluyendo que son cogenéticas con las riolitas. Si esta alineación no fuera circunstancial es probable que Sierra Chica sea contemporánea con Lihué Calel ( $240 \pm 2$  Ma).

## Características químicas

Los análisis químicos de elementos mayoritarios fueron realizados mediante la técnica de fusión sometida a ICP y los elementos traza a la de ICP/MS, según certificado de laboratorio ACTLABS (Canadá). Los datos químicos se exponen en la Tabla 1.

Tanto las rocas de la unidad riolítica inferior como las de la unidad riolítica superior corresponden a riolitas siguiendo la clasificación química de Le Maître *et al.* (1989, véase fig. 4) con una gama de compo-

**Tabla 2:** Análisis químicos del centro efusivo de sierra Chica, provincia de La Pampa.

	Unidad riolítica superior				Unidad riolítica inferior			Unidad traquiandesítica		
	LP01	LP03	LP08	LP11	LP13	LP22	LP28	LP16	LP35	LP36
SiO <sub>2</sub>	72.38	70.48	71.42	70.7	66.46	69.5	71.22	55.01	52.53	58.61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.32	14.62	14.45	14.42	14.8	13.96	14.19	13.17	12.47	12.47
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.24	0.24	0.29	0.41	0.35	0.28	0.72	1	0.95
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.18	1.62	1.56	1.84	2.91	2.44	1.85	4.57	6.83	6.28
MnO	0.07	0.06	0.07	0.08	0.07	0.06	0.07	0.06	0.15	0.09
MgO	0.25	0.46	0.42	0.59	0.99	0.79	0.63	2.92	4.22	3.17
CaO	1.07	1.11	1.23	1.39	2.36	1.38	1.33	5.74	6.58	4.74
Na <sub>2</sub> O	3.74	3.51	3.7	3.65	3.8	4.42	3.41	3.81	1.98	2.71
K <sub>2</sub> O	4.38	4.84	4.05	4.23	4.2	3.54	3.54	3.33	1	6.62
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.06	0.05	0.09	0.13	0.12	0.09	0.57	0.78	0.72
LOI	1.37	1.18	1.51	1.16	2	1.48	1.38	8.02	4.98	1.73
TOTAL	97.98	98.17	98.7	98.44	98.13	98.04	98	97.91	97.6	98.08
Ba	1160	1490	1273	1336	1323	1196	708	2875	3733	3717
Sr	284	367	850	462	640	517	369	2648	1340	1281
Y	20	20	22	21	18	16	21	22	29	27
Sc	4	5	5	6	6	5	6	11	17	13
Zr	162	163	193	219	223	165	132	307	327	341
V	5	20	15	20	45	40	30	115	140	110
Nb	16.74	12.63	11.44	12.44	10.93	9.71	12.1	14.43	16.46	16.74
Rb	176.68	196.76	169.75	169.57	140.06	119.85	174.26	125.54	231.58	228.97
La	65.56	78.03	70.43	76.27	69.67	65.58	40.97	113.09	92.83	101.16
Ce	125.36	144.43	131.54	141.44	131.17	121.23	81.38	216.13	181.76	198.21
Pr	13.023	14.822	13.502	14.781	13.668	12.584	8.812	23.982	21.046	22.476
Nd	42.77	47.18	44.66	48.25	44.88	40.47	30.31	84.99	77.01	81.25
Sm	7	7.15	7.29	7.46	7.06	6.04	5.7	13.92	13.46	14.04
Eu	1.158	1.316	1.3	1.389	1.314	1.202	0.927	3.022	3.27	3.202
Gd	4.73	5.23	4.85	5.07	4.6	4.25	4.38	8.94	10.18	10.39
Tb	0.71	0.77	0.77	0.73	0.67	0.62	0.69	1.12	1.34	1.32
Dy	3.35	3.32	3.4	3.39	2.86	2.94	3.26	4.3	5.48	5.33
Ho	0.68	0.67	0.71	0.72	0.61	0.58	0.71	0.76	1.01	1.03
Er	2.02	2	2.13	2.15	1.78	1.7	2.11	2.05	2.91	2.67
Tm	0.327	0.303	0.312	0.331	0.264	0.248	0.33	0.257	0.371	0.33
Yb	2.02	1.95	2.07	2.01	1.74	1.63	2.15	1.47	2.27	2.13
Lu	0.293	0.292	0.304	0.31	0.245	0.224	0.311	0.228	0.313	0.304
Hf	5.47	5.33	5.61	6.63	6.38	4.93	4.27	8.43	8.83	9.73
Ta	3.05	1.422	2.136	2.923	2.235	2.284	2.304	1.397	1.352	1.74
Th	23.186	25.357	23.051	23.512	20.299	19.167	21.418	21.826	17.807	18.377
U	3.706	4.138	3.829	3.886	2.251	1.883	3.535	1.581	2.403	2.153
Cs	4.89	5.9	9.85	3.96	2.96	3.24	4.05	8.68	8.44	7.81
Eu/Eu*	0.58	0.68	0.65	0.67	0.72	0.69	0.67	0.79	0.84	0.75

sición silícea continua entre 66 y 72%. Este rango diferencia a las riolitas de sierra Chica de las de Lihué Calel, que son más silíceas. La unidad traquiandesítica contiene entre 52 y 59 % de SiO<sub>2</sub> y a pesar de no haberse hallado rocas con contenidos intermedios los diagramas químicos, en particular tierra raras y otros elementos traza, poseen las mismas tendencias que las riolitas. En general la secuencia conforma

una serie calcoalcalina de alto potasio, metaluminosa con ligera tendencia hacia la peraluminosidad (Fig. 4), con bajos valores de corindón normativo (0 - 2,63 %) y sin fases aluminosas presentes en la moda. Tampoco se ha detectado la presencia de fluorita modal, como ocurre en Lihué Calel.

Las unidades riolíticas tienen una baja relación K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0,72 - 1,25) mientras que la traquiandesítica

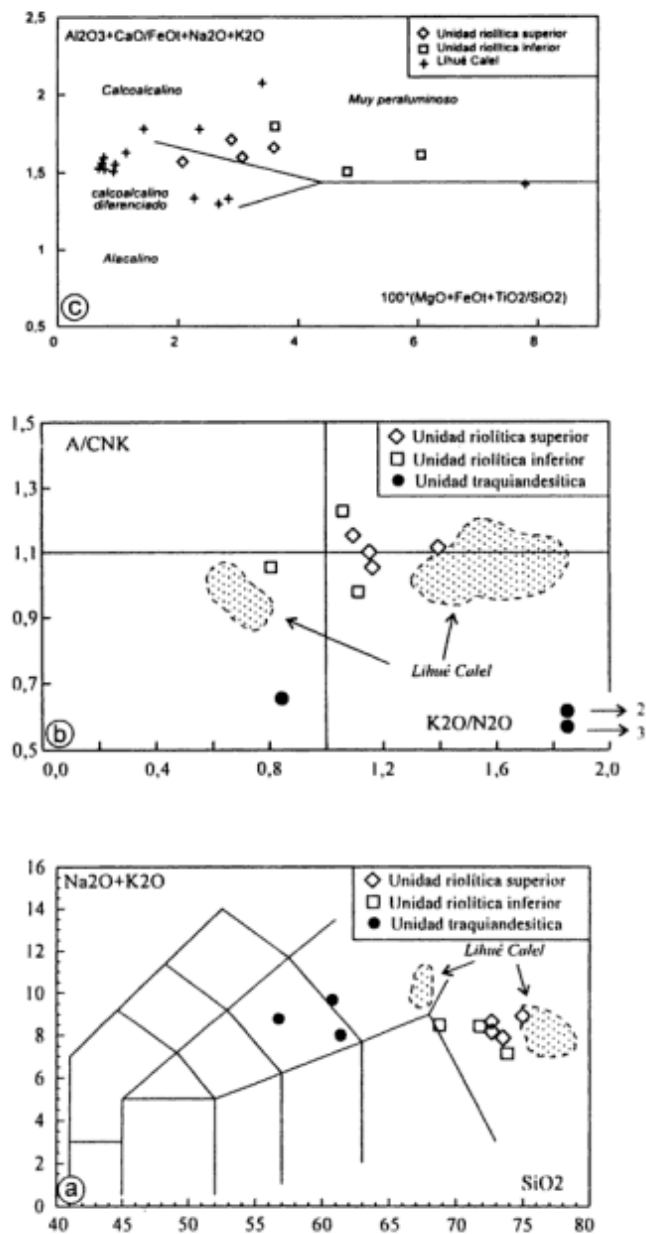


Figura 4: a, clasificación química de las volcanitas de sierra Chica y su comparación con la secuencia de Lihue Calef; b, diagrama de relaciones de aluminosidad de las secuencias de sierra Chica y Lihue Calef; c, diagrama de Sylvester (1989) para las unidades riolíticas de sierra Chica y de Lihue Calef.

tica posee una relación más variable (0,32 - 1,14). La relación  $Fe_2O_3/FeO$  es baja con escasa variabilidad entre las tres unidades (0,45 - 0,54), en tanto que la relación  $FeO/MgO$  es ligeramente diferente para cada unidad (traquiandesitas: 1,41 - 1,78, unidad riolítica inferior: 2,63 - 2,81, unidad riolítica superior: 3,17 - 4,24).

Un rasgo llamativo de las rocas traquiandesíticas lo constituye el elevado contenido de  $K_2O$  (3,33 % - 6,62 %) que contrasta con los valores para  $Na_2O$

(1,98 % - 3,81 %). Esta característica ubica a estas rocas en el campo de las rocas con *tendencia* alcalina. Sin embargo, el elevado contenido de álcalis y, en particular de potasio, y su amplia variabilidad puede ser explicado también por la abundante presencia de xenolitos metamórficos, cuya asimilación parcial y/o disgregación podrían tener influencia en la composición resultante.

Con respecto a los elementos traza cabe consignar que las unidades ácidas tienen altos valores de Ba y Sr, aunque las traquiandesitas poseen los mayores valores. Esta unidad también presenta altos contenidos de V, Zr, Sc y Rb; en tanto que las unidades riolítica inferior y riolítica superior poseen menores contenidos de V y Nb. En general, pueden verse dos depresiones importantes hacia el Nb y Ti (Fig. 5) y se insinúa que las tres unidades conforman una serie cogenética, pero con filiación calcoalcina. Esto queda remarcado con el diseño de ETR (elementos de las Tierras Raras) que presentan (Fig. 6, normalización a condrito de Nakamura 1974). Allí queda en evidencia la consanguineidad, con un leve enriquecimiento en las ETRL (elementos de las Tierras Raras Livianas), remarcado en la unidad traquiandesítica y tendencia al diseño plano de las ETRP (elementos de las Tierras Raras Pesadas) de todas las unidades. En general se destaca el alto contenido de Ce de las rocas traquiandesíticas, igual que la relación  $La/Yb$  de toda la secuencia (21-27 para las riolitas y 27 - 31 para las traquiandesitas). Con respecto a la anomalía de Eu ésta es ligeramente negativa en general, la unidad traquiandesítica posee los mayores valores ( $Eu/Eu^0$ : 0,84 - 0,75), la unidad riolítica inferior ( $Eu/Eu^0$ : 0,72 - 0,67) y la unidad riolítica superior ( $Eu/Eu^0$ : 0,68 - 0,58). Esto implicaría que sólo se habría fraccionado plagioclasa sódica y no feldespato potásico. Incluso los altos valores de ETRL se deberían a que

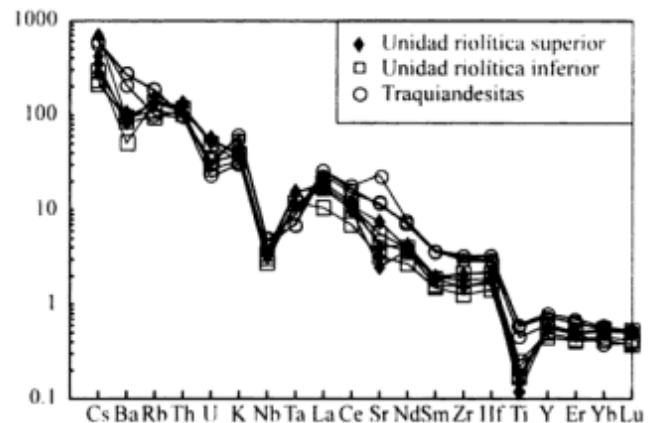


Figura 5: diagramas de variación multielementos normalizados a MORB según Hofmann (1988).

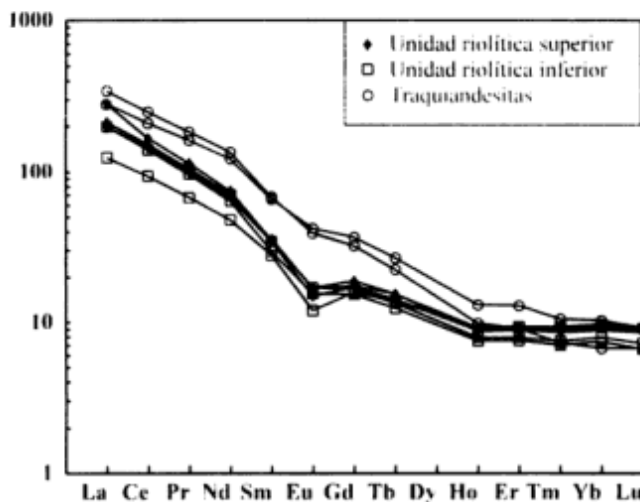


Figura 6: diagrama de ETR normalizado a condrito de Nakamura (1974) de la secuencia de sierra Chica.

aún no se habrían fraccionado los accesorios como allanita, monacita, etc. por el contenido de sílice del magma.

Las riolitas de Lihué Calel, en contraste, poseen contenidos de  $\text{SiO}_2 > 74\%$ , exhiben pronunciadas anomalías negativas de Eu, bajas relaciones La/Yb, empobrecimiento en Ba y Sr y un diseño de ETR con empobrecimiento de ETRL (Sruoga y Llambías 1992). Estos autores infieren que allí hubo fraccionamiento de los dos feldespatos y que la fase fluida final alcanzó a saturarse en agua a pesar de la presencia de fluoruros en la misma. En sierra Chica, en cambio, no parece haber tenido importancia la acción del flúor, ya que no se observan indicios de su participación (empobrecimiento de ETR, marcadas anomalías negativas de Eu, reducción de las relaciones La/Yb y tampoco fluorita como fase modal). Otras diferencias con Lihué Calel la constituyen los bajos contenidos de Cs y U, por lo que se infiere que, en general, en Sierra Chica la fase fluida final no tuvo la misma influencia.

Las riolitas de sierra Chica se ubican en el campo transicional entre calcoalcalino y peraluminoso del diagrama de Sylvester (1991) (Fig. 4), mientras que las de Lihué Calel se disponen en el campo calcoalcalino muy diferenciado. Por lo tanto se infiere que el magma que representa sierra Chica es más primitivo que el de Lihué Calel o que proviene de una cámara más pequeña y por lo tanto es un magma menos diferenciado.

