

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 54 N° 1 1999



54 1
Revista de la Asociación
Geológica Argentina

1-96
Marzo de 1999

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 54, Number 1, March 1999

CONTENTS

ARTICLES

- Double vergent belts in the Andes of North Argentina, an hypothesis of their origin 3-8
R. Mon and G. Drozdowski
- The origin of the Sierras Australes de Buenos Aires arc: a review 9-22
M.S. Japas
- Morphologic dynamic of the Villa Gesell beaches, Provincia de Buenos Aires 23-35
G.R. Bértola, M. Farenga, L. Cortizo and F.I. Isla
- High-grade marbles from the San Carlos Massif (Río Hondo, Cuchi Yaco and Sagrada Familia), Sierras de Córdoba 36-46
A. Guerreschi and R. Martino
- The Neogene deposits in the río Palomares area, Cordillera Principal, Mendoza. 47-59
L.B. Giambiagi
- Petrology of the Mesozoic sequence of the cerro Cucho, Western Chubut 60-73
G.I. Massafarro
- The Brealito mylonitic belts, Valles Calchaquíes, Salta 74-87
F.D. Hongn and R.A. Becchio

SHORT NOTES

- Isotopic age of basic dykes intruded in the Beauvoir Fm. (Early Cretaceous), Tierra del Fuego 88-91
D.R. Martinioni, E. Linares and R.D. Acevedo

COMMENTS

92

MEMORIALS

93-94

- Otto Scheneider (1912-1999)
A. van Zele

ON THE COVER

Multispectral LANDSAT TM image enhancing clay minerals and iron oxides. To the east the Bolsón del Bermejo, to the west the Precordillera; NE part of San Juan Province and S of La Rioja Province.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 999530) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

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

**REVISTA DE LA
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA**

VOLUMEN 54, NÚMERO 1, MARZO 1999

CONTENIDO

ARTÍCULOS

- Cinturones doble vergentes en los Andes del norte argentino. Hipótesis sobre su origen 3-8
R. Mon y G. Drozdzewski
- Revisión de las teorías acerca del origen del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires 9-22
M.S. Japas
- Dinámica morfológica de las playas de Villa Gesell (1994-1996), Provincia de Buenos Aires 23-35
G.R. Bértola, M. Farenga, L. Cortizo y F.I. Isla
- Los mármoles de alto grado del macizo San Carlos (Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia), Sierras de Córdoba 36-46
A. Guerreschi y R. Martino
- Los depósitos neógenos de la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza 47-59
L.B. Giambiagi
- Petrología de la secuencia mesozoica del cerro Cucho, Chubut occidental 60-73
G.I. Massafiero
- Las fajas miloníticas de Brealito, Valles Calchaquies, Salta 74-87
F.D. Hongn y R.A. Becchio

NOTAS BREVES

- Significado de la edad isotópica de diques básicos intruidos en la Formación Beauvoir (Cretácico Temprano), Tierra del Fuego, Argentina. 88-91
D.R. Martinioni, E. Linares y R.D. Acevedo

COMENTARIO

92

NECROLÓGICAS

93-94

Otto Scheneider (1912-1999)

A. van Zele

TAPA

Imagen LANDSAT TM falso color, resaltando los óxidos de hierro y las arcillas. Al E el Bolsón del Bermejo, al O la Precordillera; NE de la Provincia de San Juan, S de la Provincia de La Rioja

This One



JGN2-NJ2-9FYN

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 999530) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina. *Suscripciones.* El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$ 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.



REVISTA

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la *American Association of Petroleum Geologists*

COMISIÓN DIRECTIVA (1997-1999)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Director

R.A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

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

Editores Asociados

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

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

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.

Secretario: Dr. Ricardo Palma.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

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

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

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

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

Suplente: Dr. Augusto P. Calmels

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Universidad Nacional del Sur.
Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Universidad Nacional de Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Universidad Nacional de la Patagonia.
Córdoba: 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. Nélida Casali, Universidad Nacional del Comahue.
Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT.
Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Serralonga, Universidad de Río Cuarto.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, PROGEB.
San Juan: Dra. Lucía Ruzycski 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 Bujalesky, CADIC.

Delegados en Buenos Aires

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

Delegados en el exterior

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

Copyright © 1999. 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.

Cinturones doble vergentes en los Andes del norte argentino. Hipótesis sobre su origen

Ricardo MON¹ y Günter DROZDZEWSKI²

¹Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán. CONICET,
Miguel Lillo 205, 4000 San Miguel de Tucumán

²Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, 47803 Krefeld, Alemania

ABSTRACT. *Double vergent belts in the Andes of North Argentina, an hypothesis of their origin.* The Andes of north Argentina are good examples of convergent orogens displaying doubly vergent thrusts with fan structures where the back-thrusts imbricate from active detachments. These fault combinations are significant in upper and mid-crustal shortening in many orogenic belts. In the Andes of north Argentina they were recognized by surface geological mapping, through electrical conductivity investigations, and seismic studies. The enhanced conductivity zones within the lower crust are arranged in conjugate systems, that could represent crustal detachments. Deep-seated conjugate fault systems have been detected in the Variscides, Pyrenees and in the Alps in reflection seismic profiles. The comparison with these well studied orogens allows speculation about the deep structure of the north Argentine Andes, where there is insufficient crustal information. The Variscides and other orogens whose deep structure has been investigated by deep seismic reflection profiles, suggest that doubly vergent orogens are systematically associated with crustal-scale thrusting. In the case of the Andes this could imply that significant lithospheric thrusting may be present below the big doubly vergent thrust belts of the Eastern Cordillera and Pampean Ranges.

Introducción

En la Cordillera Oriental al sur de 23° S y en las Sierras Pampeanas (Fig. 1) se desarrollan extensos cinturones que conforman abanicos de fallas doble vergentes que culminaron su evolución tectónica cerca del límite Plioceno-Pleistoceno. En una parte considerable del borde oriental andino los corrimientos retrovergentes son los únicos que alcanzan la superficie del terreno (Fig. 2). Los abanicos doble vergentes fueron reconocidos mediante cartografía geológica de superficie a partir de los trabajos de numerosos autores, entre ellos Gonzalez Bonorino 1950, Ruiz Huidobro 1955, Schwab 1970, Grier 1990, Grier *et al.* 1991, Cahill *et al.* 1992 y González y Mon 1996. La estructura profunda de estos cinturones es poco conocida. Esta ha sido investigada mediante datos sismológicos (Jordan y Almendinger 1986, Cahill *et al.* 1992), sísmica de refracción (Schmitz *et al.* 1993, Okaya *et al.* 1997), levantamientos gravimétricos y sísmicos (Ganguí y Göetze 1996), magnetotélúricos (Baldis *et al.* 1983, Krüger y Schwarz 1993, Wigger *et al.* 1993), sísmica de reflexión convencional reprocesada (Comínguez y Ramos 1991, Zapata y Almendinger 1996). El objetivo de este trabajo, fuera de destacar algunos aspectos relevantes de la estructura de los cinturones doble vergentes de los Andes del norte argentino, es intentar comprender mejor su estructura profunda a través de comparaciones con otros orógenos que muestran en superficie estructuras simi-

lares y que cuyo subsuelo profundo ha sido investigado con sísmica de reflexión hasta la base de la corteza. Se ha considerado especialmente el orógeno variscico de Europa central y se hacen referencias a los Alpes y a los Pirineos. Los perfiles profundos que los atraviesan completamente a lo largo de centenares de kilómetros proporcionan rica información sobre la estructura cortical en el subsuelo de los orógenos (Meissner y Wever 1986, Francke *et al.* 1990, Dekorp Research Group 1985, Behr y Heinrichs 1987, Cazes y Torreilles 1988, Heitzman *et al.* 1991, Laubscher 1991, Pfiffner *et al.* 1991, Choukroune 1989, Roure *et al.* 1989). Como ventaja comparativa para el estudio de los orógenos doble vergentes, esta parte de los Andes permite reconocer en superficie estructuras que afectan al zócalo cristalino que en el caso de otros orógenos se encuentran en sus raíces, pudiéndose estudiar solo mediante métodos indirectos.

Estructura de los cinturones doble vergentes de la Cordillera Oriental y de las Sierras Pampeanas

Hacia el norte de 23° S la Cordillera Oriental tiene vergencia predominante hacia el este, hacia el sur de esta latitud se convierte en un abanico divergente con su borde occidental retrocorrido. Entre 23° 30' y 24° S

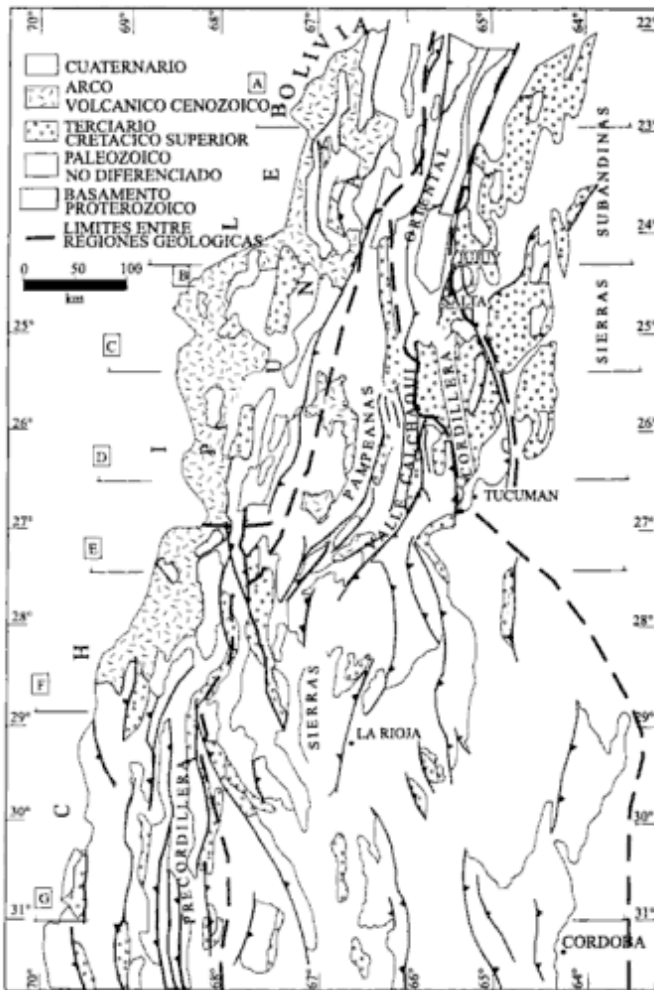


Figura 1: Mapa geológico esquemático de la vertiente oriental de los Andes Centrales entre los paralelos 22° y 32° S, que incluye a los cinturones doble vergentes de la Cordillera Oriental y Sierras Pampeanas. Basado en observaciones propias y en el Mapa geológico de la República Argentina 1.2.500.000. (Servicio Geológico Nacional, 1982).

el borde occidental de la Cordillera Oriental está cabalgado sobre la Puna, al sur de 24° está separado de ésta por el valle Calchaquí. Considerada en su totalidad la Cordillera Oriental está cabalgada hacia el este sobre las Sierras Subandinas mediante corrimientos mayores vergentes hacia el antepaís. Estos afloran en su borde oriental al norte de 27° S. Entre los 24° y 26° S el cinturón retrovergente del borde occidental está separado del oriental por la depresión del valle de Lerma. Al norte de 23° 30' S la Puna junto con la Cordillera Oriental forman parte de una gran lámina de basamento corrida sobre las Sierras Subandinas. En este tramo la Cordillera Oriental representa simplemente el borde más deformado y fallado de dicha lámina. Esta situación está ilustrada en el corte transversal de la Fig. 3A donde se advierte que debajo de la Cordillera Oriental hay una superficie de despegue situada a unos 20 km de profundidad que asciende mediante una rampa hasta los 15 km por debajo de las Sierras Su-

bandinas. El acortamiento en conjunto es de 30 km cercano al 25% para los movimientos posteriores al Cretácico superior. En la Cordillera Oriental se reconoce una significativa tectónica precretácica marcada por la pronunciada discordancia que se encuentra en la base de las secuencias cretácicas superiores (Mon *et al.* 1996). En la restitución del perfil esta discordancia se manifiesta claramente. Además existe una pronunciada diferencia estratigráfica entre los tramos del perfil correspondientes a la Cordillera Oriental y a las Sierras Subandinas. En estas últimas aparecen espesas secuencias silúro-devónicas y carboníferas no representadas en la Cordillera Oriental. En la restitución del perfil de la Fig. 3, este límite está tentativamente representado como una falla inversa, es probable que la situación sea más compleja, dado que este borde de cuenca puede haber coincidido previamente con fallas normales posteriormente invertidas por la tectónica joven.