En consecuencia se deduce que el magmatismo de sierra Chica indicaría una etapa de mayor influencia de los factores que controlaron el magmatismo de arco a diferencia de lo que habría ocurrido con Lihué Calel.

## Discusión

Las volcanitas de sierra Chica, al igual que las de Lihué Calel, forman parte del voluminoso magmatismo gondwánico Pérmico a Triásico temprano, globalmente denominado Grupo Choiyoi y descrito desde un punto de vista ígneo como un plateau riolítico (Llambías y Leveratto 1975). Las rocas eruptivas de esta edad representan en el Bloque del Chadileuvú los últimos eventos magmáticos del extenso ciclo gondwánico que abarca desde el Carbonífero hasta el Jurásico (Llambías *et al.* 1993).

La presencia en Sierra Chica de abundantes unidades de flujos piroclásticos, que hacia la parte superior de la secuencia (unidad riolítica superior) muestran evidencias de comportamiento reomórfico de alta viscosidad, como p.ej. agrupación de trizas en filetes de flujo, similares en su comportamiento a coladas, sugieren que esas rocas son proximales al centro efusivo, ya que por su alta viscosidad difícilmente se hubieran alejado del centro de emisión. De acuerdo con estas inferencias es altamente probable que los afloramientos de sierra Chica representen los remanentes de un aparato volcánico.

La secuencia volcánica de la unidad riolítica inferior indica un predominio de flujos piroclásticos y brechosos delgados, lo cual significa erupciones espasmódicas de poco volumen y rápido enfriamiento. En la unidad riolítica superior el volumen de las erupciones se incrementó, pero solamente en forma moderada, disminuyendo la frecuencia de las emisiones. Estas características claramente diferencian sierra Chica de Lihué Calel, la cual se caracteriza por erupciones de flujos piroclásticos voluminosos y espesas unidades de enfriamiento, del orden de los 400 m (Llambías 1973; Sruoga y Llambías 1992). Estilos de erupción tan marcadamente diferentes sólo son posibles si se trata de centros eruptivos diferentes, que drenan cámaras magmáticas diferentes. Asimismo, las características químicas de sierra Chica y Lihué Calel son también marcadamente diferentes, confirmando la idea que se tratan de dos centros volcánicos separados.

El marco tectónico en el cual se produjeron las erupciones de sierra Chica no difiere del de otros centros efusivos del plateau riolítico de La Pampa. Las erupciones son posteriores a la Fm. Carapacha, de edad pérmica y a su suave plegamiento (Melchor 1995). De acuerdo con esto sería difícil relacionarlas a una etapa post-orogénica, por no presentarse ésta con la intensidad que lo hace en la Cordillera Frontal. Allí el Grupo Choiyoi en el batolito de Colangüil es claramente postorogénico (Sato y Llambías 1993). No obstante, los escasos espesores de la Fm. Carapacha y su incipiente deformación indican la presencia de un basamento rígido que solo permitió la formación de fracturas (Llambías y Sato 1991). Estas frac-

turas, probablemente heredadas de la estructuración paleozoica, se habrían reactivado durante la fase orogénica San Rafael, particularmente intensa en la Cordillera Frontal y en el Bloque de San Rafael, facilitando el ascenso del magma.

La unidad traquiandesítica corresponde a las primeras efusiones reconocidas, como se ha comprobado por la presencia de clastos de esta roca en las brechas de la parte inferior de las unidades riolíticas. Si bien entre los elementos mayoritarios se observa una interrupción, como p. ej. en  $\text{SiO}_2$  entre 59 y 66%, entre los elementos traza y tierras raras hay marcadas analogías. En las traquiandesitas la relación La/Yb es alta (41-77), así como en las riolitas (19-40). La tendencia alcalina de las traquiandesitas y su elevado contenido de  $\text{K}_2\text{O}$ , podría deberse a la abundancia de esquistos biotíticos que fueran incorporados por el magma y no a las características propias de un tipo de magma (Fig. 5). Es así que este carácter alcalino podría ser un hecho circunstancial y no reflejar las características magmáticas generales.

Las riolitas de sierra Chica son en general contemporáneas con las rocas ígneas silíceas tardo-orogénicas de la Cordillera Frontal (Llambías y Sato 1995) que suceden a un arco magmático temprano-orogénico. En el Bloque del Chadileuvú rocas equivalentes a este arco aún no ha sido reconocidas, pero no se descarta su existencia debido a la presencia de afloramientos andesíticos y dacíticos, que, sin embargo, son llamativamente menos abundantes que en la Cordillera Frontal o en el Bloque de San Rafael.

## Conclusiones

Sierra Chica constituye un centro efusivo fragmentario-explosivo que habría producido tres unidades diferentes. Ellas serían la unidad traquiandesítica, la riolítica inferior y la riolítica superior. Entre la primera y las segundas podría haberse producido una reorganización de la cámara magmática, lo que explicaría el salto o evolución composicional. Entre las segundas el cambio sólo se habría dado entre los mecanismos de erupción que generaron una y otra unidad. Esto también habría condicionado la reología de los dos productos o unidades efusivas.

Las rocas de sierra Chica son diferentes a las de Lihué Calel, aunque probablemente sean contemporáneas.

Geoquímicamente se la define como una secuencia calcoalcalina de alto K, metaluminosa, con influencia de un arco magmático y evolución cortical. Con enriquecimientos en ETRL, Ba y Sr y pequeñas anomalías negativas de Eu. Sierra Chica y Lihué Calel constituyen dos centros volcánicos diferentes.

## Agradecimientos

Este trabajo fue financiado con el PID N°3343/92 (CONICET) y contó con el apoyo de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa. Asimismo se desea agradecer a los revisores del trabajo por las sugerencias aportadas.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación, 58, Buenos Aires.
- Keidel, J., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la paleogeografía del Hemisferio Austral. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 25: 239-368.
- Keidel, J., 1939. Über die "Gondwaniden" Argentinien. Geologisches Rundschau, 30, 1/2: 148-249.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R. y Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Llambías, E. J., 1973. Las ignimbritas de la Sierra de Lihué Calel, provincia de La Pampa. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 4: 55-67. Buenos Aires.
- Llambías, E.J. y Leveratto, M.A., 1975. El plateau riolítico de la provincia de La Pampa, República Argentina. Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 1: 99-114. Buenos Aires.
- Llambías, E. J. y Sato, A. M., 1990. El Batolito de Colangüil (29° - 31° S): Estructura y marco tectónico. Revista Geológica de Chile, 17(1): 89-108. Santiago de Chile.
- Llambías, E. J., Caminos, R. y Rapela, C. W., 1991. Magmatismo gondwánico. En: Archangelsky, S. (Ed.): El sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Llambías, E. J., Kleiman, L. E. y Salvarredi, J. A. 1993. El magmatismo Gondwánico. En: Ramos, V.A. (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), 1 (6): 53-64.
- Llambías, E. J., Melchor, R. N., Tickyj, H. y Sato, A. M., 1996. Geología del Bloque del Chadileuvú. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° de Exploración de Hidrocarburos, 5: 417-425, Buenos Aires.
- Melchor, R. N., 1990. Sedimentitas plantíferas eopérmicas de la Formación Carapacha en las cercanías de Puelches, provincia de La Pampa. Análisis paleoambiental e importancia. Actas 3° Reunión Argentina de Sedimentología: 366-371.
- Melchor, R. N., 1995. Sedimentología de las unidades paleozoicas aflorantes del centro - oeste de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis Doctoral Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, 272 p. (inédito).
- Melchor, R. N. y Césari, S. N., 1991. Algunos elementos paleoflorísticos de la Formación Carapacha (Pérmico inferior), provincia de La Pampa, República Argentina. Ameghi-

- niana, 28(3-4): 347-352.
- Melchor, R. N. y Césari, S. N., 1992. Implicancia bioestratigráfica, paleogeográfica y tectónica de las megaflores pérmicas de la Formación Carapacha, provincia de La Pampa, República Argentina. 1° Reunión del Grupo Argentino de Trabajo del Proyecto "Pangea", Comunicaciones: 22-24. Buenos Aires.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Rapela, C., Pankhurst, R., Llambías, E., Labudía, C. y Artabe, A., 1996. "Gondwana" magmatism of Patagonia: inner cordilleran calc-alkaline batholiths and bimodal volcanic provinces. Third ISAG, St. Malo, France: 791-794.
- Sato, A. M. y Llambías, E. J., 1993. El Grupo Choiyoi, provincia de San Juan: Equivalente efusivo del Batolito de Colangüil. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 156-165.
- Sato, A. M., Tickyj, H. y Llambías, E. J., 1996. Geología de los afloramientos graníticos del sur de la provincia de La Pampa. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 429-439.
- Sruoga, P. y Llambías, E. J., 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihué Calel, La Pampa Province, Argentina. *Journal of South American Earth Science*, 5(2): 141-152.
- Sylvester, P. J., 1989. Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97: 261-280.
- Tickyj, H. y Llambías, E. J., 1994. El gneis milonítico del Cerro de Los Viejos (38° 28' S - 64° 26' O), provincia de La Pampa, Argentina. Evidencias de un corrimiento en el Carbonífero inferior? *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1239-1243.
- Windhausen, A., 1931. *Geología Argentina (Parte II)*, J. Peuser, 646 p. Buenos Aires.

**Recibido:** 25 de marzo, 1997

**Aceptado:** 9 de diciembre, 1997



## AGRADECIMIENTOS A ARBITROS

La Asociación Geológica Argentina agradece la colaboración prestada por los siguientes colegas, quienes durante el año 1997 ha actuado como árbitros de manuscritos enviados a esta Revista para su publicación:

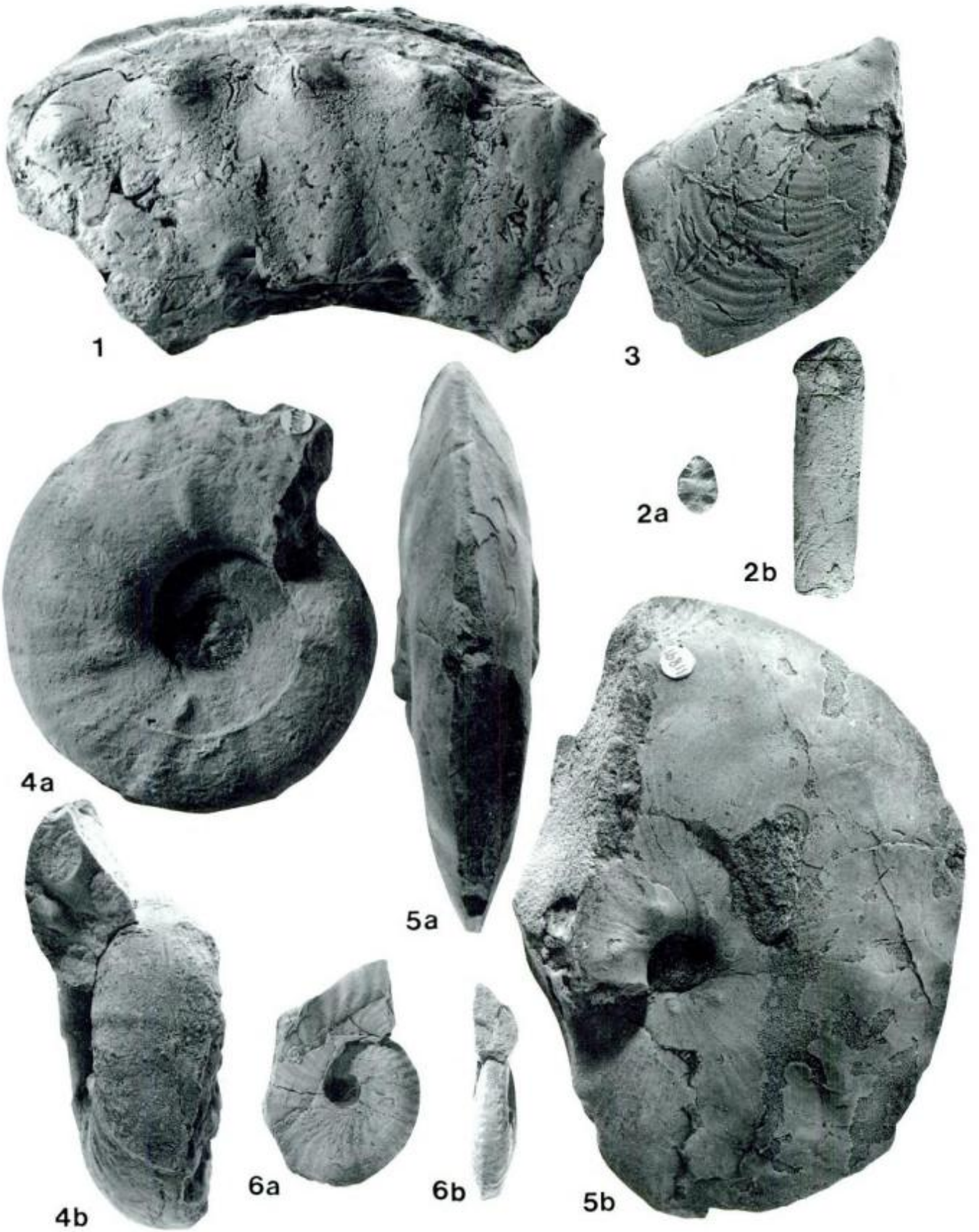
- Dr. Renato Andreis (Universidad de Rio de Janeiro, Brasil)  
 Dr. Hugo Arbe (Total Austral S. A., Argentina)  
 Dr. Sergio Archangelsky (Museo Bernardino Rivadavia)  
 Dr. Ricardo Astini (Universidad Nacional de Córdoba)  
 Dra. M.I. Bartolomeu Raposo (Universidad de São Paulo, Brasil)  
 Dr. Luis Benedetto (Universidad Nacional de Córdoba)  
 Dr. H. Böhnelt (Universidad Autónoma de México)  
 Dra. Milka K. de Brodtkorb (Universidad de Buenos Aires)  
 Dra. Norma Brogioni (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. Gustavo Bujalesky (CADIC, Ushuaia)  
 Dr. Carlos Cingolani (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. P. R. Cobbold (Université de Rennes, Francia)  
 Dra. Beatriz Coira (Universidad Nacional de Jujuy)  
 Dr. José Cortes (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. Carlos Costa (Universidad Nacional de San Luis)  
 Dr. Luis Dalla Salda (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. James M. Dickins (Bureau of Mineral Resources, Australia)  
 Dr. J. Dinares Turell (Palaeomagnetic Lab., Utrecht, Holanda)  
 Dr. Francisco Fidalgo (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. G. Galan (Universidad Autónoma de Barcelona, España)  
 Ing. Héctor Gómez (CONEA, Buenos Aires)  
 Dr. Emilio González Díaz (Universidad Nacional de Buenos Aires)  
 Dr. Federico Isla (Universidad Nacional de Mar del Plata)  
 Dra. Susan Kay (Cornell University, EE.UU.)  
 Dr. Pablo Kraemer (Universidad Nacional de Córdoba)  
 Dr. Carlos Latorre (INGEIS, Buenos Aires)  
 Dr. Enrique Linares (INGEIS, Buenos Aires)  
 Dr. Eduardo Llambías (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. Oscar Lopez Gamundi (Texaco Inc., Texas, EE. UU.)  
 Dr. J. López Ruiz (Museo de Ciencias Naturales, Madrid, España)  
 Dr. Carlos Macellari (Enron Oil & International, Houston, EE. UU.)  
 Dr. Bruce J. Mac Fadden (Florida Museum of Natural History, EE. UU.)  
 Dr. Eduardo Malagnino (CIRGEO, Buenos Aires)  
 Dra. Lydia Malvicini (SEGEMAR, Buenos Aires)  
 Dr. Daniel Martínez (Universidad Nacional de Mar del Plata)  
 Dr. Roberto Martino (Universidad Nacional de Córdoba)  
 Dr. Sergio Matheos (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. Mario Mazzoni (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. J. Mendía (SEGEMAR, Buenos Aires)  
 Dr. M. Merino (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. Ricardo Mon (Universidad Nacional de Tucumán)  
 Dra. Diana Mutti (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. J. Naden (British Geological, Survey)  
 Dr. R. Omarini (Universidad Nacional de Salta)  
 Dr. I.I. Pacca (Universidad de Sao Paulo, Brasil)  
 Dr. Ricardo Palma (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. Gerardo Parker (Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires)  
 Dr. F. X. Pereyra (Universidad de Buenos Aires)  
 Dra. Sonia Quenardelle (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. Víctor Ramos (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. Carlos Rapela (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. Eduardo Rossello (Universidad de Buenos Aires)  
 Dra. Ana M. Sato (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. R. Somoza (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. G. Stanley (University of Montana, EE. UU.)  
 Dr. Pedro Stipanovic (Academia Nacional de Ciencias, Buenos Aires)  
 Dr. Ricardo Sureda (Universidad Nacional de Salta)  
 Dr. M. R. A. Thomson (British Antarctic Survey)  
 Dra. Ofelia Tófaló (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. Franco Tortello (Universidad Nacional de La Plata)  
 Dr. Alejandro Toselli (Universidad Nacional de Tucumán)  
 Dra. Luisa Villar (Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires)  
 Dr. J. G. Viramonte (Universidad Nacional de Salta)  
 Dra. Graciela Vujovich (Universidad de Buenos Aires)  
 Dr. Gerd E. G. Westermann (McMaster University, Canadá)  
 Dr. Ellis L. Yochelson (U. S. Geological Survey, EE.UU.)

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.

**REIMPRESION**

En el artículo de *Kraemer, P. E. y Riccardi, A. C., Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' lat. S), Provincia de Santa Cruz, publicado en la Revista de la Asociación Geológica Argentina 52(3): 333-360*, la Figura 8 ha sido reproducida en la página 345 en forma incompleta, razón por la cual se reimprime en este número.

**Figura 8:** **1**, *Gauthierceras cf. santacruceuse* (Leanza), vista lateral (MLP 27739), Coniaciano medio-tardío; **2**, *Baculites cf. kirki* Matsumoto, vistas transversal y lateral (MLP 27740); **3**, *Sphenoceras cf. lingua* (Goldfuss), valva derecha (MLP 27741). Santoniano tardío-Campaniano temprano. Arroyo La Sola, Formación Cerro Toro. **4a-b**, *Anapachydiscus cf. hauthali* (Paulcke), vistas lateral y ventral (MLP 20872); **5a-b**, *Placenticerus cf. santacruceuse* Leanza, vistas ventral y lateral (MLP 16811); **6**, *Parabinnites paynensis* (Favre), vistas lateral y ventral (MLP 16807), arroyo El Turbio, Formación Alta Vista, Campaniano temprano. Todas las figuras X1.



## CRONICA DE LA ASOCIACION

### Asamblea General Ordinaria

El 22 de diciembre de 1997 tuvo lugar la Asamblea General Ordinaria en la que se aprobaron la Memoria, Balance General, Inventario y Cuenta de Gastos y Recursos del Ejercicio comprendido entre el 1 de octubre de 1996 y el 30 de septiembre de 1997 y se renovó la Comisión Directiva. La nueva Comisión Directiva quedó constituida de la siguiente manera: Presidente: Dr. A. C. Riccardi; Vicepresidente: Dr. C. M. Urien; Secretario: Dr. R. Palma; Tesorero: Lic. S. Valencio; Vocales Titulares: Dra. P. P. Alvarez, Dra. Mónica López de Luchi, Dr. A. E. Rapalini, Dr. R. Scasso; Vocales Suplentes: Dr. H. Arbe, Dr. E. Cristallini, Lic. S. Lanés, Dra. G. Mas. El Organismo de Fiscalización está integrado por: Miembros Titulares: Dr. H. Rimoldi, Dr. P. N. Stipanovic; Miembro Suplente: Dr. A. P. Calmels.

### Asamblea General Extraordinaria

El 10 de junio de 1997 a las 17 horas se realizó una Asamblea General Extraordinaria para tratar la designación de nuevos Miembros Honorarios de la Asociación. En la ocasión se propuso y aceptó la designación de los Doctores R. R. Andreis y E. Llambías.

### Organismo de Fiscalización

A principios de año falleció el Dr. M. R. Yrigoyen, Miembro Titular del Organismo de Fiscalización. El Dr. G. Chebli, Miembro Suplente, cubrió el cargo hasta el final del mandato de la Comisión Directiva actuante entre 1995 y 1997.

### Jurado del Premio Storni

Debido al fallecimiento del Dr. R. Caminos, integrante del jurado del Premio Storni (período 1995-1997), junto con los Doctores S. Archangelsky y M. Hünicken, la Comisión Directiva designó en su reemplazo al Dr. P. N. Stipanovic.

### Delegaciones

En el transcurso del año se cerró la Delegación en Rosario debido a la falta de asociados y renunciaron los delegados en la Comisión de Energía Atómica, en la Secretaría de Minería y en La Plata, Lic. O. Ele-

na, Dra. E. Donnari y Lic. A. Benialgo. Fueron designados nuevos delegados: el Lic. C. Ninci en la Comisión de Energía Atómica, el Dr. D. Rubiolo en la Secretaría de Minería y la Dra. A. M. Sato en La Plata.

### Miembros Honorarios

En el año se produjeron los fallecimientos de los Miembros Honorarios Doctores, M. R. Yrigoyen y R. L. Caminos y se procedió a designar a los Doctores R. Andreis y E. Llambías.

El Dr. R. Andreis ha desarrollado, como Profesor de las Universidades de La Plata, Buenos Aires, Porto Alegre y Rio de Janeiro e Investigador del CONICET una extensa y destacada labor docente y de investigación en el campo de la sedimentología.

El Dr. E. Llambías ha actuado como Investigador del CONICET y como docente en las Universidades de Buenos Aires, del Sur y de La Plata, realizando importantes estudios geológicos y petrológicos.

### Miembros Vitalicios

En el año se procedió a designar nuevos Miembros Vitalicios de la Asociación a los Doctores C. Azcuy, A. Bertels, J. Bianchi y M. K. de Brodtkorb.

### Miembros Correspondientes

En el período se produjo el fallecimiento del Ing. C. Ruiz Fuller y se designaron como nuevos miembros a los Doctores T. Jordan, R. Allmendinger y K. Schwab.

T. Jordan, EE.UU.: por sus antecedentes académicos y su colaboración con las actividades desarrolladas en el país en el campo de la petrología y tectónica.

R. Allmendinger, EE.UU.: por sus antecedentes académicos y sus aportes a los estudios de geotectónica que se realizan en el país.

K. Schwab, Alemania: por sus antecedentes académicos y sus aportes al conocimiento geológico del noroeste de la Argentina.

La entrega de los diplomas y medallas a los Doctores Jordan y Allmendinger se realizó en un acto académico el 7 de noviembre de 1997.

### Miembros Benefactores

Durante 1997 la Asociación recibió apoyo económico de los siguientes Miembros Benefactores: YPF

S.A., AMOCO Argentina Oil Company, Petrolera Argentina San Jorge y del Miembro Vitalicio Dr. A. P. Calmels.

### **Homenaje al Dr. Arturo J. Amos**

El 19 de agosto de 1997, se realizó en la sede de la Asociación, un Homenaje al Doctor Arturo J. Amos, con motivo de haber cumplido 70 años de edad y en reconocimiento a su destacada trayectoria personal y profesional. El mismo fue organizado por un grupo de colegas y amigos y contó con el auspicio de la Asociación. En su transcurso se realizó una reunión de comunicaciones científicas y se presentó una semblanza personal y profesional del homenajeado, a cargo de los Doctores B. Quartino, C. A. Rinaldi y C. M. Urien. Seguidamente se hizo entrega al Dr. Amos de un plato y pergamino recordatorios.

### **Socios**

En el transcurso de 1997 se incorporaron 31 socios activos y 12 adherentes. Hubo además 15 reincorporaciones, 6 bajas por fallecimiento, dos por renuncia y 105 por falta de pago.

### **Premio Asociación Geológica Argentina 1997**

Este premio, que para 1997 correspondió al Área de Petrología, Mineralogía, Geoquímica y Geología Isotópica, fue otorgado al Dr. Eduardo Llambías. El Jurado estuvo integrado por los Doctores S. Archangelsky, E. González Díaz, P. Lesta, E. Linares, H. Rimoldi y P. N. Stipanovic. La ceremonia de entrega del premio tuvo lugar en la sede de la Asociación, Maipú 645, 1er piso, Buenos Aires, el 7 de noviembre de 1997.

### **Premio Dr. Carlos D. Storni**

El Premio Storni correspondiente al año 1994 (vol. 49 de la Revista) fue otorgado al Dr. F. D. Hongn y el del año 1996 (vol. 51 de la Revista) a la Dra. M. P. Iglesia Llanos. El premio correspondiente al año 1995 (vol. 50 de la Revista) fue declarado desierto. La entrega de los diplomas y medallas se realizó en un acto académico el 7 de noviembre de 1997.

### **Premio al Mérito Institucional**

La Comisión Directiva resolvió instituir un nuevo premio, denominado "Premio al Mérito Institucional", con la siguiente reglamentación: Art. 1. Se instituye el PREMIO AL MERITO INSTITUCIONAL como reconocimiento a personas que contribuyan en forma destacada a las actividades y objetivos de la Asociación Geológica Argentina. Art. 2. Este premio es aperiódico y se otorgará en todas las ocasiones que lo ameriten. Art. 3. El premio consistirá en un diploma y una medalla. Art. 4. El premio será otorgado por la Comisión Directiva de la Asociación Geológica Argentina. Art. 5. El premio será entregado por las autoridades de la Asociación en una ceremonia especial, en fecha a determinar, preferentemente en ocasión del Aniversario de la Asociación.

La Comisión Directiva resolvió otorgar el Premio al Mérito Institucional al Dr. Augusto P. Calmels, quien ha contribuido con la Asociación mediante donaciones de importancia, además de estimular permanentemente las actividades que viene desarrollando la Comisión Directiva. El mismo fue entregado en un acto académico el 7 de noviembre de 1997.

### **Premio al Merito Institucional 1997**

La Comisión Directiva resolvió otorgar el Premio al Mérito Institucional al Dr. Augusto P. Calmels, quien ha contribuido con la Asociación mediante donaciones de importancia, además de estimular permanentemente las actividades que viene desarrollando la Comisión Directiva. El mismo fue entregado en un acto académico el 7 de noviembre de 1997.

### **Conferencias**

El 7 de noviembre de 1997 la Dra. T. Jordan dio una conferencia en la sede de la Asociación sobre el tema "Vinculación entre cuencas de antepaís: el sistema Iglesia-Bermejo". En la misma oportunidad el Dr. R. Allmendinger disertó sobre "Velocidades de deformación en el antepaís andino". En la ocasión se hizo entrega a los nombrados del diploma y la medalla que los acredita como socios correspondientes.

### **Auspicios**

La Comisión Directiva resolvió auspiciar el VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems, que tendrá lugar en Buenos Aires en septiembre de 1999 y la Tercera Reunión Argentina de Icnología y Primera Reunión de Icnología del Mercosur, a realizarse en Mar del Plata entre el 30 de marzo y el 4 de abril de 1998.

### **Comisión Científica de Cuaternario**

A pedido de miembros del CADINCUA, se creó una Comisión Científica de Cuaternario dentro del sistema de comisiones científicas de la Asociación.

## Publicaciones

### *Revista de la Asociación Geológica Argentina*

Durante 1997 se imprimieron y distribuyeron los números 1 (112 págs.), 2 (128 págs.) y 3 (176 págs.) del volumen 52 de la Revista. La impresión y distribución del número 4 del mismo volumen se completará en los primeros días de 1998.

### *Boletín Informativo*

Durante 1997 se publicaron y distribuyeron los Boletines Informativos 28 (abril), 29 (agosto) y 30 (diciembre).

## Biblioteca Marcelo R. Yrigoyen

La Comisión Directiva aceptó la donación realizada por la Sra. Lydia Zanetti de Yrigoyen de la mayor parte de la Biblioteca científica de quien fuera Miembro Honorario y permanente colaborador de la Asociación. Se resolvió usar la misma como núcleo de una biblioteca especializada en publicaciones geológicas de la Argentina, a la que se denominó Biblioteca Marcelo R. Yrigoyen. El acto de inauguración se realizó el 7 de noviembre de 1997.

## Congresos Geológicos Argentinos

De acuerdo con lo dispuesto por la Asamblea de Clausura del XIII Congreso Geológico Argentino y a lo establecido en el Reglamento de Congresos, el Comité Permanente de los Congresos Geológicos realizó cuatro reuniones en el transcurso de 1997. En ellas se ratificó la designación de la ciudad de Salta como sede del Congreso y se convalidó la designación de los miembros de la Junta Ejecutiva del mismo.

## International Union of Geological Sciences (IUGS)

Durante 1997 se mantuvieron relaciones activas con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas. En ese marco se propusieron candidatos a integrar varios Grupos de Trabajo y el Comité Científico del Programa Internacional de Correlación Geológica.

## Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)

Durante 1997 se recibió un subsidio del CONICET por \$ 10.000, para la publicación de la Revista.

Por otra parte la Comisión Directiva efectuó un análisis global de la situación del CONICET. A partir del mismo la Comisión Directiva envió una nota a las autoridades del CONICET, para expresar la preocupación de la Asociación por la inestabilidad y falta de continuidad, debido a la carencia de reglas y cronogramas claros y duraderos, en la implementación de becas, subsidios, ingresos y promociones en las carreras del investigador y del personal de apoyo. Especialmente considerando que tal situación afecta negativamente a la mayor parte de los becarios, investigadores y técnicos del CONICET, tanto en lo que hace a la planificación de actividades de investigación como de su vida personal. Todo lo cual está resultando en el alejamiento de personal altamente capacitado y como consecuencia, en el quebrantamiento de un sistema cuya formación demandó muchos años y esfuerzos.

## Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC)

En el período se recibió el apoyo económico que por \$ 2.500 se solicitara a la CIC para la publicación de la Revista.

## American Association of Petroleum Geologists

En el mes de abril fue aprobada por la AAPG la incorporación de la Asociación Geológica Argentina como entidad afiliada. En la ocasión la Asociación estuvo representada por el Dr. C. M. Urien.