Hacia el sur de 23° 30' se produce un cambio significativo, el zócalo de la Puna ya no está cabalgado sobre

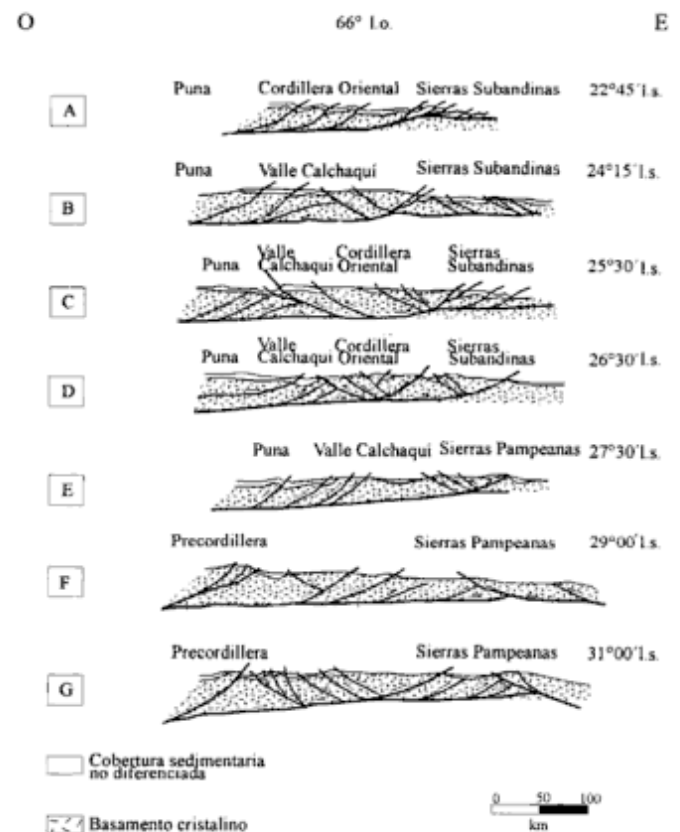


Figura 2: Cortes geológicos regionales. Sus posiciones están representadas en el mapa de la Fig. 1. La escala vertical está ligeramente exagerada con respecto a la horizontal. Basados en observaciones propias y en información básica obtenida del Mapa geológico de la República Argentina (Servicio Geológico Nacional 1982).

la Cordillera Oriental sino que está bajo corrido introduciéndose como una cuña por debajo de ella (Fig. 3B) Este bajocorrimiento genera el retrocorrimiento de su cinturón occidental sobre las secuencias neógenas que rellenan el valle Calchaquí. Hacia el este la Cordillera Oriental está cabalgada en conjunto sobre el cinturón de Santa Bárbara del sistema subandino (Vergani y Starck 1989). Este corrimiento está escindido en dos partes, dado que produce el cabalgamiento de una parte del zócalo de la Cordillera Oriental sobre el sistema de Santa Bárbara y el bajocorrimiento de una cuña por debajo de él, generando un nuevo frente retrocorrido que determina una zona triangular. Este dispositivo tectónico está corroborado por la sísmica comercial (Gomez Omil y Albariño 1996). En este tramo divergente la Cordillera Oriental está representada por una lámina despegada de su sustrato de aproximadamente 25 km de espesor. De acuerdo a Vergani y Starck (1989) la superficie de despegue estaría situada entre dos entidades de basamento de distintas características reológicas. El acortamiento medido a lo largo de esta sección es de 60 km que representa un porcentaje de acortamiento del 25% equivalente al registrado en la sección anterior. Esto significaría que el corrimiento hacia el este en la sección anterior se transfiere parcialmente al retrocorrimiento del borde occidental de este cinturón, manteniéndose un acortamiento regional uniforme. Desde el punto de vista estratigráfico esta sección se diferencia de la anterior por la total ausencia de secuencias paleozoicas. En ésta las capas cretácicas se asientan directamente sobre el zócalo proterozoico, notándose que la secuencia *post rift* (Subgrupo Balbuena) se extiende considerablemente más hacia el oeste que los depósitos del rift cretácico (Subgrupo Pirgúa-Salfity 1982)

Al sur de 27° S los corrimientos vergentes hacia el este no afloran, su última manifestación se encuentra en el borde oriental de la sierra de Guasayán. Todo el acortamiento se transfiere a los retrocorrimientos vergentes hacia el oeste. De acuerdo a los resultados de los estudios magneto-telúricos los corrimientos mayores vergentes hacia el este estarían como estructuras ciegas en el subsuelo. Un ejemplo de este dispositivo tectónico está dado por la sierra de Aconquija que representa un conjunto de láminas de basamento falladas y corridas hacia el oeste con una fractura mayor en su borde occidental. Esta produce el cabalgamiento de todo el conjunto sobre el relleno de la depresión de Pipanaco (Fig. 4B). En el subsuelo de esta área se manifiesta una marcada anomalía conductiva dada por una superficie que inclina hacia el oeste con un ángulo próximo a los 25° (Baldis *et al.* 1983). Esta puede ser asimilada a un corrimiento cortical que alcanzaría la corteza inferior y que compone un sistema conjugado junto con los retrocorrimientos del Aconquija. Por otra parte en el subsuelo de la depresión de Pipanaco se manifiesta un conjunto de focos sísmicos dispuestos a lo

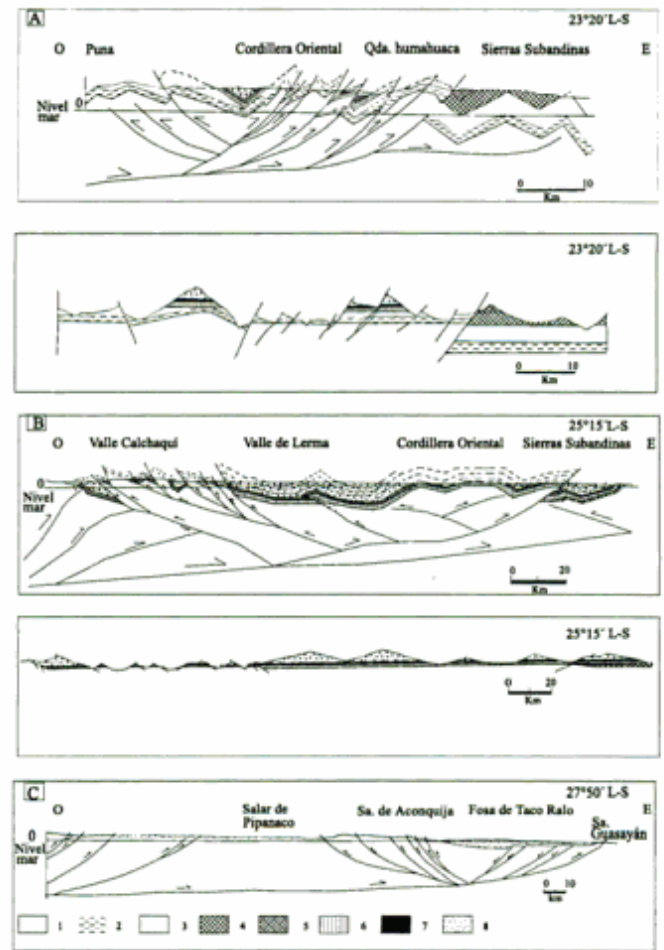


Figura 3: Perfiles transversales de la Cordillera Oriental (3A y 3B) y del extremo norte de las Sierras Pampeanas (3C). Referencias: 1. Basamento proterozoico. 2. Cámbrico (Grupo Mesón). 3. Ordovícico (Grupo Santa Victoria). 4. Silúrico-Devónico. 5. Carbónico. 6. Cretácico superior (Subgrupo Pirgúa). 7. Cretácico superior (Subgrupo Balbuena). 8. Terciario. La información básica proviene de observaciones propias, Mendez *et al.* 1971, Ruiz Huidobro 1955, Vergani y Starck, 1981 (subsuelo del valle de Lerma).

largo de una superficie horizontal próxima a los 25 km de profundidad que pueden coincidir con el corrimiento cortical correspondiente al despegue basal de este conjunto doble vergente compuesto por láminas de basamento cristalino (Fig. 3C). La depresión de Taco Ralo situada entre la sierra de Aconquija y de Guasayán está desvinculada de este dispositivo tectónico. Esta obedece a una subsidencia posterior que ha producido una inversión negativa cuaternaria y que ha dado lugar a la formación de una cuenca de esta edad entre los 27° y 28° S. Además coincide con una pronunciada depresión gravimétrica (Pomposiello *et al.* 1991). Al norte de 27° el antepaís está cubierto por una delgada película de sedimentos cuaternarios apoyados discordantemente sobre secuencias neógenas o más antiguas, en cambio hacia el sur de esta latitud se produce un pronunciado cambio en el antepaís desarrollándose una

cuenca donde los espesores de las secuencias cuaternarias superan los 400 m de espesor, de acuerdo a la información que proporcionan perforaciones para el alumbramiento de agua subterránea. Esta coincide con la depresión gravimétrica mencionada más arriba.

El valle Calchaquí es una angosta depresión tectónica asimétrica situada a lo largo del borde oriental de la Puna entre 24° S y 27°30' S. Hacia el este su borde es nítidamente tectónico marcado por el frente retrovergente de la Cordillera Oriental. Su borde occidental está delimitado por un conjunto de fallas de escaso rechazo producidas probablemente como consecuencia del bajocorrimiento del zócalo de la Puna por debajo del frente retrocorrido de la Cordillera Oriental y extremo norte de las Sierras Pampeanas. La depresión está rellena por sedimentos continentales neógenos que alcanzan un espesor que supera los 4000 m (Galván y Ruiz Huidobro 1965, Salfity *et al.* 1996). Por otra parte está incluida dentro de un sistema convergente mayor que se extiende a lo largo de cientos de kilómetros, primero separando a la Puna de la Cordillera Oriental y más al sur como una depresión convergente entre las Sierras Pampeanas orientales y las centrales. Este sistema se sigue por lo menos hasta los 34° LS sin mayores interrupciones (Fig. 1).

En conjunto el frente retrovergente que se extiende por el borde de la Cordillera Oriental y dentro de las Sierras Pampeanas supera 1000 km de longitud constituyendo un rasgo estructural mayor dentro de esta parte de la cadena andina. El borde occidental de las Sierras Pampeanas está marcado también por un frente retrovergente marcado por corrimientos con vergencia hacia el oeste. (Comínguez y Ramos 1991; Zapata y Allmendinger 1996).