También se han iniciado tratativas para establecer un convenio mediante el cual la Asociación se haga cargo de la venta de publicaciones de la AAPG en la Argentina.

## Sociedad Cubana de Geología

Durante 1997 se mantuvieron contactos con la Sociedad Cubana de Geología, dentro del marco del convenio oportunamente establecido.

## Foro de Sociedades Científicas

La Comisión Directiva resolvió, muy a su pesar, desvincular a la institución del Foro de Sociedades Científicas. Tal decisión se basó en un análisis del funcionamiento del Foro en los últimos años, que mostraba el incumplimiento de puntos importantes de las normas que se establecieron cuando se fundó y la Asociación se incorporó al mismo. Entre los mismos se dio especial importancia al incumplimiento de las

normas de elección de los miembros del Comité Coordinador del Foro y de aprobación de las declaraciones realizadas por el Foro, todo lo cual se consideró que restaba prestigio y autoridad moral a la entidad.

### **Día del Geólogo**

El 12 de junio de 1997 a las 19 horas tuvo lugar en la Casa del Geólogo la celebración del Día del Geólogo. En la ocasión el ágape fue organizado conjuntamente con el Consejo Superior Profesional de Geología y la Asociación Paleontológica Argentina.

### **Sede Social**

Con el fin de agilizar el funcionamiento del banco de datos de la Asociación y la atención de los miembros, como así también mejorar las posibilidades de comunicación, se adquirió una nueva computadora con las siguientes características: Pentium 133 con un disco de 1,2 Gb, 16 MB de RAM, CD ROM y mo-

den. Además se adquirió un retroproyector con destino a cursos y conferencias. Dentro de un plan de reorganización de espacios se reordenó y reinventarió el material de publicaciones en existencia.

### **Cuota social 1997**

La cuota societaria 1997 se mantuvo en \$ 60 para socios activos y \$ 30 para socios adherentes. Tales valores se incrementaron en \$ 10 y \$ 5 para los pagos realizados después del vencimiento del pago (30 de marzo). Las reinscripciones se fijaron en \$ 70 y \$ 35 hasta el 30 de marzo y en \$ 80 y \$ 40 durante el resto del año. Se estableció además una cuota especial para cónyuges, con un valor de \$ 25 para uno de ellos (\$ 25 en caso de morosidad) a ser cancelada conjuntamente con la del cónyuge respectivo. Tal cuota no da derecho a recibir la Revista, pero sí a los demás beneficios de los asociados. Durante el año también se habilitó la cancelación de la cuota societaria en tres pagos, mediante el débito con las tarjetas de crédito habilitadas por la Asociación.

**ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA**  
**(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)**

**COMISIÓN DIRECTIVA**  
**(1995-1997)**

**Presidente:** Dr. Alberto C. Riccardi.  
**Vicepresidente:** Dr. José Salfity.  
**Secretaria:** Dra. Susana Damborenea.  
**Tesorero:** Lic. Omar Lapido.  
**Vocales titulares:** Lic. Pamela Alvarez.  
 Dra. Mónica López de Luchi.  
 Dra. Paulina Nabel.  
 Dr. Daniel Rubiolo.

**Vocales suplentes:** Dr. Eugenio Aragón.  
 Dr. Pedro Depetris.  
 Dra. Graciela Mas.  
 Lic. Ernesto Cristallini.  
**Director de la Revista:** Dr. Alberto C. Riccardi.  
**Subcomisión de Publicaciones:** Dr. Eugenio Aragón.  
 Dra. Mónica López de Luchi.  
 Dr. Alberto C. Riccardi.  
 Dr. Daniel Rubiolo.

**ÓRGANO DE FISCALIZACIÓN**

**Titulares:** Dr. Pedro N. Stipanovic  
 Dr. Gualter A. Chebli

**MIEMBROS HONORARIOS**

Dr. Pablo GROEBER †  
 Dr. Juan KEIDEL †  
 Dr. Joaquín FRENGUELLI †  
 Dr. Franco PASTORE †  
 Dr. Horacio J. HARRINGTON †  
 Dr. Armando F. LEANZA †  
 Dra. Edelmira MORTOLA †  
 Dr. Jorge POLANSKI †  
 Dr. Percy QUENSEL †  
 Ing. Victorio ANGELELLI †  
 Dr. Angel V. BORRELLO  
 Dr. Osvaldo BRACACCINI †  
 Dr. Richard F. FLINT †  
 Dr. Carlos STORNI †  
 Dr. Juan C. M. TURNER †  
 Dr. Emiliano APARICIO †  
 Dr. Raúl N. DESSANTI †  
 Dr. Carlos GORDILLO †  
 Dr. Alberto R. MINGRAMM †  
 Dra. Pierina PASOTTI †  
 Dr. Marcelo R. YRIGOYEN †  
 Dr. Roberto Luis CAMINOS †  
 Dr. Pedro CRIADO ROQUE †  
 Ing. Daniel A. VALENCIO †  
 Dr. Juan C. RIGGI †

Dr. Félix GONZÁLEZ BONORINO  
 Dr. Horacio CAMACHO  
 Dr. Enrique de ALBA  
 Dr. Bernabé QUARTINO  
 Dr. Edgardo ROLLERI  
 Dr. Pedro N. STIPANICIC  
 Dr. Mario E. TERUGGI  
 Dr. Juvenal J. ZAMBRANO  
 Dr. Enrique LINARES  
 Dr. Rosendo PASCUAL  
 Dr. Carmelo DE FERRARIIS  
 Dr. Emilio GONZALEZ DIAZ  
 Dr. Alfredo CUERDA  
 Dr. Francisco FIDALGO  
 Dr. Arturo J. AMOS  
 Dr. Sergio ARCHANGELSKY  
 Dr. Telasco GARCIA CASTELLANOS  
 Dr. Mario HÜNICKEN  
 Dr. Horacio V. RIMOLDI  
 Dr. José BONAPARTE  
 Dr. Pedro Juan LESTA  
 Dr. Otto SCHNEIDER  
 Dr. Renato R. ANDREIS  
 Dr. Eduardo J. LLAMBIAS



## MIEMBROS CORRESPONDIENTES

Dr. Arnaldo HEIM †  
 Dr. Luciano Jacques DE MORAES †  
 Dr. Enrique GERTH †  
 Dr. Abel HERRERO DUCLOUX †  
 Ing. Jorge MUÑOZ CRISTI †  
 Dr. Rodolfo MENDEZ ALZOLA †  
 Ing. Héctor FLORES WILLIAMS †  
 Ing. Carlos RUIZ FULLER †  
 Dr. José CORVALAN DIAZ †

Dr. Guillermo ZULOAGA  
 Dr. G. Umberto CORDANI  
 Dr. Jean-Claude VICENTE  
 Dr. Ian DALZIEL  
 Dr. Gerd E. WESTERMANN  
 Dr. Hubert MILLER  
 Dr. Michael R. THOMSON

Dr. Oscar RÖSLER  
 Dr. Julio SAAVEDRA ALONSO  
 Dr. Marcel ARNOULD  
 Dr. Mario BARBIERI  
 Dr. Reynaldo CHARRIER  
 Dr. Estanislao GODOY  
 Dr. Francisco HERVE  
 Dr. Emiliano MUTTI  
 Dra. Suzanne KAY  
 Dr. M. LANGER  
 Dr. Jorge OYARZUM MUÑOZ  
 Dr. Robert PANKHURST  
 Dr. Robin C. WHATLEY  
 Dr. Richard W. ALLMENDINGER  
 Dra. Teresa E. JORDAN  
 Dr. Klaus SCHWAB

## MIEMBROS BENEFACTORES

Amoco Argentina Oil Company  
 BHP-Utah International Exploration Inc.  
 Borax Argentina S.A.  
 Petrolera Argentina San Jorge  
 YPF S.A.

## MIEMBROS VITALICIOS

AZCUY, Carlos Leopoldo, Cafayate 4267, 1439 Buenos Aires.  
 BASSI, Hugo G., Austria 2039, 7° D, 1425 Buenos Aires.  
 BENVENUTI, Juan C., San Lorenzo 4581, 2000 Rosario.  
 BERTELS, Alwine, Maure 2487, 8° A, 1426 Buenos Aires.  
 BIANCHI, José Luis, Florida 537, 24° Gal. Jardín, 1005 Buenos Aires.  
 BRODTKORB, Milka K. de, Paso 258, 9° A, 1640 Martínez.  
 CALMELS, Augusto P., Uruguay 151, 6300 Santa Rosa.  
 CHAAR, Edmundo, Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires.  
 COLOMB, Jorge J. C., Nicaragua 5844, 1414 Buenos Aires.  
 CORTELEZZI, César, 4 N° 315, 1900 La Plata.  
 CUCCHI, Rubén J., Canning 2904, 6° A, 1425 Buenos Aires.  
 DIGREGORIO, José H., Guayaquil 343, P.B. C, 1424 Buenos Aires.  
 ETSCHECHURY de LORENZO, María C., Gral. J. Artigas 416, 5°, 1406 Buenos Aires.  
 FURQUE, Guillermo, Comodoro Py 547, 1846 Mármol.  
 GAY, Hebe Dina, Lavalleja 975, Alta Córdoba.  
 GENTILI, Carlos A., Rubén Darío 2452, 1636 Buenos Aires.  
 GRAMAJO, Arnoldo, Boedo 908, 2° 26, 1218 Buenos Aires.  
 GUTIERREZ, Casimiro, Rivadavia 6015, 5° A, 1406 Buenos Aires.

LATORRE, Carlos Oscar, Allende 4445, 1419 Buenos Aires.  
 MAGLIOLA MUNDET, Horacio, Av. Nac. Unidas 87, B. Parque V. Sársfield, 5000 Córdoba.  
 MALVICINI, Lidia, Conesa 2271, 6° A, 1428 Buenos Aires.  
 MAURI, Enrique Tomás, Araoz 2725, 6°, 1425 Buenos Aires.  
 MORENO, Rodolfo, Arenales 2575, 1602 Florida.  
 PENDOLA, Héctor J., Honorio Pueyrredón 669, 5° 11, 1405 Buenos Aires.  
 PORRO, Néstor, Uriarte 2434, 1° A, 1425 Buenos Aires.  
 POZZO, Anibal G., Arcos 3268, 7° E, 1428 Buenos Aires.  
 QUARLERI, Paulina, Leandro Alem 1597, 1828 Banfield.  
 RINALDI, Carlos A., D.F. Sarmiento 2334, 1636 Olivos.  
 RUIZ HUIDOBRO, Oscar, Azcuénaga 1281, 4° A, 1001 Buenos Aires.  
 SACCONI, Ernesto Roque Domingo, Sánchez de Loria 182 bis, 2000 Rosario.  
 VERVOORST, Federico, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.  
 VILELA, César Reinaldo, Arenales 3892, 4° C, 1425 Buenos Aires.  
 VOLKHEIMER, Wolfgang, Museo B. Rivadavia, Avda. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

## MIEMBROS ACTIVOS

ABAIT, Juan Pedro, Santa Fe 921, 5°, 1059 Buenos Aires.  
 ABASCAL, Liliana del Valle, Marcos Paz 608, 1° D, 4000 Tucumán.  
 ABRIL de ESCRIBANO, Mónica Susana, 56 N° 1637, B. J.A. Roca, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 ABRUSKY, Héctor Luis, Conesa 2549, 2° A, 1428 Buenos Aires.  
 ACENOLAZA, Florencio G., Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.  
 ACEVEDO, Rogelio Daniel, Gdor. Gómez 1172, Tira 15B, P.B. 12, 9410 Ushuaia.

AGUIRRE, Marina L., Museo de Ciencias Naturales, 1900 La Plata.  
 AGUIRRE URRETA, María Beatriz, Guayra 2081, 7° D, 1429 Buenos Aires.  
 ALCALDE, José Andrés, Inst. Geol. y Min., U.N. Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 Jujuy.  
 ALLO, Wanda Ana, Las Heras 126, 10° E, 8000 Bahía Blanca.  
 ALONSO, María Susana, Joaquín V. González 1481, Buenos Aires.

- ALONSO BENAVIDEZ, Ricardo, C.C. 362, Mendoza 279, 4400 Salta.
- ALPERIN, Marta Inés, 2 N° 1225, 1900 La Plata.
- ALVAREZ, Guillermina, Agustín Álvarez 2370, 8000 Bahía Blanca.
- ALVAREZ, Patricia Pamela, Saenz 1421, 1832 Lomas de Zamora.
- AMETRANO, Silvia Juana, Diag. 77 N° 742, Dto. F, 1900 La Plata.
- ANGELERI, Alberto D., Lambertini 81, 1642 San Isidro.
- ARAGON, Eugenio, 45 e/ 144 y 145, 1900 La Plata.
- ARBE, Hugo Alejandro, Galván 4055, 1431 Buenos Aires.
- ARGAÑARAZ, Rafael Aurelio, J.M. Leguizamón 728, 4400 Salta.
- ARIAS, Carlos Gabriel, Antártida Argentina 327, 8324 Cipolletti.
- ARIAS, Norma Ester, Comodoro Rivadavia 393, 9001 Rada Tilly.
- ARROYO, Hernán, Burmeister 3836(2), Bo. Ameghino, 9005 Gral. Mosconi.
- ASTINI, Ricardo Alfredo, Pablo Astini 80, 5147 Argüello.
- AVILA, Julio César, Córdoba 605, 7° A, 4000 Tucumán.
- BAGALCIAGA, Ricardo Manuel, Y Brut 744, Barrio Mulco Sur, 9103 Rawson.
- BAHLBURG, Heinrich, Koepfelweg 70, Heidelberg, 69118 Alemania.
- BARCAT, Carlos, Tinogasta 2560, 1° 19, 1417 Buenos Aires.
- BARREDO, Silvia Patricia, Nicolás Avellaneda 2130, 1636 Olivos.
- BAUER, Eric Reinaldo, 6 N° 905, 1896 City Bell.
- BELTRAMONE, Carlos, La Quebrada 699, 5172 La Falda.
- BENGOCHEA, Amado Leandro, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.
- BENIALGO, Alfredo Raúl, 33 N° 222, 1900 La Plata.
- BERCOWSKI, Felisa, Soler 1585 Norte, 5400 Bo. Corrientes, San Juan.
- BERESI, Matilde Silvia, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza.
- BERTOLA, Germán, Córdoba 1988, 7600 Mar del Plata.
- BERTOLDI de POMAR, Hetty, Grand Bourg 4352, 3000 Santa Fe.
- BETTINI, Fernando Héctor, Corrientes 999, 1640 Martínez.
- BIANUCCI, Hugo Alberto, 9 de julio 179, 1870 Avellaneda.
- BIDEGAIN, Juan Carlos, LEMIT, 52 e/ 121 y 122, 1900 La Plata.
- BIFFI, Fabián Remo, Arenales 3052, 6° D, 1425 Buenos Aires.
- BJERG, Ernesto Alfredo, Alberti 258, 8000 Bahía Blanca.
- BLASCO, Juan Carlos, Falucho 734, 5700 San Luis.
- BONORINO, Alfredo Guillermo, Rodríguez 479, 8000 Bahía Blanca.
- BORDONARO, Osvaldo Luis, PRIBIPACRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza.
- BOSSI, Gerardo Eugenio, Mendoza 3412, 4000 Tucumán.
- BOSSI, Jorge, Dragones 3574, 11400 Montevideo, Uruguay.
- BOUZA, Pablo, Pje. Alta Gracia 3576, 9120 Puerto Madryn.
- BRAVO DE LAGUNA, Mónica Ada, Alberti 1068, 8300 Neuquén.
- BROGIONI, Norma Beatriz, 16 N° 418 A, 1900 La Plata.
- BUCICH, Norberto G., Riglos 1169, 1424 Buenos Aires.
- BUFFONE, Daniel Eduardo, Caronti 348, 2° D, 8000 Bahía Blanca.
- BUJALESKY, Gustavo Gabriel, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- BUTRON ASEONA, Francisco C., Plan Patagonia Comahue, B. Don Bosco, 9003 Comodoro Rivadavia.
- CABALERI, Nora Graciela, Roque Saenz Peña 484, 6° A, 1636 Olivos.
- CABALLE, Marcelo Fernando, 10 e/ 21 y 22, 1896 City Bell.
- CAFFE, Pablo J., El Naranjero 487, Bo. Los Perales, 4600 Jujuy.
- CAGNONI, Mariana, Melian 2849, Dto. "P", 1430 Buenos Aires.
- CAMACHO, María, Ramírez de Velasco 421, 4°.
- CAMILLETTI, Carlos Mario, Emilio Civit 360, 6300 Santa Rosa.
- CAMPILLO, Roberto Delfor, Orcadas 3567, 9005 Gral. Mosconi.
- CANCIO, Juan Carlos, Neuquén 2585, P.B. A, 1406 Buenos Aires.
- CANERO, Arturo Eugenio, Maipú 935, 9000 Comodoro Rivadavia.
- CANO, María Claudia, U. de la Patagonia, Alte. Brown 3700, 9120 Puerto Madryn.
- CANTU, Mario Pablo, Luis Reinaudi 1229, 5800 Rio Cuarto.
- CAPUCCINO, Sonia Lidia, Alfredo Almeyda de Saa 6446, Vitacura, Santiago, Chile.
- CARRERA, Marcelo Gabriel, Luis Braille 1825, Bo. Maipú 2, 5000 Córdoba.
- CARRICA, Jorge, Dorrego 589, 7° C, 8000 Bahía Blanca.
- CARRILLO, Ramón, Padilla 1180, 8° C, 1414 Buenos Aires.
- CASADIO, Silvio, Mendoza 685, 6300 Santa Rosa.
- CASALI, Noemí Nélica, Av. del Trabajador 4146, manzana 19, casa 7, B. AMSUR, 8300 Neuquén.
- CASE, Ana María, Dir. Minería, Cnel. Vidal 472, 8340 Zapala.
- CASELLI, Alberto Tomás, Sarratea 9556, 1655 José León Suárez.
- CASTRO, Liliana Norma, M.T. de Alvear 2430, 8° C, 1122 Buenos Aires.
- CASTRO, Miguel Angel, Rojas 216, 4700 Catamarca.
- CASTRO DE MACHUCA, Brigida Marta Ester, La Pampa 2485 Oeste, Bo. Nueva Palermo, 5400 San Juan.
- CAVALLOTTO, José Luis, 35 N° 1727, 1900 La Plata.
- CAVAROZZI, Claudia E., 42 N° 395, 1° D, E/2, 1900 La Plata.
- CAZAU, Luis Bernabé, 9 N° 68 e/ 531 y 532, 1900 La Plata.
- CEGARRA, Marcelo Ignacio, Serrano 2252, 4° A, 1425 Buenos Aires.
- CESARETTI, Nora Noemí, Rincón 1868, 8000 Bahía Blanca.
- CESARI, Omar, C.C. 81, 9005 General Mosconi.
- CHAYLE, Waldo, Lisandro de la Torre 569, 4600 Jujuy.
- CHEBLI, Gualter Ademar, Terrada 3024, 1417 Buenos Aires.
- CHELOTTI, Luis Alberto, Barrio LU 4, Casa 47, 9000 Comodoro Rivadavia.
- CHERNICOFF, Carlos Jorge, Sinclair 3151, 2° C, 1425 Buenos Aires.
- CID DE LA PAZ, María Susana, 5 N° 573, 1900 La Plata.
- CINGOLANI, Carlos A., 24 N° 4774, 1897 Gonnet.
- CISTERNA, Clara Eugenia, Lavalle 841, 4000 Tucumán.
- CODIGNOTTO, Jorge O., Marcelo Gamboa 6395, 1408 Buenos Aires.
- COIRA de PEREZ, Beatriz, Azorín 130, 4600 Jujuy.
- COLOMBO PIÑOL, Fernando, C/Camelias 66, ATC 1A, 08024 Barcelona, España.
- COMBINA, Ana María, Marcelo T. de Alvear 1461, 5800 Rio Cuarto.
- CONCHEIRO, Graciela Andrea, Ambroseti 662, 6° 28, 1405 Buenos Aires.
- CONSTANTINI, Luis Angel, 22 N° 922, 1896 City Bell.
- CORBELLA, Jorge H., Dr. Ruiz Arenales 1733, 5° B, 1061 Buenos Aires.
- CORDOBA DE GALACHO, Mirta Beatriz, Remedios de Escalada 2474, 1640 Martínez.
- CORONATO, Andrea María, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- CORTES, José María, Curupayti 1274, 1609 Boulogne.
- CORTIÑAS, Jorge Sebastián, Alem 3063, 1712 Castelar.
- COSTA, Carlos Horacio, C.C. 320, 5700 San Luis.
- CRAVERO, María Fernanda, Sarmiento 343, 9° 5, 8000 Bahía Blanca.
- CRISTALLINI, Ernesto Osvaldo, Acoyte 320, 6° 11, 1405 Buenos Aires.
- CRUZ CORONADO, Migdonio Demetrio, General Paz 523, 5700 San Luis.
- CUNEO, Néstor Rubén, Quebracho 160, 9100 Trelew.
- CUSMINSKY, Gabriela Catalina, 47 N° 388, 1900 La Plata.
- DALLA SALDA, Luis, CIG, 1900 La Plata.
- DAMBORENEA, Susana E., 11 N° 1430, 1896 City Bell.
- DANDERFER, Juan Carlos, Mitre 22, 8340 Zapala.
- DANGAVS, Nauris, 56 N° 1465, 1900 La Plata.
- DANIELI, Juan Carlos, Vidal 472, 8340 Zapala.
- DAPEÑA CONDE, Cristina, Palmar 7098, 1408 Buenos Aires.
- DELPINO, Daniel Horacio, Belgrano 370, 8300 Neuquén.
- DEMICHELIS, Alejandro H., 28 de Julio 28 (CENPAT), 9120 Puerto Madryn.
- DE PETRIS, Pedro J., Ing. Guillermo Fuchs 185, 5000 Granja de Funes.
- DE SPIRITO, Roberto, YPF Geol. Austral, C.C. 246, 9400 Rio Gallegos.
- DEZA, Mario Alberto, Bo. Nordestrom, Acc. E2, 1° B, 8340 Zapala.
- DI BENEDETTO, Héctor José, Calle 26 y 54, 1894 Villa Elisa.

- DIMIERI, Luis Vicente, Maldonado 550, 8000 Bahía Blanca.  
 DI PASQUO, Mercedes, Nicaragua 5593, 1414 Buenos Aires.  
 DO CAMPO, Margarita Diana, Alvarez Thomas 2796, 3° A, 1431 Buenos Aires.  
 DOMINGUEZ, Eduardo Alejandro, Tucumán 1197, 8000 Bahía Blanca.  
 DRAGO, Edmundo Carlos E., J. Macia 1933, 3016 Santo Tomé.  
 DRISTAS, Jorge A.L., Waica 673, 8000 Bahía Blanca.  
 DUCOS, Estela Irene, Tronador 1478, 4° A, 1427 Buenos Aires.  
 DURAND, Felipe Ramón, Bbe. Araudi 655, 4000 Tucumán.  
 DURANGO CHERB de CABRERA, Josefina, La Madrid 390, 4000 Tucumán.  
 ESCAYOLA, Mónica Patricia, Av. Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.  
 ESPIZUA, Lydia Elena, San Juan 475, Torre B.2, 6° 24, 5500 Mendoza.  
 ETCHEVERRIA, Mariela Patricia, Av. San Juan 1452, P.B. C, 1148 Buenos Aires  
 ETCHEVERRY, Ricardo, 56 N° 894, 1900 La Plata.  
 FADRIQUE, Adolfo E., C.C. 246, 9400 Rio Gallegos.  
 FARINATTI, Ester Amanda, Caronti 284, 8000 Bahía Blanca.  
 FAUQUE, Luis Enrique, Urquiza 2337, 1602 Florida.  
 FEITOSA da COSTA, Maria das Gracias, Rua Portugal 1225, Apto. 202, Porto Alegre, Brasil.  
 FELIU, Ricardo G., Martín Zapata 445, 5500 Mendoza.  
 FERNANDEZ, Raúl, 38 N° 1593 1/2, 1900 La Plata.  
 FERNANDEZ GARRASINO, César, Necochea 1234, 1878 Quilmes Oeste  
 FERNANDEZ TASENDE, Jorge Raúl, C.C. 294, 5700 San Luis.  
 FERRARI, Eugenio, Western Mining Corp., Mitre 842, 5400 San Juan.  
 FERREYRA, Raúl Eduardo, Zabala 2926, 1426 Buenos Aires.  
 FIGARI, Eduardo Guillermo, Fray Luis Beltrán 450, 9005 General Mosconi.  
 FILI, Mario Felipe, Juan de Garay 2871, 3000 Santa Fe.  
 FRANCHI, Mario Raúl, 8 N° 37, 1896 City Bell.  
 FRANCHINI, Marta Beatriz, C.C. 101, Vidal 472, 8340 Zapala.  
 FRANCO, Alejandro Enrique, Olascoaga 1104, P, 5500 Mendoza.  
 FRANCO, Silvio Adrián, Martínez de Rosas 32, 5500 Mendoza.  
 FRISICALE, María Cristina, Maldonado 550, 8000 Bahía Blanca.  
 FRUTOS, Diana Raquel, Maipú 286, 5500 Mendoza.  
 FUENTE, Alberto, Avda. Centenario 963, casa 93, B, 9100 Trelew.  
 GAGLIARDO, María Ligia, Rio Cuarto 2962, 6° 12, 1292 Buenos Aires.  
 GAIERO, Diego Marcelo, Avellaneda 2764, 5000 Córdoba.  
 GALLISKI, Miguel Angel, Gral. Deheza 222, 4400 Salta.  
 GANDUGLIA, Patricia, Av. Maipú 3325, 1636 Olivos.  
 GARDINI, Carlos E., Colón 1189, Dep. 5, 5700 San Luis.  
 GARDINI, Marco Pablo María, Paso 791, 4° A, 1031 Buenos Aires.  
 GARRIDO, Mirta Mabel, Agustín Alvarez 1948, 8000 Bahía Blanca.  
 GEBHARD, Jorge Arnoldo, 137 N° 1282, 1900 La Plata.  
 GENINI BERNARDI, Adolfo Domingo, B. Don Bosco, km 3, P. Patagonia, 9003 Comodoro Rivadavia.  
 GENOVESE, Sergio, Bo. Gral. Sevid ed. 133, 3° B, 1439 Buenos Aires.  
 GETINO, Pablo Román, Eduardo González 629, 8000 Bahía Blanca.  
 GEUNA, Silvana Evangelina, Belisario Roldán 901, 5000 Alta Gracia.  
 GIACOSA, Raúl E., 25 de Mayo 419, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 GIAL, Santiago B., Pio XII 531, 6300 Santa Rosa.  
 GIAMBIAGI, Laura Beatriz, Adolfo Alsina 1740, Buenos Aires.  
 GIANIBELLI, Julio César, 11 N° 1464, 1900 La Plata.  
 GIGOLA, Santiago, Pueyrredón 1031, 2° B, 4400 Salta.  
 GIMENEZ, Hugo Roberto, Barrio Martín de Güemes, Casa 9, 4700 Catamarca.  
 GIUDICI, Alfonso R., Arcos 3848, 1429 Buenos Aires.  
 GODEAS, Marta Carmen, Mario Bravo 241, 3° A, 1175 Buenos Aires.  
 GOMEZ, Juan Carlos, 6 N° 449, 1896 City Bell.  
 GOMEZ, María Cristina, Panamá 1030, P.B. 7, 8000 Bahía Blanca.  
 GONZALEZ, Carlos Roberto, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.  
 GONZALEZ, María Mercedes, Paraguay 467, 1, 8000 Bahía Blanca.  
 GONZALEZ, Osvaldo Edgar, Pasaje Oncativo 766, 4000 Tucumán.  
 GONZALEZ, Pablo Diego, 20 N° 421, 1900 La Plata.  
 GONZALEZ BONORINO, Gustavo, Buenos Aires 177, 4400 Salta.  
 GONZALEZ URIARTE, Magdalena, Alvarado 31, 4° E, 8000 Bahía Blanca.  
 GORUSTOVICH, Sergio, José Seguí 558, Bo. Ciudad del Milagro, 4400 Salta.  
 GRECCO, Laura Edith, Primera Junta 544, 8000 Bahía Blanca.  
 GREGORI, Daniel Alfredo, Caronti 718, 8000 Bahía Blanca.  
 GRIECO, Luis Francisco, Montañeses 2133, 1428 Buenos Aires.  
 GRIFFIN, Miguel, 500 N° 1755, 1897 Gonnet.  
 GRIZINIK, Mario Máximo, Rawson 1231, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 GRIZINIK DE MARCO, María Mercedes, Bo. UPCN, casa 41, 9100 Trelew.  
 GUERESCHI, Alina Beatriz, Lepri 525, 5186 Alta Gracia.  
 GUICHON, Martín Eduardo, 115 N° 747, 1900 La Plata.  
 GUTIERREZ PLEIMLING, Alberto, BRIDAS, Buenos Aires.  
 HALL, Blaine Rachel, Lavalle 445, piso 4, 1047 Buenos Aires.  
 HALLER, Miguel Jorge Francisco, Tehuelches 240, 9120 Puerto Madryn.  
 HECHEN, Jorge José, C.C. 140, 9005 General Mosconi.  
 HERBST, Rafael, Lavalle 2675, 3400 Corrientes.  
 HERMANNNS, Reginald, Altmärkstr 15A, Berlin-Steglitz, 12157 Alemania.  
 HERRMANN, Carlos, Amadeo Jacques 7077, 1° 10, 1408 Buenos Aires.  
 HOGG, Stanley, Talcahuano 778, 7°, 1013 Buenos Aires.  
 HOLMAN, Charles W., Olleros 1818, 5° L, 1426 Buenos Aires.  
 HONGN, Fernando Daniel, Las Piedras 1710, 4000 Tucumán.  
 HUGHES, Daniel Héctor, Av. Roca 2729, 9120 Puerto Madryn.  
 HUMPHREY, William, P.O. Box 8368, 60680 Chicago, EE.UU.  
 IBÁÑEZ, Guillermo H., Formosa 496, 8300 Neuquén.  
 IDOYAGA, Marcelo Gastón, Azcuénaga 1541, 8° B, 1115 Buenos Aires.  
 IGLESIA LLANOS, María Paula, Oro 2325, 8° B, 1425 Buenos Aires.  
 IMPICCINI, Agnes, Av. Argentina y Salvatori, monoblock B 1, 3° D, 8300 Neuquén.  
 INTROCASO, Antonio, Ayacucho 1435, 2000 Rosario.  
 IRIONDO, Martín, C.C. 495, 3000 Santa Fe.  
 ISLA MENDI, Federico Ignacio, C.G.C. y C. Funes 3350, C.C. 722, 7600 Mar del Plata.  
 JAPAS, María Silvia, Hipólito Yrigoyen 8774, 5° Y, 1832 Lomas de Zamora.  
 JOHANIS, Pablo, Nepper 1165, 1406 Buenos Aires.  
 JONES, Jorge Patricio, Sarmiento 517, 4° A, 1041 Buenos Aires.  
 JONES, Marta Edna, B. Centenario, km 8, casa 433 B, 9003 Comodoro Rivadavia.  
 JURADO MARRON, Hilario, Pasaje Fariñango 1138, 4700 Catamarca.  
 KAI, Sergio Gustavo, Panamá 1031, PB 9, 8000 Bahía Blanca.  
 KLEIMAN, Laura Elena, Montañeses 1961, 5° 25, 1428 Buenos Aires.  
 KOKOGIAN, Daniel Alberto, Emilio Mitre 60, 5° B, 1424 Buenos Aires.  
 KOSTADINOFF, José, Yrigoyen 630, 8000 Bahía Blanca.  
 KOUKHARSKY, Magdalena, Avellaneda 38, 1° A, 1642 San Isidro.  
 KRESS, Pedro Rolando, Alnte. Brown 3500, 1653 Villa Ballester.  
 KROHLING, Daniela Mariel, San José 1631, 3081 Humboldt.  
 KRUSE, Eduardo Emilio, 20 N° 2373, 1897 Gonnet.  
 LABUDIA, Carlos Horacio, Martín Rodríguez 3, 8000 Bahía Blanca.  
 LACREU, Héctor Luis, Gral. Paz 562, 5700 San Luis.