Considerado en conjunto el borde oriental andino entre los paralelos 22°S y 32° S, se distinguen segmentos de distintas características, con una tendencia creciente a la retrovergencia de norte a sur. Al norte de 23°S la cadena andina es predominantemente vergente hacia el este. Al sur de esta latitud parte del acortamiento es transferido al retrocorrimiento de la Cordillera Oriental sobre el valle Calchaquí. Al sur de 27° S se produce un brusco cambio y el borde andino se hace exclusivamente retrovergente. Se presume que los retrocorrimientos en este sector son el resultado de corrimientos mayores ciegos, vergentes hacia el este, que se encuentran en el subsuelo. Estos configurarían sistemas conjugados mayores a escala cortical. Los perfiles magneto-telúricos (Reutter *et al.* 1988, Krüger y Schwarz 1993, Wigger *et al.* 1993) aproximadamente a los 22° S (Fig. 4A) y a los 28° S (Baldis *et al.* 1983) (Fig. 4B) muestran zonas de alta conductividad con inclinación hacia el oeste que alcanzan la corteza inferior. Estas pueden ser asimiladas a corrimientos corticales que determinan sistemas conjugados profundos.

Se ha verificado en otros orógenos que los sistemas retrovergentes se producen como una reacción para com-

pensar el desplazamiento de corrimientos corticales mayores con vergencia opuesta. Frecuentemente estos no afloran, permaneciendo como estructuras ciegas.

En el caso de los Andes del norte argentino, la información cortical es limitada no se cuenta con perfiles sísmicos profundos de extensión regional como en los orógenos mencionados más arriba. Sin embargo la información disponible sugiere que los frentes retrovergentes mayores que se observan en la Cordillera Oriental y en las Sierras Pampeanas están también relacionados a corrimientos profundos mayores con vergencia opuesta, siguiendo un modelo similar al del orógeno varíscico (Franke *et al.* 1990).

Un dispositivo estructural similar al que se observa en la sierra de Aconquija fue descrito por Comínguez y Ramos (1991) en el borde occidental de las Sierras Pampeanas, en base a evidencias logradas mediante el procesamiento de una línea sísmica de reflexión. Allí también el bajocorrimiento del zócalo de la Precordillera habría provocado el desplazamiento hacia el oeste de una cuña cortical responsable del frente retrocorrido de las Sierras Pampeanas. Los corrimientos corticales que aparecen en las secciones profundas de los Andes Centrales de Bolivia (Baby *et al.* 1997) generan en superficie los frentes retrovergentes de la Cordillera Oriental.

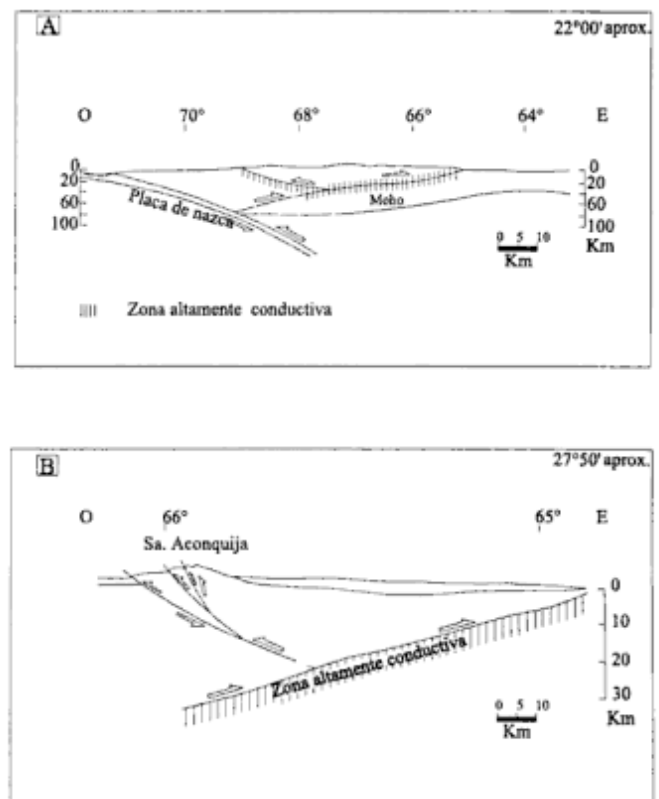


Figura 4. Interpretación tectónica de las zonas altamente conductivas de la corteza andina. 4A sección situada a los 22° L S (Krüger y Schwarz, 1993; Wigger *et al.*, 1993). 4B. Sección situada a los 27° 50' (Baldis *et al.* 1983)

Discusión

En los perfiles analizados se deduce que por debajo de los cinturones doble vergentes del borde oriental andino se encuentra una superficie de despegue de bajo ángulo aproximadamente a los 25 km de profundidad que tiende a profundizarse hacia el oeste.

En todos los cinturones analizados los frentes retrovergentes se producen como resultado de bajocorrimientos que inclinan en sentido contrario configurando sistemas conjugados a escala cortical. Esta situación ha sido observada y documentada con sismica de reflexión profunda. En el cinturón reno-hercínico de Alemania el corrimiento cortical que cabalga la corteza pre-variscica sobre la variscica origina un cinturón retrovergente corrido hacia el noroeste (Franke *et al.* 1990). Dentro de esta región, en la cuenca del Ruhr, Drozdowski (1979) describió una geometría especial de fallas conjugadas con inclinaciones y vergencias opuestas que denominó (*fisch schwanz*, "cola de pescado"). Se trata de zonas triangulares especiales donde el bajo corrimiento termina justamente donde se inicia el retrocorrimiento. Esta estructura fue verificada tanto en rocas sedimentarias como en el basamento, desde la escala de afloramiento hasta la escala continental, pasando por estructuras kilométricas verificadas en tres dimensiones en las minas de carbón (Fig. 5).

En los Alpes el cinturón retrocorrido situado al sur de la línea Insúbrica es el resultado del corrimiento hacia el norte de la placa africana sobre la placa europea (Pfiffner *et al.* 1991). Los Pirineos representan un ejemplo especialmente ilustrativo de este tipo de estructura, dado que su doble vergencia obedece a retrocorrimientos. El bajocorrimiento de la placa Ibérica generó un cinturón vergente hacia el sur y el corrimiento de la placa Europea produjo un cinturón retrocorrido hacia el norte (Roure *et al.* 1989).

Conclusiones

En los Andes el conocimiento de la estructura cortical es aún incipiente, sólo existen informaciones puntuales aisladas, no se han levantado perfiles generalizados de sismica de reflexión profunda hasta la base de la corteza, tales como la de los programas ECORS, DEKORP, etc., que permitieron generar la información que mencionamos más arriba. Sin embargo con los datos existentes es posible señalar que los cinturones doble vergentes andinos deben obedecer a modelos corticales similares. El cinturón retrovergente de la Cordillera Oriental y su prolongación hacia el sur está asociado a un gran bajo corrimiento profundo, siguiendo un modelo parecido al que se definió para los Pirineos. Asimismo el cinturón retrovergente de las Sierras Pampeanas orientales (Fig. 2, perfiles F y G), puede es-

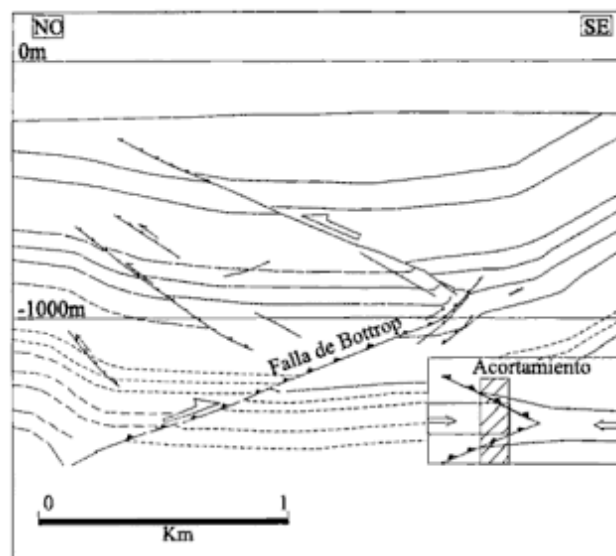


Figura 5. Fallas conjugadas de acuerdo a un dispositivo triangular especial designado como "cola de pescado" (*fisch schwanz*), según Drozdowski (1979), desarrolladas en secuencias carboníferas de la cuenca del Ruhr.

tar relacionado a un corrimiento profundo ciego, generando una geometría similar a las zonas triangulares con las particularidades del modelo propuesto por Drozdowski (1979) (Fig. 5). Vale decir que es probable que por debajo de cada cinturón retrovergente exista un bajocorrimiento cortical profundo vergente hacia el antepaís.

Agradecimientos

Los autores agradecen la cuidadosa revisión del manuscrito y las valiosas sugerencias para mejorarlo de Pablo Kraemer. Este trabajo ha sido realizado con el apoyo material del CONICET, la Universidad Nacional de Tucumán, la Fundación Alexander von Humboldt y el Servicio Geológico de Renania del Norte y Westfalia (Alemania) instituciones a las que se les expresa agradecimiento.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baby, P., Rochat, Ph., Mascle, G. y Hérail, G., 1997. Neogene shortening contribution to crustal thickening in the back arc of the Central Andes. *Geology*, 25 (10): 883-886.
- Baldis B. A., Demicheli, J., Febrer, J. M., Fournier, H., García, H., Gasco, E., Mamani, M. y Pomposiello, M. C., 1983. Magnetotelluric results along a 1200 km long deep profile with an important geothermal area in its northwestern end in the provinces of Tucumán and Santiago del Estero in Argentina. *Geophysic and Geodetic Acta Hungary*, 14: 489-499.
- Behr, H. J. y Heinrichs, T., 1987. Geological interpretation of DEKORP 2-S: a deep seismic reflection profile across the Saxothuringian and possible implications for the Late Variscan structural evolution of Central Europe. *Tectonophysics*, 142:173-202.

- Cahill, T. H., Isacks, B. J., Whitmann, D., Chatelain, J., Perez, A. y Chiu, J., 1992. Seismicity and tectonics in Jujuy province northwestern Argentina. *Tectonics*, 11: 944-959.
- Cazes, M. y Torreilles, G., 1988. Etude de la croûte terrestre par sismique profonde-profil Nord de la France, structure hercynienne. Editions Technip, 1 (2): 1-260.
- Choukroune, P., ECORS team, 1989. The ECORS Pyrenean deep seismic profile reflection data and the overall structure of an orogenic belt. *Tectonics*, 8: 23-39.
- Comínguez, A.H. y Ramos, V.A., 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencias de la sísmica de reflexión profunda.. *Revista Geológica de Chile*, 18 (1): 3-14.
- DEKORP Research Group, 1985. First results and preliminary interpretation of deep reflection-seismic recordings along profile DEKORP 2. South. *Journal of Geophysics*, 57: 137-163.
- Drozdowski, G., 1979. Grundmuster der Falten und Bruchstrukturen im Ruhrkarbon. *Zeitschrift geologische Gesellschaft*, 130: 51-67.
- Franke, W., Bortfeld, R. K., Brix, M., Drozdowski, G., Dürbaum, H. J., Jödicke, H., Reichert, Chr., Scherp, A., Schmoll, J., Thomas, R., Thünker, M., Weber, K., Wiesner, M. G. y Wong, H. K., 1990. Crustal structure of the Rhenish massif: results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2 North-Q. *Geologische Rundschau*, 79: 523-566.
- Galván, A. y Ruiz Huidobro, O.J., 1965. Geología del valle de Santa María. *Estratigrafía de las formaciones mesozoicas-terciarias*. *Acta Geológica Lilloana*, 7: 217-230.
- Gangui, A. y Götze, H.J., 1996. The deep structure of northern Puna, Argentina. Constrains from 2D seismic data and 3D gravity modelling. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 2: 545-565.
- Gómez Omil, R. y Albariño, L.M., 1996. Análisis geológico petrolero del bloque Olleros, sistema de Santa Bárbara, provincia de Salta. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 1: 27-44.
- González, O. y Mon, R., 1996. Tectónica del extremo norte de las Sierras Pampeanas y su transición a la Cordillera Oriental. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 2: 149-160.
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5: 81-110.
- Grier, M.E., 1990. The influence of the Cretaceous Salta rift basin in the development of Andean structural geometries, NW Argentina. *Andes Ph D dissertation Cornell University Ithaca, New York*. Inédito.
- Grier, M., Salfity, J. A. y Allmendinger, R. W., 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 4: 351-372.
- Heitzmann, P., Frei, W., Lehner, P. y Valasek, P., 1991. Crustal indentation in the Alps. - An overview of reflection seismic profiling in Switzerland. En: Meisner, R, Brown, L, Dürbaum, H. J., Francke, W, Fuchs, K & Seifert, F. (Eds.): *Continental Lithosphere: Deep seismic reflections*, *Geodynamics*, 22: 161-176. American Geophysical Union
- Jordan, T. E. y Allmendinger, R. W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Krüger, D. y Schwarz, G., 1993. Resistivity cross section through the southern Central Andes crust. *Proceedings 2nd Andean Geodynamics Symposium*, 1: 17-19.
- Kunz, E., Wolf, R. y Wrede, V., 1988. Ergänzende Beiträge zur Tiefen-tektonik des Ruhrkarbons. *Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen*, 64 p., Krefeld.
- Laubscher, H. P., 1991. Seismic data from the Alps and their bearing on the formation of granulite and eclogite nappes. En: Meisner R, Brown L, Dürbaum H J, Franke W., Fuchs K, Seifert F. (Eds.): *Continental Lithosphere: Deep seismic reflections*, *Geodynamics* 22: 207-212
- Meissner, R. y Wever, Th., 1986. Nature and development of the crust according to deep reflection data from the German Variscides. En: Baranzangi M., Brown L. D. (Eds.): *Reflection Seismology: a global perspective*. American Geophysical Union: 31-42.
- Mendez, V., Turner, J. C. M., Navarini, A., Amengual, R. y Viera V. O., 1971. Geología de la región norte, provincias de Salta y Jujuy. *Revista de la Dirección General de Fabricaciones Militares*, 63 p. Buenos Aires.
- Mon, R., Mena, R. y Amengual, R., 1996. Plegamiento cenozoico del basamento proterozoico de la cordillera oriental del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (3): 213-223.
- Okaya, N., Tawackoli, S. y Giese, P., 1997. Area-balanced model of the late Cenozoic tectonic evolution of the central Andean arc and back arc (lat 20°-22° S). *Geology*, 24 (4): 367-370.
- Pomposiello, M. C., Mon, R. y Diaz, M. T., 1991. The gravity field of the Tucumán plain and its implications in structural geology. *Géodynamique*, 6 (1): 3-8.
- Pfiffner, O. A., Levato, L. y Valasek, P., 1991. Crustal reflections from the alpine orogen: results from deep seismic profiling. En: Meissner R, Brown L, Dürbaum H J, Franke W, Fuchs K, Seifert F (Eds): *Continental Lithosphere: Deep seismic reflections*. *Geodynamics*, 22: 185-193.
- Reutter, K. J., Giese, P., Goetze, H. J., Scheuber, E., Schwab, K., Schwarz, G. y Wigger, P., 1988. Structures and crustal development of the Central Andes between 21 and 25 ° S. En: Bahlburg, H., Breikreuz, Ch., Giese, P. (Eds): *Lecture Notes in Earth Sciences*. 17: 232-261, Springer Verlag.
- Roure, F., Choukroune, P., Berastegni, X., Munoz, J. A., Villien, A., Matheron, P., Bareyt, M., Seguret, M., Camara, P. y Deramond, J., 1989. ECORS deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8: 41-50.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1955. Tectónica de las hojas Chicoana y Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 10: 7-43.
- Salfity, J. A., 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico), Argentina. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 1: 11-26.
- Salfity, J.A., Gorustovich, S.A., Gonzalez, R.E., Monaldi, C.R., Marqueillas, R.A., Galli, C.I. y Alonso, R.N., 1996. Las cuencas terciarias preincaicas de los Andes centrales de Argentina. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 1: 453-471.
- Schmitz, M., Giese, P. y Wigger, P., 1993. Crustal thickening in the Central Andes-Results from seismic refraction and crustal balancing. *2nd International Andean Geodynamics Symposium*, 1: 33-36.
- Schwab, K., 1970. Ein Beitrag zur jungen Bruchtektonik der argentinischen Puna und ihr Verhaeltnis zu den angrenzenden Andenabschitten. *Geologische Rundschau*, 59: 1064-1087
- Servicio Geológico Nacional, 1982. Mapa geológico de la República Argentina a escala 1:2.500.000. Departamento de carta geológica. Buenos Aires.
- Vergani, G. y Starck, D., 1981. Aspectos estructurales del valle de Lerma, al sur de la ciudad de Salta. *Boletín de Informaciones Petroleras*, Dic.: 4-9.
- Wigger, P., Giese, P. y Schmitz, M., 1993. Main crustal anomalies of the Central Andes lithosphere. *2nd International Andean geodynamics Symposium*, 1: 45-48
- Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W., 1996. La estructura de la Precordillera Oriental y valle de Bermejo a los 30° de latitud sur. *13º Congreso Geológico Argentino*, 2: 211-224.

Recibido: 8 de enero, 1998

Aceptado: 14 de abril, 1999

Revisión de las teorías acerca del origen del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires

María Silvia JAPAS

CONICET. Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

ABSTRACT. *The origin of the Sierras Australes de Buenos Aires arc: a review.* Structural characteristics of the Northwestern arc from the Sierras Australes de Buenos Aires are analysed. Several hypothesis concerning the origin of the bend were postulated since 1952: They are explained and discussed in this paper. New evidences, as progressive deformation fabrics, culminations/alignments relations, and micro and mesofabric correlations among others, indicate that the extensional megakink theory shows the best fit for the observed structural pattern. This hypothesis involves progressive deformation in a NW-SE trending dextral shear setting. Some correlations between the extensional megakink theory and the *c/c'* type fabric evolutions are pointed out in this paper.

Introducción

Las Sierras Australes se localizan en el sector suroeste de la provincia de Buenos Aires, conformando un llamativo elemento orográfico positivo en la extensa llanura pampeana. Este sistema está constituido por conjuntos de cordones subparalelos: las sierras de Puán, de Pigüé, de Curamalal, de Bravard, en el sector noroccidental, y las sierras de la Ventana (la cual da nombre al Sistema de Ventania), de las Tunas y de Pillahuincó, en el sector sudoriental (Fig. 1a). Si bien la cadena presenta un marcado desarrollo longitudinal en dirección noroeste-sudeste, Cobbold *et al.* (1989) distinguen en ella dos sectores bien definidos (Fig. 1a): al noroeste, el arco (plegado y fracturado radialmente) y al sudeste, el tramo rectilíneo (plegado y fracturado transversalmente).

En este trabajo se discutirán las distintas teorías que intentan explicar el origen del arco noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires (Fig. 1), agrupándolas según el esquema clasificatorio secuencial o cronológico de Carey (1955). Este autor reúne los orógenos arqueados en dos grupos, según que el arqueamiento sea un rasgo original (arcos primarios o no rotacionales) o el resultado de una deformación sobrepuesta (arcos secundarios, rotacionales u oroclinos). Para mayores detalles acerca de las características de orógenos curvos y de nuevas propuestas de clasificación se remite al lector a los trabajos de Ries y Shackleton (1976), Marshak (1988), Ferrill y Groshong (1993), Marshak *et al.* (1992), entre otros.

Síntesis geológica de las Sierras Australes

A continuación se presentará una breve síntesis de las principales características geológicas de las sierras. Para mayores detalles se remite al lector a los trabajos generales recopilatorios de Llambías y Prozzi (1975), Harrington (1980), Japas (1988b), Andreis *et al.* (1989, 1996), y Dimieri y Di Nardo (1995).

Las Sierras Australes presentan un particular ordenamiento estratigráfico-espacial. El intervalo transcurrido desde el Precámbrico tardío hasta el Paleozoico tardío-Triásico medio, se encuentra hoy representado por afloramientos que hacia el naciente van disminuyendo ordenadamente su edad.

Así, en el sector occidental (cerros del Corral, Pan de Azúcar y San Mario) afloran granitos, riolitas y sus derivados deformados asignados al Precámbrico tardío por Harrington (1947), Kilmurray (1968) y Varela y Cingolani (1975). Estas unidades fueron agrupadas bajo la denominación de Formación Sauce Chico por Cuerda *et al.* (1975) y constituyen el basamento de la cubierta sedimentaria paleozoica. En el faldeo occidental de la Sierra de Curamalal asoman riolitas y tobas riolíticas recristalizadas (Koukharsky en Japas y Sellés Martínez 1999) supuestamente precámbricas. La edad radiométrica carbónica de 348 ± 21 Ma y 317 ± 14 Ma (Cingolani y Varela 1973, Varela 1973) parece responder a un rejuvenecimiento isotópico (Andreis y Japas 1996).

Hacia el este afloran las unidades pertenecientes a los ciclos sedimentarios paleozoicos. En primer térmi-

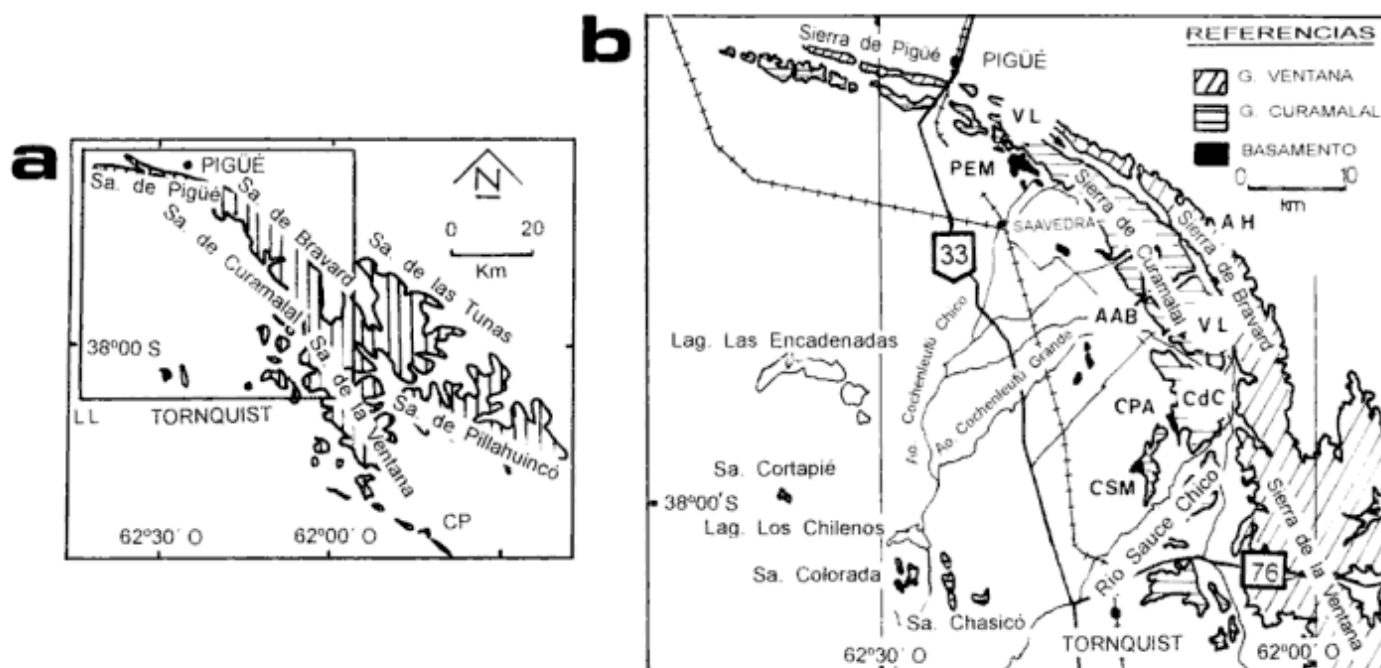


Figura 1: a. Mapa de ubicación. LL: López Lecube, CP: Cerro de las Piedras. En el recuadro se muestra el área de estudio. b. Mapa geológico del Arco Noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires. VL: Valle Longitudinal, AH: Abra de Hinojo, AAB: Abra de Agua Blanca, CPA: Cerro Pan de Azúcar, CdC: Cerro del Corral, CSM: Cerro San Mario, PEM: Puesto El Malabar.

no, el Grupo Curamalal (I Ciclo Sedimentario de Andreis *et al.* 1989) está compuesto por una sucesión de rocas mayoritariamente cuarcíticas de ambiente de plataforma. Este Grupo, que comienza con un conglomerado basal (Andreis y López Gamundi 1989) ha sido dividido en cuatro unidades formales por Harrington (1947): formaciones La Lola, La Mascota, Trocadero e Hinojo, en orden decreciente de edad, y su espesor total ha sido estimado por este autor en 1250 m. Trabajos más recientes (*e.g.* Cellini *et al.* 1986) reducen significativamente la potencia de este ciclo.