- LAGORIO, Silvia Leonor, F. Lacroze 3350, 5°A, 1426 Buenos Aires.  
 LANES, Silvia Graciela, Estado de Israel 4740, 3°, 1185 Buenos Aires  
 LANFRANCHINI, Mabel E., 11 N° 798, 10° C, 1900 La Plata.  
 LAPIDO, Omar Raúl, Dante 242, 1407 Buenos Aires.  
 LARDONE, Leo Eduardo, Azopardo 313, 5501 Godoy Cruz.  
 LAROTONDA, Claudio, Av. 1 y calle 4, Anaco, Anzoátegui.  
 LAVANDAIO, Eddy Omar Luis, Huarpes 3349, Barrio S.U.P.E., 5547 Godoy Cruz.  
 LAZARTE, José Enrique, Av. Avellaneda 550, 2°, 4000 Tucumán.  
 LEANZA, Héctor A., R. Falcón 2559, 6° B, 1406 Buenos Aires.  
 LEGARRETA, Leonardo, Beiro 1832, 1602 Florida.  
 LEMA, Hebe Adriana, Pio XII 122, 1613 Buenos Aires.  
 LENGE, Diego Andrés, Casa 22, C, Km. 8, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 LEVERATTO, Miguel A., Franklin 760, 7° 29, 1405 Buenos Aires.  
 LIMARINO, Carlos Oscar, Olazábal 51, 1617 General Pacheco.  
 LIÑAN, Eladio G., Cesareo Alierta, 30, 3° F, 50009 Zaragoza, España.  
 LO FORTE, Gabriela Laura, Piedrabuena 68, 1826 Remedios de Escalada.  
 LOPEZ GAMUNDI, Oscar, Texaco Inc., 4800 Fournace Place, Bellaire, Texas 77401-2324, EE.UU.  
 LOPEZ GROOTHUIS, Edgardo H., 60 N° 2565, 1900 La Plata.  
 LOPEZ SONICH, Mónica Graciela, Juncal 841, 6° y 7° B, 1062 Buenos Aires.  
 LYONS, Wilfredo A., Arenales 3022, 6° 24, 1425 Buenos Aires.  
 MADEL, Federico G., Vidt 2040, 3°A, 1425 Buenos Aires.  
 MAGGI, Jorge Humberto, 1 N° 644, 1900 La Plata.  
 MAIZA, Pedro José, Colombia 72, 8000 Bahía Blanca.  
 MALAGNINO, Eduardo C., O'Higgins 3440, 14° D, 1429 Buenos Aires  
 MALOBERTI CORRADI, Alejandro Luis, Blanco Encalada 1715, 12, Buenos Aires.  
 MALUMIAN, Norberto, Ramón Freire 3563, 1429 Buenos Aires.  
 MANASSERO, Marcelo Jorge, 54 N° 436, 1900 La Plata.  
 MANCEDA, Rene Enrique, Belgrano 1380, 8300 Neuquén.  
 MANCENIDO, Miguel Oscar, 11 N° 1430, 1896 City Bell.  
 MANSILLA, Nélida Yolanda, Bo. Pte. Peron, Manzana 4, Casa 3, 4000 Tucumán.  
 MARCOLINI, Susana Ida, 8 N° 131, 1900 La Plata.  
 MARENSSI, Sergio Alfredo, Laprida 631, 2804 Campana.  
 MARFIL, Silvina, Santiago del Estero 393, 8000 Bahía Blanca.  
 MARIÑO, Eduardo Eleuterio, Caveró 508, 6300 Santa Rosa.  
 MARQUEZ, Rosendo Marcelo José, C.C. 125, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 MARQUEZ ZABALIA, María Florencia, Constitución 1343, 5700 San Luis.  
 MARQUILLAS, Rosa Argentina, Gral. Güemes 2201, Torre B, 4400 Salta.  
 MARTINEZ, Daniel Emilio, Av. Colón 5354, 1, 7600 Mar del Plata.  
 MARTINEZ, Gustavo Adolfo, Roca 2661, 3°G, 7600 Mar del Plata.  
 MARTINEZ, Oscar Alfredo, Bo. 133, Viv. Casa 88, Miguens 138, 9200 Esquel.  
 MARTINEZ, Ramón Horacio, Fray Luis Beltrán 450, 9005 General Mosconi.  
 MARTINEZ, Ricardo Daniel, Luis Raimundo 2449 Oeste, 5402 Bo. San Juan.  
 MARTINEZ CARRANZA, Pablo, Pasaje Santo Tomás 346, 5000 Córdoba.  
 MARTINEZ LIBOREIRO, Eduardo A., Lafayette 360, 1653 Villa Ballester.  
 MARTINIONI, Daniel Roberto, CADIC, C.C. 92, 9410 Ushuaia.  
 MARTINO, Roberto, Belgrano 540, 8° B, 5000 Córdoba.  
 MAS, Graciela Raquel, Paraná 849, 8000 Bahía Blanca.  
 MASSABIE, Armando, Lavalle 540, 8° B, 1878 Quilmes.  
 MASSAFERRO, Gabriela Isabel, Baunes 1391, 1431 Buenos Aires.  
 MATHEOS, Sergio Daniel, 60 N° 340, 1900 La Plata.  
 MAZZONI, Mario Martín, 26 N° 813, 1900 La Plata.  
 MEDINA, Francisco Alberto, Azcuénaga 2222, 1636 Olivos.  
 MEISTER, Carlos Miguel, Chiquichuan 66, 9120 Puerto Madryn.  
 MELCHOR, Ricardo Néstor, 2 N° 845, 6360 General Pico.  
 MENA, Rodolfo Julio, General Paz 256, 1°A, 4000 Tucumán.  
 MENDEZ, Vicente, Soler 5983, 1425 Buenos Aires.  
 MERINO, Marcelo Horacio, Cramer 1850, 9°A, 1428 Buenos Aires.  
 MERMOZ, Jorge Francisco, San Lorenzo 2617, 1640 Martínez.  
 MILANA, Juan Pablo, Sta. María de Oro 1686 Sur, San Juan.  
 MON, Ricardo, C.C. 36, sucursal 2, 4000 Tucumán.  
 MONTANGERO, Guillermo, Charcas 3962, P.B. A, 1425 Buenos Aires.  
 MONTENEGRO, Teresita, Arcos 1590, 6° B, 1426 Buenos Aires.  
 MONTI, Alejandro J.A., Av. Cabildo 618, 7° C  
 MORELLO, Orquídea, Charcas 3684, 4°A, 1425 Buenos Aires.  
 MOROSI, Martín Eduardo, 51 N° 434, 3° C, 1900 La Plata.  
 MORRAS, Héctor José María, Francisco Bilbao 2376, 1406 Buenos Aires.  
 MOUZO, Félix H., Rca. Arabe Siria 3018, 7°A, 1425 Buenos Aires.  
 MOYA, María Cristina, Urquiza 2504, 4400 Salta.  
 MOZETIC, Marcos Estanislao, Bermejo 2116, 1609 Boulogne.  
 MUJICA, Héctor José, Ing. Sagasta 857, 1708 Morón.  
 MUTTI, Diana Irene, Richeri 1399, 1661 Bella Vista.  
 NABEL de ERLICH, Paulina, Cazadores 2150, 1428 Buenos Aires.  
 NANEZ, Carolina Adela, Cramer 2435, 9, 1428 Buenos Aires.  
 NET, Laura Inés, Malaver 2310, 1602 Florida.  
 NICOLLI, Hugo B., Cramer 1850, 9°A, 1428 Buenos Aires.  
 NINCI MARTINEZ, Carlos Alberto, Bulnes 1826, 8° B, 1425 Buenos Aires.  
 NOVAS, Fernando, Olaya 1932, 3°A, 1428 Buenos Aires.  
 NUÑEZ OCAMPO, Jorge Héctor, Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires.  
 OJEDA, Guillermo Enrique, Av. Lafinur 421, 5700 San Luis.  
 OLIVER GASCON, Joaquín, Paraguay 4618, 12°A, 1425 Buenos Aires.  
 OLIVERO, Eduardo, CADIC, Avda. Malvinas s/n, C.C. 92, 9410 Ushuaia.  
 ORFEO, Oscar, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.  
 ORGEIRA, María Julia, J.M. Gutiérrez 3931, 3° G, 1425 Buenos Aires.  
 ORTIZ SUAREZ, Ariel, Rivadavia 643, 5700 San Luis.  
 OSTERA, Héctor Adolfo, Melian 2849, 2° 9, 1430 Buenos Aires.  
 OTAMENDI, Juan E., San Lorenzo 780, 5800 Río Cuarto.  
 OTTONE, Eduardo Guillermo, Rivera Indarte 196, 2°F, 1406 Buenos Aires.  
 PALMA, Ricardo Manuel, Avda. Las Heras 3847, 8° H, 1425 Buenos Aires.  
 PANCEYRA, Raúl Anibal, Pje. A. Durrieu 2586, Bo. Alberdi, 5000 Córdoba.  
 PANGARO, Francisco, YPF S.A., Talero 360, 8300 Neuquén.  
 PANZA, José Luis, J. F. Seguí 3942, 1425 Buenos Aires.  
 PARADA, Miguel Angel, Alonso de Camargo 8837, Santiago, Chile.  
 PAREDES, Cristina, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.  
 PARISI BOTTARI, Cayetano, 9400 Comodoro Rivadavia.  
 PARKER, Gerardo, Nueva York y Balcarce, 1896 City Bell.  
 PENAS, Marcelo Ricardo, Federico Lacroze 2367, 6° A, 1426 Buenos Aires.  
 PERAL, Hebe Raquel, Cruz del Sur 231, 8000 Bahía Blanca.  
 PEREYRA GARCIA, Fernando Xavier, Juncal 3051, 2° B, Buenos Aires.  
 PEREZ, Analía Aída, Tte. Gral. Perón 1833, 9° E, 1040 Buenos Aires.  
 PEREZ, Daniel José, Cóndor 2588, 1437 Buenos Aires.  
 PERINO, Ernesto, San Martín 1251, 5701 San Luis.  
 PESCE, Abel A., Zubiria 2007, 1° D, 1406 Buenos Aires.  
 PETTINARI, Gisela Roxana, San Martín 720, 6° C, 8324 Cipolletti.  
 PEZZI, Eduardo Enrique, Av. del Libertador 2354, 2° B, 1636 Olivos.  
 PEZZUTTI, Norma, J.F. Seguí 3522, 9° B, 1425 Buenos Aires.  
 PINOTTI, Lucio Pedro, Pueyrredón 2428, 5800 Río Cuarto.