El Grupo Ventana (II Ciclo Sedimentario de Andreis *et al.* 1989) está constituido por una serie fundamentalmente cuarcítica de 1250-1400 m de espesor, de características similares al anterior. Está compuesto por las formaciones Bravard, Napostá, Providencia y Lolén (portadora de fósiles eodévónicos) y se dispondría transgresivamente sobre el Grupo Curamalal mediante un hiatus de erosión entre ambos (Harrington 1947). Se produciría dentro de este Grupo el pasaje de un ambiente de plataforma estable (Fms. Bravard, Napostá y Providencia) a uno inestable (Fm. Lolén) (Andreis 1964). Recientemente, Tomezzoli (1997) correlaciona al Grupo Ventana con el Grupo Curamalal.

El Grupo Pillahuincó comprende la sucesión sedimentaria más joven afectada por plegamiento. Se trata de una sucesión heterolítica neopaleozoica (Carbónico tardío ? - Pérmico - Triásico temprano ?) aflorante en el sector oriental del Sistema. Este Grupo está constituido por las Formaciones Sauce Grande, Piedra Azul, Bonete y Tunas y sobreyace en relación

seudoconcordante al anterior (Andreis y Japas 1996 y Andreis *et al.* 1996).

Desconectado del cuerpo serrano principal aparece, cubierto por depósitos cuaternarios, la sienita cuarcífera de López Lecube (Llambías *et al.* 1976) (Fig. 1a). Según Cingolani y Varela (1973), este cuerpo de carácter posttectónico, indicaría el último evento magmático vinculado a la evolución tectónica de las Sierras Australes. Estas rocas ígneas han sido datadas por Cingolani y Varela (1973) en 227 ± 32 Ma (Rb/Sr sobre roca total) y 240 ± 12 Ma (K/Ar sobre roca total). Estudios paleomagnéticos posteriores arrojan una edad pérmica tardía (Tomezzoli y Vilas 1997, Tomezzoli 1997).

Completan la columna estratigráfica depósitos cenozoicos que evidencian la existencia de un gran hiatus, que abarcaría desde el Triásico medio (?) hasta el Mioceno (?).

El plegamiento constituye la estructura más destacable del sistema serrano (Harrington 1947). A escala regional este autor describió dos arcos orográfico-tectónicos cóncavos hacia el sudoeste cuyas máximas inflexiones se localizan en el Abra de Agua Blanca (más definido) y en el Cerro de las Piedras. Sobre la base de las características del plegamiento Harrington (1947) esbozó la primera partición de la deformación para las Sierras Australes al reconocer dos sectores: occidental, más deformado, y oriental.

En el sector occidental, afectando a las unidades cuarcíticas de los grupos inferiores, existen culminaciones y anticulminaciones axiales bien definidas, cuya

Tabla 1: Dominios estructurales en las Sierras Australes de Buenos Aires. Tomado de Andreis *et al.* (1996), sobre la base de la propuesta de Japas (1995a). En este nuevo esquema de partición, los cuatro primeros dominios corresponden al sector occidental de Harrington (1947). pvs=provergente senestral; pvd=provergente dextral; d=dextral.

DOMINIO		REGIMEN DEFORMATIVO LOCAL	FABRICA DEFORMACIONAL	MICROZONAS DE CIZALLA	LINEACIÓN DE ESTIRAMIENTO
ARCO NOROCCIDENTAL	Sector Norte Sector Central Sector Sur	Transpresión Transpresión dextral Transtensión dext.	Plana Plana-Aplastamiento Plana	Az.100° pvs Az.150° pvd Az. 40° d	190°/20° 230°/50° 210°/20°
TRAMO RECTILINEO	Sector Occidental Sector Oriental	Transpresión dextral Transpresión dextral	Aplastamiento-Plana Aplastamiento	Az.165° pvd Az.165° d	235°/60° Escasa

localización depende de la unidad litológica involucrada. Los buzamientos de los ejes de los pliegues son relativamente mayores que en el sector oriental, alcanzando valores de entre 10 y 12°. Puede apreciarse una variación en la intensidad del plegamiento, que disminuye hacia el este, y la modificación sistemática de la disposición espacial de ciertos elementos estructurales tales como clivaje, dirección e inclinación del plano axial, lineación de estiramiento y fracturación. La vergencia de los pliegues del sector occidental es fuerte a moderada hacia el noreste. Mayormente el plegamiento aparece asociado a corrimientos subordinados. Relacionadas a los limbos invertidos de los pliegues volcados aparecen frecuentemente fallas inversas de alto ángulo (Cucchi 1966, Kilmurray 1975, Leone 1986, entre otros), que afectan también al basamento. Un sistema de fallas transversales contemporáneas con el plegamiento (Amos y Urien 1968, Massabie y Rossello 1985, Japas 1988a, 1988b) atraviesan el sistema serrano con orientación sublatitudinal. El metamorfismo alcanza, en este sector, la facies de esquistos verdes (Iñíguez 1969, Lluch 1974 en Andreis *et al.* 1989, von Gosen *et al.* 1991), pasando transicionalmente hacia el este a facies de metamorfismo más bajo (véase sector oriental).

El sector oriental presenta, en cambio, una lineación por plegamiento casi rectilínea. Algunos autores (Harrington 1947, Suero 1957) mencionan el desarrollo de un suave arco cóncavo al sudoeste. Los ejes de los pliegues presentan buzamientos constantes en dirección sudeste (5 a 10°). Puede apreciarse un plegamiento menos intenso (pliegues paralelos) con longitudes de onda y amplitudes sensiblemente menores, con suave vergencia al noreste (localmente al sudoeste) y un clivaje menos desarrollado. Según Lluch (1974 en Andreis *et al.* 1989) y von Gosen *et al.* (1991) el metamorfismo es de grado muy bajo (anquimeta-morfismo).

En la actualidad, el reconocimiento de nuevos elementos estructurales ha permitido elaborar una partición de la deformación más acabada a la escala de las Sierras Australes (Cobbold *et al.* 1987, 1991, Japas 1991a, 1993a, 1995a, Andreis *et al.* 1996-véase Tabla 1).

La deformación del sistema habría acontecido durante el Pérmico temprano (Tomezzoli y Vilas 1997,

Tomezzoli 1997) o tardío (Andreis y Japas 1996, López Gamundi *et al.* 1995), edad acotada por la deformación sindeposicional observada en la sucesión de la Formación Tunas (Japas 1986, 1988b, 1989b, Cobbold *et al.* 1991, López Gamundi *et al.* 1995) y la existencia de muy baja deformación interna en la sienita de López Lecube (Cobbold *et al.* 1987). Tomezzoli y Vilas (1996, 1997) y Tomezzoli (1997) obtienen un polo paleomagnético pérmico temprano para la magnetización sintectónica a postectónica de las sedimentitas de la Formación Tunas.

Características del arco noroccidental

Las rocas que componen este arco pertenecen al basamento ígneo-metamórfico y a los Grupos Curamalal y Ventana (Fig. 1b).

En función de las diferentes asociaciones de estructuras observadas, el arco fue subdividido por Japas (1991a, 1993a, 1993b, 1995a) en tres zonas (Tabla 1 y Fig. 1b): Zona Norte (sierras de Pigué y Puán), Zona Centro (sierras de Curamalal y Bravard) y Zona Sur (afloramientos correspondientes al área de los cerros San Mario, Pan de Azúcar y del Corral). Las estructuras correspondientes a cada una de ellas se sintetizan en el Tabla 2 y en la Fig. 2.

Resulta conveniente destacar aquí que, a partir de información gravimétrica y magnetométrica, Kostadinoff y Albouy (1988) infirieron una estructuración predominante NNE-SSO y ESE-ONO para el subsuelo de la región occidental del arco.

Nuevos aportes al conocimiento del arco

Se describirán a continuación algunas observaciones que brindan información de importancia para el análisis de la evolución del arco.

1. Cobbold *et al.* (1987) y Japas (1991a, 1993a, 1995b) reconocen algunos lineamientos mayores en el área occidental. Puede apreciarse, a partir de la observación de la Fig. 3, la relación existente entre la localización

Tabla 2: Micro y mesoestructuras en el área analizada. Basado en Hurtado (1992); Cucchi (1962); Juan (1989); Bussio (1990); Japas (1991a); Varela *et al.* (1986); Cobbold *et al.* (1991); Delpino y Dimieri (1991,1992); Kilmurray (1969); Ducós (1994,1995); Japas y Sellés Martínez (1999), Dimieri *et al.* (1990); Massabie y Rossello (1986); von Gosen *et al.* (1990). Para mayor detalle de las estructuras de la zona Sur veáse Japas (1995a). pv: provergente; av: antivergente; dx: dextral; sns: senestral.

CUBIERTA PALEOZOICA			
ESTRUCTURA	ZONA NORTE (ZN)	ZONA CENTRO (ZC)	ZONA SUR (ZS)
Plegamiento	110° G.Curamalal 117° G.Ventana	135°-145°	150°- 200°
Clivaje	110°	135°-145°	150° - 200°
Lineación de Estiramiento	190°-200°	Ninguna (AAB) a subvertical baja/220°	20°/210°
Fábrica deformacional	Plana-Constriccional	Aplastamiento (AAB) a Plana	Plana
Deformación interna finita	Z/X = 0,56 Z/Y = 0,92	Z/X = 0,56 Z/Y = 0,60 (AAB)	Z/X = 0,35 Z/Y = 0,56
Estructuras s/c	100° pv sns	En dirección inclinación ss	210° pv dx 150° av dx
Milonitas	110° s;	No hay información	185°
Recristalización	5%	20%	5-50%
Fracturación	25°/90° - /10°/90°	210°/85°SO	25°/80°E
Diaclasas	60°/90° - 140°/90° - 80°/90°	260°/86°N	55°/90°
Fallas	200°/90° - 90°/90° - 300°/40° SO		220° dx-275° sns
Bandas kink	No hay información	No hay información	Contraccionales: 80° sns y 120° dx
BASAMENTO			
ESTRUCTURA	ZONA NORTE (ZN)	ZONA CENTRO (ZC)	ZONA SUR (ZS)
Clivaje		135°	185°- 150°
Lineación estiramiento		145° (235°)	019°
Fábrica deformacional		Aplastamiento/Plana	Plana
Estructuras s/c		145°-150° dx, pv dx (90° sns)	185° dx 220° pv dx 196° 59°NO dx - 150° dx (110° pv sns)
Milonitas		145° - 100° - 040° 104°/65°S - 217°/81°NO 141°/64°SO - 165°/64°SO	185° 200°
Recristalización	NO EXISTEN AFLORAMIENTOS DE BASAMENTO EN EL SECTOR NORTE DEL ARCO	Hacia el sur aumenta la recristalización dinámica	Alta recristalización. Recristalización estática de cuarzo
Fracturación		20°/90° - 143°/90°	145°/30°SO
Diaclasas		60°/90° - 153°/90° 105°/60°S - 35°/90° 70°/90° 99°/66°S - 216°/79°NO 139°/61°SO - 63°/78°SE 173°/65°O - 150°/37°NE	150°/24°NE 149°/66°SO 176°/29°O
Fallas		115°/90° - 215°/90°	
Bandas kink		Extensionales: 110°/50-70°NE pv sns 76°/38°NO sns y 80°/70oS dx	No hay información

de los megalineamientos principales y subordinados descritos por Japas (1995b) y las culminaciones en la dirección axial del plegamiento de los Grupos Curamalal y Ventana. Resulta conveniente destacar aquí que, según Harrington (1947) y Cobbold *et al.* (1987), la culminación principal del sistema se localiza en el tramo central del arco.

2. Nuevas evidencias microtectónicas halladas en el área Puesto El Malabar (PEM, Fig. 1b) señalan la existencia de fajas de cizallamiento senestral de dirección Az.110°, desarrolladas con posterioridad al cizal-

amiento dextral principal de dirección Az. 145° (Japas y Sellés Martínez 1999).

3. Las megabandas que definen los lineamientos principales (Japas 1995b) presentan una distribución asimétrica con respecto a la dirección de estiramiento impuesta por el sistema deformativo dextral regional, patrón que es coincidente con aquél esperado si se consideran las características no coaxiales del proceso deformativo. La rotación dextral de las megabandas tiene incidencia directa en la definición de las características transtensionales o transpresivas de los lineamientos

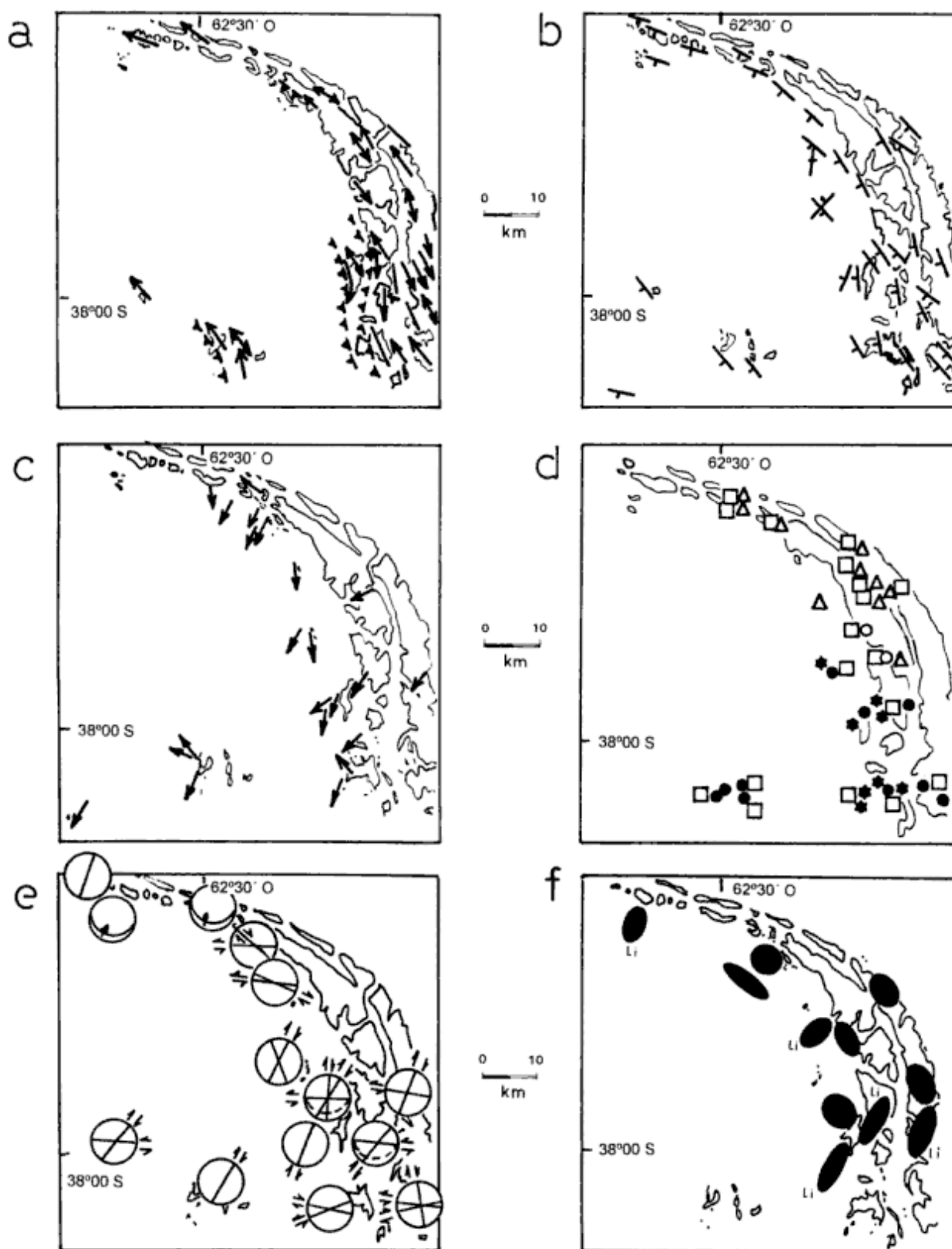


Figura 2: Elementos estructurales del arco noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires. **a,** Lineación de plegamiento (las flechas indican la dirección de buzamiento del eje) y fallamiento relacionado (trazas discontinuas). **b,** Clivaje. **c,** Lineación de estiramiento. **d,** Metamorfismo, según von Gosen *et al.* (1990) (cuadrado: incipiente formación de subgrano; triángulo: recristalización sintectónica; círculo vacío/círculo lleno: incipiente/static annealing; asterisco: static annealing). **e,** Zonas de cizalla (representación estereográfica, hemisferio inferior). **f,** Deformación interna finita (Elipses de deformación finita). Li: Limbo invertido. Referencias bibliográficas en la Tabla 2.

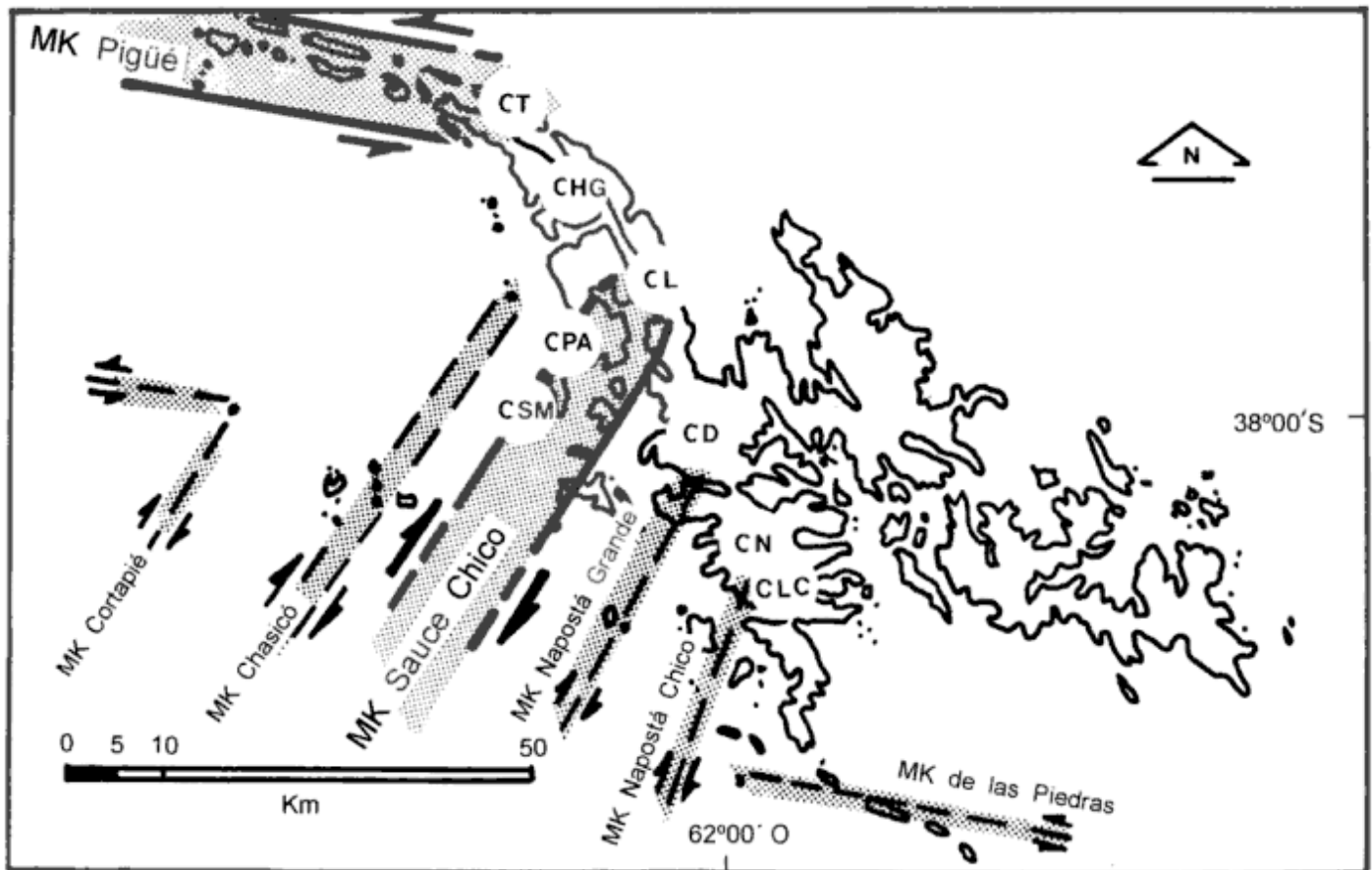


Figura 3: Relaciones entre megakinks extensionales (MK) y culminaciones de la dirección axial de la cubierta paleozoica. Para los Grupos Curamalal y Ventana, CHG: Cordón Hinojo Grande; CL: Cerro Luisa y CN: Cerro Napostá. Para la Formación Bravard, CT: Cerro Trocadero; CL: Cerro Luisa; CD: Cerro Destierro y oCLC: pie occidental del Cerro La Carpa. Para la Formación Mascota, CPA: Cerro Pan de Azúcar y CSM: Cerro San Mario. Se representan las Megabandas dextrales (c') y senestrales (conjugadas a c'). Con mayor tamaño de letra se nombran las megabandas kink principales más desarrolladas (Pigüé y Sauce Chico).

que definen y su desarrollo relativo (en la búsqueda de una mayor eficiencia del sistema para lograr deformaciones mayores). Además, la relación entre la deformación interna dentro y fuera de las megabandas principales muestra también una distribución asimétrica en el arco, tal como fuera citado por Cobbold *et al.* (1987, 1991). Así, para el megalineamiento Sauce Chico, la deformación interna dentro de la megabanda es notablemente mayor que en las regiones aledañas, mientras que en el caso del megalineamiento Pigüé, las diferencias no son tan notorias (Cobbold *et al.* 1987, 1991).

4. Los lineamientos relacionados a las megabandas principales y subordinadas se observan mejor definidos fundamentalmente en las cercanías de los afloramientos que relacionan el basamento con la cubierta sedimentaria paleozoica, es decir, en los lugares donde existen problemas de compatibilización de la deformación.

5. La morfología subsuperficial elongada y la orientación NE-SO del cuerpo intrusivo de López Lecube (LL, Fig. 1a) descritas por Kostadinoff y Albouy (1988), fueron relacionadas por Japas (1993b) a un em-

plazamiento bajo un régimen transtensivo local. La oblicuidad del cuerpo con respecto a las direcciones principales de fracturación (Azs. 290° y 20°) definidas para el área por Kostadinoff y Albouy (1988) a través de resultados geofísicos y la posible existencia de fracturas transcurrentes comparables a cizalla R' avalarían también esta observación.