- PIOVANO, Eduardo Luis, Velez Sarfield 156, Torre I, 1 PB, 5000 Córdoba.
- PLANAS, Federico Horacio, Copahue 4142, C.C. 971, 8400 Bariloche.
- POCOVI, Antonio Sebastián, Malabia 932, 4º 12, 1414 Buenos Aires.
- POIRE, Daniel Gustavo, 19 N° 4631, 1923 Berisso.
- POMA, Stella Maris Norma, Roque Saenz Peña 1557, 1636 Olivos.
- PORTO, Juan Carlos, Suipacha 588, 4000 Tucumán.
- POTTER, Paul Edwin, Geociencias UNESP, Caixa 178, Rio Claro 13, 500 Sao Paulo, Brasil.
- POWELL BONINO, Jaime E., Avda. Mate de Luna 4636, 4000 Tucumán.
- PREZZI, Claudia Beatriz, Hipólito Yrigoyen 3518, 3º A, 1208 Buenos Aires.
- QUATTROCCHIO de LEGUIZAMON, Mirta Elena, Martín Rodríguez 64, 8000 Bahía Blanca.
- QUENARDELLE, Sonia Mónica, Luis Py 2696, Bo. La Lonja, 1629 Pilar.
- RABASSA, Jorge Oscar, CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- RAMON, Mirta Isabel, Italia 23, 5870 Villa Dolores.
- RAMOS, Adriana, Sáenz Valiente 3148, 1640 Martínez.
- RAMOS, Victor, Díaz Velez 820, 8º B, 1636 La Lucila.
- RAPALINI, Augusto Ernesto, Larroque 306, 1828 Banfield.
- RAPELA, Carlos W., 12 N° 889, 4º A, 1900 La Plata.
- RE, Guillermo Héctor, V. Fernández 1219, 2800 Zárate.
- REBORI FOGALE, Luis Osvaldo, Brasil 225, Bo. Barreneche, 8301 Cnia. Val. Norte.
- REINOSO, Margarita, Fraga 530, 1427 Buenos Aires.
- REMESAL, Marcela Beatriz, 58 N° 2621 ex Pueyrredon 476, 1650 Villa Maipú.
- REMORINI, Gustavo Enrique, 10 N° 528, P.B. 2, 1900 La Plata.
- REYES, Julio César, Rca. Arabe Siria 2535, 6º, Buenos Aires.
- RICCARDI, Alberto C., 11 N° 579, 1900 La Plata.
- RIVAROLA, David, Chacabuco 1349, 5700 San Luis.
- RIZZOLO, Ernesto, 11 de Setiembre 927, 4º A, 1426 Buenos Aires.
- ROBBIANO, Juan Alberto, Aristóbulo del Valle 1350, 1640 Martínez.
- ROIG, Claudio E., CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- ROMANENGHI, Stanley David, Petrolera San Jorge, Buenos Aires.
- ROMERO, Edgardo, Talcahuano 1379, 1602 Florida.
- RONCHI de DANIELE, Diana Inés, 67 N° 1719, 1900 La Plata.
- ROSSELLO, Eduardo Antonio, Av. R. Scalabrini Ortiz 2464, 6º A, 1425 Buenos Aires.
- RUBINSTEIN, Nora Alicia, R. L. Falcón 5062, 1407 Buenos Aires.
- RUBIOLO, Daniel Gerardo, Curapaligüe 441, 13º G, 1406 Buenos Aires.
- RUZYCKI de BERENSTEIN, Lucía Isabel, Brasil 235 Oeste, 5400 San Juan.
- SABATTINI, Nora María, 11 N° 579, 1900 La Plata.
- SALANI, Flavia María, Alsina 1264, 1638 Vicente López.
- SALFITY, José A., Pasaje M. Roldán 57, 4400 Salta.
- SALOMONE, Guillermo Danilo, Di Sarli 694 y Tierra del Fuego, 9001 Comodoro Rivadavia.
- SANCHEZ, María Cristina, Las Violetas 276, Villa Las Rosas, 4400 Salta.
- SANCHEZ BETTUCCI, Leda, Azcuénaga 1560, P.B. 2, 1638 Vicente López.
- SANCHEZ RUFINO, Alberto, Belgrano 556, 9000 Comodoro Rivadavia.
- SANTA MARIA, Graciela Raquel, Allayme 865, San José, 5519 Guaymallén.
- SANTILLAN, Héctor, 121 N° 320, 1900 La Plata.
- SATO, Ana María, 21 N° 172, 1900 La Plata.
- SAYAGO GARCIA, José Manuel, 11 esq. 20, 4000 Tucumán.
- SCASSO, Roberto Adrián, Espronceda 550, 1712 Castelar.
- SCHALAMUK, Isidoro B., 15 N° 114, 1900 La Plata.
- SCHILLIZZI, Roberto Antonio, Av. Colón 777, 8000 Bahía Blanca.
- SCHIUMA, Mario Federico, Chauco, Suipacha 1111, 26º, 1368 Buenos Aires.
- SCHROEDER, Carlos Enrique, CADIC, Avda. Malvinas, C.C. 92, 9410 Ushuaia.
- SCHWEIGHOFER, Sandra Mónica, Sarmiento 560, 9000 Comodoro Rivadavia.
- SCIUTTO, Juan Carlos, C.C. 793, 9000 Comodoro Rivadavia.
- SEGOVIA, Roman, 27 N° 523, 1900 La Plata.
- SEPULVEDA, Eliseo Guido, C.C. 57, 8520 San Antonio Oeste.
- SERRALLONGA, Ana María Esparza de, María Olguin 1075, 5800 Rio Cuarto.
- SERRAT CONGOST, David, Marina 251-A, 2-1, 08013 Barcelona, España.
- SESSAREGO, Horacio Luis, 296 Haddon Rd SW, Calgary, Alberta T2V 2Z3, Canada.
- SIANO, Claudia, Luis María Campos 1626, 1º D, 1426 Buenos Aires.
- SIMON, Wilko Otto, C.C. 363, 5400 San Juan.
- SIMPSON, Carol, Dep. Earth Sci., Boston Univ., 675 Conmanwallth, Boston Ma 02215, EE.UU.
- SOLA, Rosendo José, Rivadavia 1084, 4700 Catamarca.
- SOLIS, Gertrudis Natalia, Av. Alnte. Brown 982, 4600 Jujuy.
- SOLIS, Rolando José Osvaldo, Alvarez Prado 2878, 1688 Villa Tesey.
- SOSA, Graciela del Rosario, Belgrano 597, 5700 San Luis.
- SOSA, Graciela Miriam, Lavalle 1269, 5700 San Luis.
- SOSA GOMEZ, José Angel, T. de Anchorena 3412, 4000 Tucumán.
- SPALLETTI, Luis A., 26 N° 701, 1900 La Plata.
- SPIKERMANN, Juan P., Olazabal 1277, 1428 Buenos Aires.
- STRASSER, Edgardo Néstor, Las Heras 1069, 5700 San Luis.
- STRECKER, Manfred, Univ. Postdam, Postfach 601553, Postdam D 14415.
- STRELIN Jorge Adrian, CADIC, Avda. Malvinas Argentinas s/n, 9410 Ushuaia.
- STRELKOV, Esteban Eduardo, Gral. Winter 3114, Bo. San Martín, 9005 General Mosconi.
- SUNESÉN, Arne Adolfo, 511 e/ 20 y 21, 1900 La Plata.
- SUREDA, Ricardo José, Gral. J. C. Sánchez 737, Cdad. del Milagro, 4400 Salta.
- TANKARD, Anthony J., P.O. Box 81002, 755 Lake Bonavista Drive SE, T2J 7C9 Calgary, Alberta, Canada.
- TAUBER, Adán, Corro 2242, Bo. Colinas de V. Sarsfield, 5016 Córdoba.
- TERUGGI, Liliana, Funes 3350, 7º A, 7600 Mar del Plata.
- TICKYJ, Hugo, Ameghino 936, 6300 Santa Rosa.
- TOFALO, Ofelia Rita, Av. Santa Fe 1622, 3º B, 1060 Buenos Aires.
- TOMEZZOLI, Renata Nela, Liniers 615, 1602 Florida.
- TORRES, Ramón Lisandro, 21 N°168, 1900 La Plata.
- TOSELLI Alejandro, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.
- TOSELLI, Gustavo Adolfo, Dr. Adolfo Cano 1276, Bo. Martín Güemes, 4700 Catamarca.
- TOURN, Selvia Mabel, Cabello 3435, 6º A, 1425 Buenos Aires.
- TOUYAA, Héctor Eduardo, Casa 11, Bo. Mutual, Km. 3, 9005 General Mosconi.
- TUBIA, José M., Dep. Geodinámica, Univ. País Vasco, Apto. 644, 48080 Bilbao, España.
- TUJCHNEIDER, Ofelia Clara, C.C. 495, 3000 Santa Fe.
- TULLIO, Jorge Oscar, Roque Saenz Peña 1544, 6300 Santa Rosa.
- TURAZZINI, Guillermo E., Sarmiento 2405, 1636 Olivos.
- TURIC, Mateo Alberto, Perú 666, 14º A, 1068 Buenos Aires.
- UBALDON, María Cecilia, C.C. 149, 9200 Esquel.
- ULACCO, José Humberto, Avda. Lafinur 348, 5700 San Luis.
- URBINA, Nilda Esther, Las Heras 1180, 5700 San Luis.
- URIEN, Carlos María, Paraguay 609, 6º L, 1057 Buenos Aires.
- VALENCIO, Susana Alicia, Fitz Roy 2260, 2º A, 1425 Buenos Aires.
- VALENTE, Silvia E.M., Namuncurá 13, 8340 Zapala.
- VALLES, Jorge Manuel, Los Aromos 1075, B. El Manzanar, 8324 Cipolletti.
- VARELA, Ricardo, 165 N° 650, 1876 Bernal Este.

VASQUEZ, Jorge Raúl, Navarro 4969, 1419 Buenos Aires.  
 VATTUONE de PONTI, María Elena, Jonas Salk 3156, 1636 Olivos.  
 VAZQUEZ, Carlos Alberto, Zeppelin 6211, 1684 El Palomar.  
 VEIGA, Gonzalo D., 42 N° 384 1/2 B, 1900 La Plata.  
 VELA, Mariano L., U.S. Carolina, 700 Main Street, Columbia SC29208, EE.UU.  
 VERGEL, María del Milagro, Matienzo 229, 4000 Tucumán.  
 VEROSLAVSKY BARBE, Gerardo, José E. Rodo 2157, Apto. 603, Montevideo, 11.200 Uruguay.  
 VIERA, Roberto Luis, Don Bosco, km. 8, C.C. 38-B, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 VILAS, Juan Francisco Antonio, Esmeralda 2359, 1602 Florida.  
 VILLANUEVA GARCIA, Arturo, General Paz 1566, 4000 Tucumán.  
 VILLAR, Luisa María, Echeverría 912, 3° K, 1428 Buenos Aires.  
 VILLEGAS, Mónica, Pasaje Lincoln 1120, 5800 Río Cuarto.  
 VIOLANTE, Roberto Antonio, Cramer 63, 1876 Bernal.  
 VISCONTI, Graciela, Avda. España 137, 6300 Santa Rosa.  
 VISTALLI de TURAZZINI, María Cristina, R. Gutiérrez 1549, 4° D, 1626 Olivos.

VIZAN, Haroldo, San Juan 1896, 3° 12, 1232 Buenos Aires.  
 VRBA, Ana Virginia, Charlene 697, 2° E, 1427 Buenos Aires.  
 VUJOVICH, Graciela Irene, Olavarría 579, 5° C, 1162 Buenos Aires.  
 VULLIEN, Alicia Renee, Puan 260, 8° A, 1406 Buenos Aires.  
 WALTHER, Ana María, Marcelo 1427, 1611 Don Torcuato.  
 WAVREK, David A., 283 North H. Street, Salt Lake City, 84103 Utah, EE.UU.  
 WAYNE, William J., 1980 C street, Lincoln, Nebraska 68502, EE.UU.  
 WEINER, Adolfo Gabriel, Pasaje Valdivia 994, 8300 Neuquén.  
 WEXLER, Jorge S., M. T. de Alvear 2042, 31, 1122 Buenos Aires.  
 ZALBA, Patricia Eugenia, Pza. Matheu 115, 1900 La Plata.  
 ZANETTINI, Juan, C.C. 32, San José, 5519 Guaymallén.  
 ZAPATA, Tomás Ramón, Mendoza 807, 4, 8300 Neuquén.  
 ZAPPETTINI, Eduardo O., Deheza 2574, 1429 Buenos Aires.  
 ZUBIA, Mario Alberto, B. Gral. Güemes, casa 6, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 ZUÑIGA, Adolfo Eduardo, 55 N° 605, 12° 2, 1900 La Plata.

### MIEMBROS ADHERENTES

AGUIRRE, Eduardo Alejandro, La Porteña 490, Km. 5, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 AVELLANEDA, Jessica Mariel, Colombres 43, PB. B, 1177 Buenos Aires.  
 BERTOTTO, Gustavo Walter, Plumerillo 443, 6300 Santa Rosa.  
 BORBOLLA, María Claudia, Carlos Villate 5330, 1605 Munro.  
 BÜHLER, Gustavo Mariano, Ensenada 106, 1407 Buenos Aires.  
 CASAL, Gabriel Andrés, L. Cardiel s/n, casa 172 A, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 COSARINSKY, Mariana, Serrano 1417, 1414 Capital Federal.  
 DRITTANTI, Daniel Isaías, Rondeau 1521, 8000 Bahía Blanca.  
 GOMEZ DE AGÜERO, Victoria, Gral. Palacios 872, 1832 Banfield.  
 GONZALEZ, Daniel Fernando, Bo. Ameghino 288, 9005 Gral. Mosconi, Comodoro Rivadavia.  
 HART, Elizabeth, San José 474, 1642 Buenos Aires.  
 HILSON FOOT, Roberto, Serrano 924, 2° 15, 1414 Buenos Aires.  
 KORZENIEWSKI, Lidia Inés, Torre 16, 3° D, Bo. Autopista, 1770 Tapiales.  
 LITVAK, Vanesa D., Terrada 4336, 1419 Buenos Aires.  
 MARTINEZ CAMPE, Juan Manuel, España 585, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 MIRANDA, Fernando Jorge, R. L. Falcón 2191, 7° C, 1406 Buenos Aires.  
 MONTELEONE, Adrián, Pasaje Alta Gracia 3514, 1418 Buenos Aires.  
 MUÑOZ, Claudio Ernesto, José F. Aldao 350, Bo. San Salvador, 5003 Córdoba.  
 NIEVA, Pedro Alejandro, Antártida Argentina 2524/1, km. 3, 9000 Comodoro Rivadavia.

NORIEGA, Pablo, Gutiérrez y Larreta, km. 5, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 OGGIER, Fabián Pedro, Caseros 1338, 5700 San Luis.  
 OROQUIETA, Lina Beatriz, 48 N° 519 1/2, PB 2, 1900 La Plata.  
 PAREDES, José Matildo, Lago Fagnano 470, D. Argentina, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 PIRES, Mónica Adriana, Entre Ríos 253, 6300 Santa Rosa.  
 RACIOPPI, Gustavo, Río IV 2971, 5519 Dorrego.  
 RATNER, Marcelo Javier, Sarmiento 767, 4°, 1041 Buenos Aires.  
 ROJAS, Raúl Eduardo, Luna y Cardena 2244, 5000 Córdoba.  
 SANTISTEBAN, Martín, Francia 2584, 1712 Castelar.  
 SCAZZIOTTA, Fabián Bernardo, Amenabar 3030, 1429 Buenos Aires.  
 SOLER, Ramiro Daniel, Urquiza 1465, 4400 Salta.  
 SOSA, Mónica Susana, 25 de mayo 525, 1846 José Mármol.  
 SOSA, Marcelo D. Alejandro, Pje. 128 s/n, B° Castelli Este, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 SUAREZ, Roberto Enrique, Residencia Universitaria, Km. 5, 9000 Comodoro Rivadavia.  
 TORIELLI, César Alejandro, Av. Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.  
 TRIPALDI, Alfonsina, Pje. B. Villafañe 2179, 1416 Buenos Aires.  
 TUNIK, Maisa Andrea, Montes de Oca 574, 6° D, 1270 Buenos Aires.  
 VELO, Diego E., Estanislao Leartes 1277, 5006 Córdoba.  
 VILLALBA, Gabriela, Alberdi 1118, 5800 Río Cuarto.  
 WAINZ, Oscar Emilio, Dorrego 129, C.C. 188, 8336 Villa Regina.  
 WOROSZYLO, María Elena, Circunscr. 2°, Sección 2°, Manzana 7, Casa 4, 1778 Ciudad Evita.