6. La similitud entre la orientación y características de las megabandas deformativas con respecto a estructuras tipo c/c' y conjugadas, definidas por Passchier y Trouw (1996) para fábricas micro y mesoscópicas en rocas foliadas generadas a partir de cizallamiento simple, es notoria. Según este esquema, las bandas c' se desarrollarían oblicuamente a la zona de cizalla (c) y a la foliación milonítica previa, continuándose aún en aquellas capas más pobremente foliadas. Con el aumento de la deformación, el ángulo entre este juego c' y la foliación previa tiende a reducirse (Passchier y Trouw 1996). Según los autores, suele presentarse un juego conjugado en dirección subnormal a c' formando un ángulo mayor con respecto a la zona de cizalla (c), el cual tiende a inhibirse a medida que progresa la deformación. Estas estructuras c' se desarrollarían tardía-

mente respecto a la actividad de la zona de cizalla principal (c), luego de que se hubo establecido una fuerte lineación mineral. Según describen Passchier y Trouw (1996), a diferencia de las fábricas s/c (que se desarrollan más comúnmente en rocas poco foliadas, bajo regímenes no coaxiales) las estructuras c/c' se generan por cizalla simple en agregados altamente foliados. Resulta conveniente destacar que, mientras c se formaría en los estadios tempranos, c' lo haría durante las etapas más avanzadas de la generación de milonitas.

El origen del arco

Varias han sido las hipótesis propuestas para explicar el origen del arco de las Sierras Australes (Tabla 3). Sólo una de ellas lo considera como el resultado de la deformación bajo un régimen coaxial.

Algunas de las hipótesis elaboradas consideran la curvatura del orógeno como un rasgo original (arco no rotacional, primario de Carey 1955) mientras que otras lo describen como el resultado de la deformación de un orógeno rectilíneo (arco secundario o rotacional u oroclino de Carey 1955). (Tabla 3). Conviene destacar que, en el sentido de Marshak (1988, clasificación basada en la persistencia del vector desplazamiento), todas estas propuestas considerarían al orógeno arqueado de las Sierras Australes como un arco secundario.

Modelos de deformación coaxial

El modelo de deformación coaxial representa el resultado de la deformación por cizalla pura no rotacional.

Propuesta 1 (Rossello y Massabie 1981, 1993): Estos autores plantean, en su contribución del año 1981, la posibilidad de que el arqueamiento de las sierras sea la consecuencia de un episodio tectónico independiente, posterior al plegamiento de la secuencia paleozoica y responsable además de la generación de las bandas kink contraccionales y del clivaje de transposición observados en el tramo rectilíneo sudoriental. El campo

de esfuerzos propuesto involucraría un esfuerzo principal máximo (σ_1) orientado en dirección noroeste, es decir, rotado 90° con respecto al esfuerzo responsable de la estructura principal (véase la figura 4a). Recientemente, los autores vuelven a considerar este tema, sin modificar este modelo, más aún, presentándolo como una de las tres alternativas posibles (véase Rossello y Massabie 1993).

Modelos de deformación no coaxial

El modelo de deformación no coaxial refleja condiciones de deformación gobernadas por un proceso de cizallamiento simple.

Arco primario: Propuesta 2 (Suero 1957, Zambrano 1953): Estos autores son los primeros en plantear un mecanismo deformativo que explique el origen del arco. Atribuyen la forma arqueada del sector noroeste de las sierras a la aplicación de esfuerzos de cupla, ofreciendo como única evidencia la geometría del orógeno.

Propuesta 3 (Sellés Martínez 1986, 1989): Para este autor, la forma arqueada de la cadena sería resultado de la deformación heterogénea por cizallamiento senestral. Como evidencias de transpresión senestral menciona la rotación progresiva de los ejes de los pliegues, la existencia de elongación en la dirección axial del plegamiento, los patrones de fracturación y la existencia de fallas de rumbo de orientación sublatitudinal (Fig. 4b). Este autor destaca la equivalencia con el modelo analógico dúctil de Soula (1984) para el caso de dos capas que suprayacen un basamento previamente estructurado.

Propuesta 4 (Cobbold *et al.* 1987): Estos autores describen el arco noroccidental como un corredor de cizalla, asimétrico, definido por tres corrimientos arqueados principales (lagunas Las Encadenadas-Los Chilenos, Valle Longitudinal, y pie de sierra nororiental del arco), limitado al sudeste por la zona de transcurrancia NE-SO de Sauce Chico (Figs. 1b y 4c). Según los autores, el límite noroeste del corredor no sería visible como una falla (traducción de la autora).

La asimetría del arco resultaría, según este esquema, una consecuencia de las diferencias en geometría,

Tabla 3: Teorías acerca del origen del arco noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires (basada en la clasificación de Carey 1955). Tomado de Japas 1995b y Andreis *et al.* 1996.

DEFORMACION	COAXIAL	NO COAXIAL	
		A ESCALA DE LAS SIERRAS	
ARCO		DEXTRAL	SENESTRAL
PRIMARIO		Cobbold <i>et al.</i> (1987, 1991) Japas (1995a)	Sellés Martínez (1986, 1989)
SECUNDARIO	Rossello y Massabie (1981)	Japas (1995b)	von Gosen <i>et al.</i> (1990)

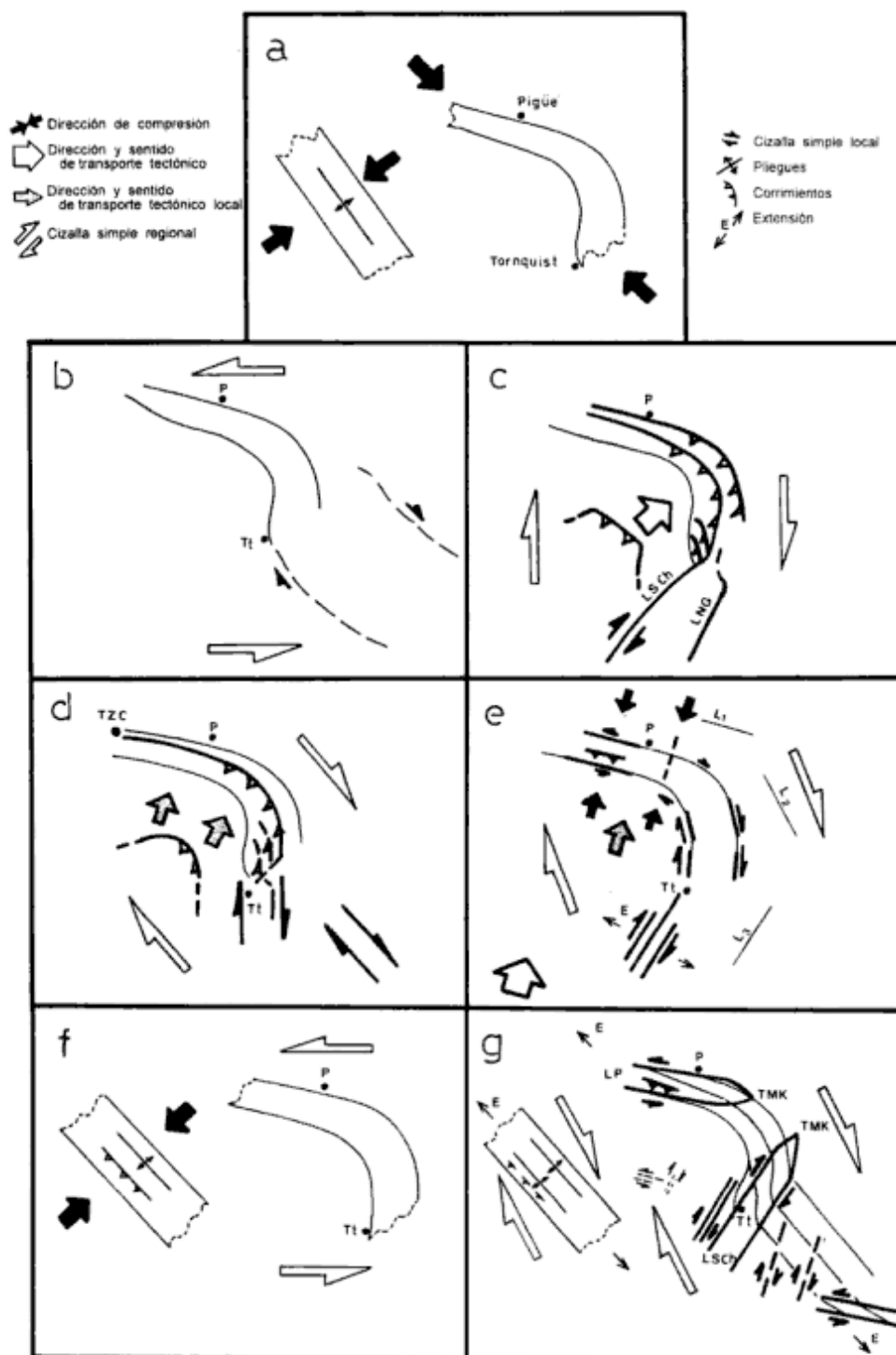


Figura 4: Propuestas sobre el origen del Arco Noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires (P: Pigüé; Tt: Tornquist). **a**, Modelo de Rossello y Massabie (1981, 1993): Compresión NE-SO en un episodio tectónico independiente, posterior a la estructuración principal; **b**, Modelo de Sellés Martínez (1986, 1989): Transpresión senestral sublatitudinal regional con desarrollo de cizalla dextral complementaria en el tramo rectilíneo; **c**, Modelo de Cobbold *et al.* (1987): Convergencia oblicua y desarrollo de un corredor (LSCh: Lineamiento Sauce Chico; LNG: lineamiento coincidente con el curso del Arroyo Napostá Grande); **d**, Modelo de Cobbold *et al.* (1991): Movimientos oblicuos sobre una falla litosférica profunda bajo un régimen transpresivo uniforme (TZC: Terminación de la zona de cizalla); **e**, Modelo de Japas (1992, 1993a, 1993b, 1995a): Deformación heterogénea, por convergencia oblicua, sobre un basamento previamente estructurado (L1: ESE-ONO, L2: NO-SE, L3: NNE-SSO); **f**, Modelo de von Gosen *et al.* (1990): Compresión NE-SO seguida de un cizallamiento senestral sublatitudinal posterior, responsable del arqueamiento; **g**, Modelo de Japas (1995b): Evolución de un sistema de deformación progresiva dextral submeridional con generación de megaestructuras kink extensionales (LSCh: Lineamiento o megabanda kink Sauce Chico, LP: Lineamiento o megabanda kink Pigüé, TMK: terminación del megakink).

arreglo de estructuras deformativas y valores de deformación interna. Sobre la base de características como mayor ancho de afloramiento y presencia de una culminación principal en el área, estos autores localizan la zona de máximo desplazamiento de la componente de corrimiento en las proximidades del Abra de Agua Blanca.

Propuesta 5 (Cobbold *et al.* 1991): Sobre la base de las observaciones de campo y por analogía con un modelo físico de transcurrencia, los autores definen la deformación de las Sierras Australes a través de movimientos oblicuos (reversos dextrales) sobre una falla litosférica profunda de orientación noroeste bajo un estado de esfuerzo transpresivo uniforme. A escala regional, realizan una partición de la deformación, al considerar la existencia de un Arco Noroccidental, una Cadena Central (ambas incluidas en el área considerada en este trabajo como Arco Noroccidental) y una Cuenca Sudoriental (tramo rectilíneo). El cizallamiento regional dextral generaría las estructuras responsables del cizallamiento simple dextral a escala local (dos juegos de estructuras transcurrentes dextrales). Para acomodar el gradiente de deformación existente entre las zonas deformada y no deformada, aparecerían fajas arqueadas de deformación secundarias, de bajo ángulo y de desplazamiento inverso. Estas fajas se proyectarían en un ángulo de 60° desde la falla y terminarían abruptamente. El área Cerro del Corral - Cerro San Mario correspondería, según Cobbold *et al.* (1991), a la zona de transición entre transcurrencia dextral en dirección norte-sur (modificando así la orientación propuesta por Cobbold *et al.* 1987) y corrimiento. El arco asimétrico noroeste respondería a un modelo de cadena plegada y corrida al noreste (Fig. 4d).