## INDICE DEL VOLUMEN 52

### ARTICULOS

<b>Sanchez Bettucci, L.</b> Los basaltos postorogénicos de la región de Piriápolis-Pan de Azúcar, República Oriental del Uruguay	3-16
<b>Sabattini, N.</b> Gastrópodos pérmicos (Pleurotomarioidea, Trochoidea, Platyceratoidea y Subulitoidea) de la Cuenca Tepuel-Genoa, Provincia del Chubut	17-23
<b>Galliski, M. A., Perino, E., Gasquez, J., Marquez Zavalia, M. F. y Olsina, R.</b> Geoquímica de feldespatos potásicos y muscovitas como guía de exploración de pegmatitas graníticas de algunos distritos de la provincia pegmatítica pampeana	24-32
<b>Varas, R., Kirschbaum, A. y Sfragulla, J.</b> Petrografía y geoquímica del plutón granítico "Loma de la Población", sierras de Córdoba	33-40
<b>Morello, O. y Rubinstein, N.</b> Mineralización de As-Ni-Co-U-Bi de la manifestación nuclear Carrizal, Provincia de San Juan, Argentina	41-46
<b>Cingolani, C. A., Huff, W., Bergström, S. y Kolata, D.</b> Bentonitas potásicas ordovicicas en la Precordillera de San Juan y su significación tectomagmática	47-55
<b>Farinati, E. A. y Aliotta, S.</b> Análisis de tafofacias transgresivas-regresivas holocenas, estuario de Bahía Blanca, Argentina	56-64
<b>Giacosa, R. E.</b> Geología y petrología de las rocas pre-cretácicas de la región de Pailemán, Provincia de Río Negro	65-80
<b>Albouy, R. y Bonorino, G.</b> Hidrogeología de la cuenca superior del río Sauce Chico, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires	81-92
<b>Gonzalez Díaz, E. F., Fauque, L., Costa, C., Giaccardi, A., de Palomera P. A. y Pereyra, F.</b> La avalancha de rocas del "Potrero de Leyes", Sierras Pampeanas australes, sierra Grande de San Luis, Argentina (32° 30' lat. S)	93-107
<b>Zapata, T. R. y Allmendinger, R. W.</b> Evolución de la deformación del frente de corrimiento de la Precordillera, Provincia de San Juan	115-131
<b>Gardini, C. y Dalla Salda, L.</b> El complejo metamórfico de la sierra de El Gigante, San Luis, Argentina	132-142
<b>Martino, R., Guerreschi, A. y Giambastiani, M.</b> El sinforme de la sierra Blanca: petrología y evolución estructural, sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina	143-156
<b>Bouza, P. J. y del Valle, H. F.</b> Génesis de pavimentos de desierto en el ambiente pedemontano del Bajo de la Suerte, noreste del Chubut extraandino	157-168
<b>Olivero, E. B., Acevedo, R. D. y Martinioni, D. R.</b> Geología del Mesozoico de bahía Ensenada, Tierra del Fuego	169-179
<b>Labudía, C. H. y Kostadinoff, J.</b> Geología y geofísica de las rocas portadoras de anomalías de torio en los alrededores de la estancia Morro Blanco, Provincia del Chubut	180-186
<b>Bujalesky, G. G.</b> Morfodinámica y evolución de la espiga Punta Popper y la boca de mareas del río Grande, Tierra del Fuego	187-201
<b>Page, S., Limarino, C. O. y Caselli, A.</b> Basaltos alcalinos en el Triásico de la Cuenca Ischigualasto-Villa Unión, Provincias de La Rioja y San Juan	202-208
<b>Massabie, A., Mutti, D., Sanguinetti, A., Cegarra, M. y Mozetic, M.</b> Fases de deformación dúctil en formaciones copaleozoicas de la sierra de Ambargasta, Santiago del Estero, y su significado estratigráfico	209-218
<b>Aragón, E. y Mazzoni, M. M.</b> Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina	243-256
<b>Bujalesky, G. G.</b> Patrón espacial y dinámica de canales de sobrelavado de la costa atlántica septentrional de Tierra del Fuego	257-274
<b>Mutti, D. I.</b> La secuencia ofiolítica basal desmembrada de las sierras de Córdoba	275-285
<b>Manassero, M., Griffin, M. y Pastorino, G.</b> Coquinas and shelf deposits of the San Julian Formation (Upper Eocene-Lower Oligocene), southern Patagonia, Argentina	286-296
<b>Núñez, E. y Cucchi, R. J.</b> Geología y petrografía de Trapalcó, Provincia de Río Negro	297-310
<b>Tickyj, H., Dimieri, L. V., Llambías, E. J. y Sato, A. M.</b> Cerro de Los Viejos (38° 28' S - 64° 26' O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa	311-321
<b>Escayola, M. P.</b> Evolución metamórfica de la secuencia ofiolítica de la faja ultramáfica occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba entre los 31° 50' y 32° 30' de latitud sur, República Argentina	322-332
<b>Kraemer, P. E. y Riccardi, A. C.</b> Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49° 40' - 50° 10' lat. S), Provincia de Santa Cruz	333-360
<b>Cesaretti, N. N. y Domínguez, E. A.</b> Inclusiones fluidas y porosidad en el Yacimiento Pozo Escondido, Formación Yacoraité: indicadores diagénéticos y ologénéticos	361-378
<b>Ramé, G. A. y Introcaso, A.</b> Carta predictiva de anomalías de Bouguer para el sector de la sierra Grande de San Luis, Argentina	379-386
<b>Bjerg, E. A., Gregori, D. A. y Labudía, C. H.</b> Geología de la región de El Cuy, Macizo de Somuncura. Provincia de Río Negro	387-399
<b>Tomezzoli, R. N. y Vilas, J. F.</b> Estudios paleomagnéticos preliminares y de fábrica magnética en afloramientos de López Lecube (38° lat. S, 62° long. O) y González Chaves (38° lat. S., 62° long. O), en las cercanías de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina	419-432
<b>Martino, R., Guerreschi, A. y Sfragulla, J.</b> Las anatexitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo sudoriental del macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina	433-450
<b>Escayola, M. P. y Kraemer, P. E.</b> Síntesis de los eventos tectotérmicos del basamento de las Sierras Pampeanas de Córdoba	451-458
<b>Villar, L. M., Pezzutti, N. E., Segal, S., Barbieri, M., Ghiara, M. R. y Stanzione, D.</b> El intrusivo alnóitico de Los Alisos, Sierras Subandinas, Departamento Iruya, Provincia de Salta, Argentina	459-468
<b>Rossi, J. N., Durand, F. R., Toselli, A. J. y Sardi, F. G.</b> Aspectos estratigráficos y geoquímicos comparativos del basamento metamórfico de bajo grado del Sistema de Famatina, Argentina	469-480
<b>Massaferro, G. I., Caselli, A. T. y Rovere, E. I.</b> Petrogénesis de las rocas eruptivas de las islas Marambio y Cerro Nevado, Península Antártica	481-490
<b>Echavarría, L. E.</b> Texturas de cuarzo del depósito epitermal El Dorado-Monserrat, Provincia de Santa Cruz: descripción e implicancias genéticas	491-503
<b>Gómez Peral, M. A. y Martínez, D. E.</b> Distribución de minerales pesados en playas del litoral atlántico de la Tierra del Fuego, entre cabo San Sebastián y cabo Domingo	504-514
<b>Brogioni, N.</b> Mineralogía y petrografía del batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, San Luis	515-538
<b>Isla, F. I.</b> Procesos de canibalización de la barrera medanosa entre Faro Querandi y Mar Chiquita, Buenos Aires	539-548
<b>Quenardelle, S. M. y Llambías, E. J.</b> Las riolitas de sierra Chica (37° 48' S, 65° 26' O): un centro eruptivo gondwánico en el bloque de Chadi-leuvú, Provincia de La Pampa, Argentina	549-558

## NOTAS BREVES

<b>Rapela, C. W.</b> El sistema de fallas de Gastro: <i>e pur si muove</i>	219-222
<b>Caselli, A. T., Limarino, C. O. y Castro, L. N.</b> Hallazgo de concreciones con micas vanadíferas en sedimentitas de la Formación Patquía (Pérmico), sierra de Maz, Provincia de La Rioja	223-227
<b>Riccardi, A. C., Damborenea, S. E., Manceñido, M. O., Scasso, R., Lanés, S. y Iglesia Llanos, M. P.</b> Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina	228-234
<b>Caselli, A. T. y Massaferró, G. I.</b> Hallazgo de peperitas en isla Marambio, Antártida: Algunas consideraciones sobre su emplazamiento	400-403

## COMENTARIOS

Acerca del fallamiento cenozoico en las sierras de Córdoba

<b>Massabie, A. C.</b> Comentario	235
<b>Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M. y Arnosio, M.</b> Réplica	236

## NECROLOGICAS

Juan Carlos Riggi (1924-1994)	108
José I. Corvalán (1929-1996)	109-110
Adrián Mario Iníguez Rodríguez (1937-1996)	237-238
Pierina Antonieta Ernestina Pasotti (1902-1996)	404-405
Marcelo Reynaldo Yrigoyen (1924-1997)	406-409
Roberto Caminos (1931-1997)	410-414

## AGRADECIMIENTO A ARBITROS

559

## REIMPRESIÓN

560-561

## CRÓNICA DE LA ASOCIACIÓN

562-565

## LISTA DE MIEMBROS DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

566-572

## INDICE DEL VOLUMEN 52 (1997)

573-574

## INDICE DE AUTORES

Acevedo, R. D., 169	Giacosa, R. E., 65	Pastorino, G., 286
Albouy, R., 81	Giambastiani, M., 143, 236	Pereyra, F., 93
Aliotta, S., 56	Gómez Peral, M. A., 504	Perino, E., 24
Allmendinger, R.W., 115	González Díaz, E. F., 93	Pezzutti, N. E., 459
Aragón, E., 243	Gregori, D. A., 387	Porro, N. E., 108
Arnosio, M., 236	Griffin, M., 286	Quenardelle, S. M., 549
Barbieri, M., 459	Guereschi, A., 143, 433	Ramé, G. A., 379
Bergström, S., 47	Hauser Yung, A., 109	Rapela, C. W., 219
Bjerg, E. A., 387	Huff, W., 47	Riccardi, A. C., 228, 333, 560
Bonorino, G., 81	Iglesia Llanos, M. P., 228	Rimoldi, H. V., 404
Bouza, P.J., 157	Introcaso, A., 379	Rossi, J. N., 469
Brogioni, N., 515	Isla, F. I., 539	Rovere, E. I., 481
Bujalesky, G. G., 187, 257	Kirschbaum, A., 33	Rubinstein, N., 41
Caselli, A., 202, 223, 400, 481	Kolata, D., 47	Sabattini, N., 17
Castro, L. N., 223	Kostadinoff, J., 180	Sanchez Bettucci, L., 3
Cegarra, M., 209	Kraemer, P. E., 236, 333, 451, 560	Sanguinetti, A., 209
Cosaretti, N. N., 361	Labudia, C. H., 180, 387	Sardi, F. G., 469
Cingolani, C. A., 47, 237	Lanés S., 228	Sato, A. M., 311
Costa, C., 93	Limarino, C. O., 202, 223	Scasso, R., 228
Cucchi, R. J., 297	Llambias, E. J., 311, 410, 549	Segal, S., 459
Dalla Salda, L., 132	Manassero, M., 286	Sfragulla, J., 33, 433
Damborenea, S. E., 228	Manceñido, M. O., 228	Stanzione, D., 459
del Valle, H. F., 157	Marquez Zavalia, M. F., 24	Stipanovic, P. N., 406
de Palomera, P. A., 93	Martínez, D. E., 504	Tickyj, H., 311
Dimieri, L. V., 311	Martinioni, D. R., 169	Tomezoli, R. N., 419
Dumínguez, E. A., 361	Martino, R., 143, 236, 433	Toselli, A. J., 469
Durand, F. R., 469	Massabie, A., 209, 235	Varas, R., 33
Escayola, M. P., 236, 322, 451	Massaferró, G. I., 400, 481	Vilas, J. F., 419
Farinati, E. A., 56	Mazzoni, M. M., 243	Villar, L. M., 459
Fauque, L., 93	Morello, O., 41	Zapata, T. R., 115
Fidalgo, F., 108	Mezetic, M., 209	
Galliski, M. A., 24	Mutti, D., 209, 275	
Gardini, C., 132	Nuñez, E., 297	
Gasquez, J., 24	Olivero, E. B., 169	
Ghiara, M. R., 459	Olsina, R., 24	
Giaccardi, A., 93	Page, S., 202	

En este índice no se especifica si se trata de trabajos de uno o más autores. Cada autor es citado separadamente.



# INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación Artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecuen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

## Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación. Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones  
Asociación Geológica Argentina  
Maipú 645, 1° piso, 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión completa de cada artículo, no deberá ser mayor de 15 páginas impresas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

## Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (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. Buenos Aires.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuan Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408. Buenos Aires.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

## Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

## Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

## Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

Este tomo de la Revista de la Asociación Geológica Argentina ha sido posible gracias al apoyo financiero del **Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET)** y de la **Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires (CIC)**, quienes no se hacen responsables del contenido de los artículos publicados.

**La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:**

Augusto P. Calmels  
YPF S. A.  
Amoco Argentina Oil Company  
BHP-Utah International Exploration Inc.  
Borax Argentina S. A.  
Petrolera Argentina San Jorge

**y a los aportes especiales de:**

S. Archangelsky  
H. G. Bassi  
A. R. Gramajo  
E. Linares  
R. L. Moreno  
H. J. Péndola  
P. Quarleri  
E. R. D. Saccone  
F. Vervoorst  
W. Volkheimer

Realización gráfica: Mirta N. Fernández.  
Avda. 120 N° 410, 1900 La Plata.

Se terminó de imprimir el 30 de diciembre de 1997  
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,  
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

# GUIDELINES FOR AUTHORS

The **Revista de la Asociación Geológica Argentina** publishes original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America.

Copyright to all papers published in the **Revista** belongs to the Asociación Geológica Argentina.

More detailed instructions to authors were published in vol. 47 (1): 124-128 of the *Revista*.

Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. All papers submitted to the *Revista* are read critically by at least two referees before they are accepted for publication.

## Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscripts, including captions of figures and tables. All original illustrations must be submitted, plus two additional copies at publication size.

Manuscripts must be submitted to:

Subcomisión de Publicaciones  
Asociación Geológica Argentina  
Maipú 645, 1º piso, 1006 Buenos Aires,  
Argentina

Manuscripts in English or Spanish are acceptable. They must be submitted on either 21.5 X 28.0 cm (8 1/2 X 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed or letter-quality typed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide ample margins. A limit of 15 published pages is placed on all papers within the *Revista*.

The first page must include the title, names and complete addresses of authors.

The second page must include an abstract that is not to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the third page. Organization of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgments, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every three printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript.

## References

References must begin on a separate page at the end of the manuscript. All references mentioned in the text, figures, captions, tables and appendixes must be listed. Only references cited in the paper must be listed. Particular care should be given to reference format, order and punctuation, according to the examples given below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by second author. For references with more than two authors, list alphabetically by first author and then chronologically, earliest year first. Do not abbreviate journal titles of book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of editor and the city of publication.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 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-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. Buenos Aires.

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. Buenos Aires.

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.

## Reprints

Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs.

## Costs to be paid by authors

Cost for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

## Authors

To publish a paper in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina.

**REVISTA DE LA  
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

ISSN 0004-4822

Volumen 52 - Número 4 - Págs. 417-576  
Buenos Aires - Diciembre 1997

Registro de la Propiedad  
Intelectual 732863

**ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina  
Fax 54-1-3253104