Propuesta 6 (Japas 1993a, 1993b, 1995a): Esta autora propone que el arco noroccidental estaría relacionado con la generación de megazonas de cizalla primarias (Lineamientos Sauce Chico, Pigüé y Central) controladas por la estructura previa del basamento (NNE-SSO, ESE-ONO y NO-SE respectivamente; Fig. 4e), direcciones éstas también presentes en las vecinas Sierras Septentrionales de Buenos Aires. En función de la orientación de estos tres megalineamientos mencionados, con respecto a la dirección de transporte tectónico regional (Az. 20°), se generarían regímenes transtensivos, transpresivos y transcurrentes, respectivamente. Así, podrían identificarse para el sector del arco, tres zonas caracterizadas por regímenes diferentes (parámetros $1/\alpha$ de Sanderson y Marchini 1984) y, por ende, diferentes asociaciones de estructuras (Fig. 4e):

Zona Norte. Régimen deformativo dominante: Transpresión senestral ($1/\alpha \lll 1$);

Zona Central. Régimen deformativo dominante: Transcurrencia dextral ($1/\alpha = 1$); y

Zona Sur. Régimen deformativo dominante: Transtensión dextral ($1/\alpha > 1$).

Para la región de los cerros San Mario-del Corral, o Zona Sur del arco, Japas (1993a, 1995a) propone la existencia de un régimen de cizalla transtensiva dextral de orientación paralela al Lineamiento Sauce Chico (lineamiento definido oportunamente por Cobbold *et al.* 1987).

Japas (1995a) analiza también las estructuras transversales del área sur (plegamiento, corrimiento y clivaje secundarios sublatitudinales), bajo un modelo de evolución progresiva de la deformación, concluyendo que las mismas reflejan el progreso de la deformación transtensiva dextral según la dirección paralela al Lineamiento Sauce Chico. Responsabiliza al ablandamiento de la deformación (*strain softening*), ejercido por la acción de fluidos bajo el régimen transtensivo local, de la mayor deformación observada en esta región.

Arco secundario. Propuesta 7 (von Gosen *et al.* 1990): Estos autores atribuyen la sinuosidad secundaria de la cadena a una tectónica transpresiva senestral sublatitudinal. Definen así, una tercera fase deformativa (F3) independiente de la deformación principal, para poder explicar, además la elongación observada en la dirección axial del plegamiento. Esta deformación principal consistiría, a criterio de los autores, en una combinación de plegamiento y corrimiento sin transcurrencia, sobre la cual se superpondría la mencionada transpresión senestral (Fig. 4f).

Propuesta 8 (Japas 1995b): En esta contribución la autora modifica su interpretación anterior (Japas 1993a, 1993b, 1995a) al proponer un origen secundario para el arco, vinculándolo a la deformación progresiva en un régimen transpresivo regional, con la consecuente extensión subparalela al clivaje. En este esquema, el arco habría sido controlado en su desarrollo por dos megakinks extensionales (megakinks correspondientes a los lineamientos principales Sauce Chico y Pigüé) generados en la última etapa deformativa, la cual también involucraría al basamento (Fig. 4g).

Discusión acerca del origen del arco

Deformación coaxial vs. deformación no coaxial

Considerando el estado actual del conocimiento de las Sierras Australes, el modelo de deformación coaxial no sería adecuado. La interpretación de Rossello y Massabie (1981, 1993) parte de un esquema geométrico simplificado que resulta del hecho de otorgar significado regional a microestructuras de carácter y significado local. Por otro lado, Japas (1988a, 1988b, 1989b, 1992a) ha demostrado el carácter efímero de la compresión NO-SE, y la ausencia de estructuras compresivas axiales en la configuración del arco.

Además, y de acuerdo al esquema planteado por estos autores, el arco debería presentar un diseño simétrico en planta.

Transcurrencia regional dextral vs transcurrencia regional senestral

Si bien a escala del margen austral del Gondwana, el cizallamiento regional senestral parece ser el régimen operante (Japas 1998), a la escala de las sierras la transcurrencia dextral (que von Gosen *et al.* 1990 no mencionan y que Sellés Martínez 1986, 1989 asigna a la cizalla complementaria del régimen senestral sublatitudinal) es el modelo deformativo más apropiado para explicar características como rotaciones pasivas dextrales, desviación antihoraria entre ejes de pliegues/clivaje/plano XY, existencia de indicadores cinemáticos dextrales, etc. (e.g. Japas 1988a, 1988b, 1989a, 1989b, 1991b, 1992a, 1992b, 1992c, Cobbold *et al.* 1987, 1989, 1991).

Además, en el esquema de cizallamiento senestral de Sellés Martínez (1986, 1989), la mayor deformación interna debería observarse en los alrededores de Pigüé, característica ésta que no ha sido observada ni descrita por ningún autor. Más aún, la mayor deformación interna localizada en la región del Lineamiento Sauce Chico, estaría señalando la importancia que esta megabanda reviste en la configuración del arco (hecho destacado oportunamente por Varela *et al.* 1985). Al respecto conviene mencionar nuevamente que esta mayor deformación se relacionaría con la presencia de fluidos (Japas 1995a). El modelo transtensional mencionado por Japas (1993a, 1995a) para los lineamientos dextrales se ve corroborado también por la existencia del cuerpo intrusivo de López Lecube en el área correspondiente al Lineamiento o Megakink Cerro Cortapié (Fig.3, véase Sanderson y Marchini 1984, Fig.5, p.452). Con respecto al Megakink Sauce Chico, conviene destacar que el modelo de evolución progresiva para la estructuración secundaria del área de los cerros del Corral-San Mario de Japas (1995a) permanecería aún vigente.

Orogeno vs oroclino

Las evidencias microestructurales halladas por Japas y Sellés Martínez (1999) señalan la superposición de un cizallamiento senestral sublatitudinal póstumo al cizallamiento dextral principal NO-SE (similar a aquél del tramo rectilíneo sudoriental) bajo un modelo de deformación progresiva.

Una de las características diagnósticas citadas por Cobbold *et al.* (1987) en favor de su propuesta orogénica, es el hecho que el mayor ancho de afloramiento se observe en el sector central del arco (Abra de Agua Blanca). Sin embargo, el ancho de afloramiento en esta región es similar a aquél correspondiente al tramo rectilíneo (que ellos denominan Cuenca Sudoriental). Si consideramos que en realidad el ancho de afloramiento se habría reducido en los extremos del arco,

la propuesta de Japas (1995b) aparece como más probable. Así, las variaciones en el ancho de afloramiento de las unidades estratigráficas a través del arco pueden ser explicadas a partir del desarrollo de megabandas kink extensionales conjugadas. Las dimensiones de los afloramientos correspondientes al arco central y al tramo rectilíneo sudoriental reflejarían el área no deformada por las megabandas. Dentro de los megalineamientos Sauce Chico y Pigüé, la reducción del ancho de afloramiento sería el producto de la rotación geométrica (Ramsay y Huber 1987, Fig. 26.28, p.614), la cual podría conducir a un boudinage interno (*Internal boudinage*) si las bandas interactuaran.

Por otro lado, la existencia de una culminación principal en un sector aledaño al Abra de Agua Blanca es interpretada en este trabajo, no como el resultado de un corredor (Cobbold *et al.* 1987), sino como el resultado del desarrollo próximo de los dos megakinks extensionales principales (Fig. 3). Esto estaría avalado, además, por la relación existente entre la localización de las culminaciones y los megakink extensionales, descrita en los capítulos anteriores (Fig. 3). Todo esto apuntaría hacia la definición de un origen extensivo para las culminaciones y anticulminaciones descritas por Harrington (1947), modificándose o complementándose, la propuesta compresional previa de Japas (1988, 1989, 1992). Estas evidencias, y otras aportadas por Japas (1991a) y Japas y Sellés Martínez (1999) parecerían indicar que la formación del arco se relaciona más con los últimos estadios deformativos que se superponen a la fase de estructuración principal del sistema (Japas 1995b) que a la presencia de un corredor inicial.

Cobbold *et al.* (1991) se refieren a la ausencia de deformación por transcurrencia en las rocas de la Formación Hinojo como característica definitoria de su modelo. Resulta conveniente recordar que, en el vecino sector de la Ea. La Mascota (riolitas del Puesto El Malabar), Japas y Sellés Martínez (1999) han hallado evidencias de transcurrencia dextral en dirección Az.145°-150° (a veces asociada a cizallamiento protergente), previa al cizallamiento senestral sublatitudinal. Con anterioridad y sobre la base de las características de la microfábrica deformacional de los conglomerados de la Formación La Lola en el Abra de Agua Blanca, Japas (1991a) concluye que en esta zona la componente de corrimiento es equivalente a aquélla de transcurrencia. Cobbold *et al.* (1991) señalan, también, que la cantidad de sobrecorrimiento disminuye desde el Abra de Agua Blanca hacia el noroeste hasta desaparecer. Con respecto a ello conviene destacar que la deformación en las Sierras Australes ha sido fundamentalmente heterogénea, razón por la cual resulta discutible referir como característica definitoria la reducción de la componente de corrimiento en determinadas direcciones sobre la base de observaciones en escasos puntos, sobre todo si se tiene en cuenta que estas

observaciones fueron realizadas sobre las rocas esquistosas de la Fm. Hinojo (unidad que sólo aflora en el Valle Longitudinal, en las proximidades del Abra del Hinojo). Como ejemplo basta con mencionar que en el área Puesto El Malabar, sobre las ya mencionadas riolitas deformadas heterogéneamente, Japas y Sellés Martínez (1999) identifican tanto fajas de transcurrencia dominante como fajas de cizallamiento provergente dominante. Además, la inexistencia de deformación señalada por estos autores en el extremo noroccidental del arco (desaparición de la componente de sobrecorrimiento hacia Puán e inexistencia de transcurrencia en el arco) no parece compatible con las evidencias citadas por otros autores (Massabie y Rossello 1986, para el área de Puán, y Japas 1991a, para el sector occidental de las sierras de Pigüé).

La propuesta de Japas (1995b) explicaría tanto el arco antitaxial menor del cerro de las Piedras como el suave arco sintaxial del extremo sur de la Sierra de la Ventana (el cual aparentemente no encontraría explicación en el modelo físico de Cobbold *et al.* 1991).

Tal como ocurre en los modelos físicos de desarrollo de bandas kink, estas estructuras se localizan principalmente en zonas con problemas de compatibilidad de la deformación, tal como parece ser el caso en las Sierras Australes, donde se generan en las cercanías del contacto entre el basamento y la cubierta sedimentaria (Fig. 3).

Por otro lado, la similitud geométrico-cinemática entre la propuesta de evolución de Japas (1995b) y el desarrollo de microestructuras *c/c'* descrito por Passchier y Trouw (1996) hacen altamente probable este modelo.

Al no existir afloramientos al norte de Pigüé, las propuestas de Cobbold *et al.* (1991) y Japas (1995b) no pueden ser confrontadas en este aspecto. La ausencia de deformación interna en esta región, hoy cubierta, favorecería la hipótesis de Cobbold *et al.* (1991), ya que las fajas arqueadas constituyen el límite entre las zonas no deformadas y deformadas en el modelo físico, mientras que la repetición del patrón estructural del sector central del arco apoyaría la propuesta de Japas (1995b). Sin embargo, si se considera la interpretación estructural de Russo *et al.* (1980) para el basamento precretácico de la cuenca de Macachín (localizada a 40 km al noroeste de Pigüé) parecería confirmarse la hipótesis de Japas (1995b), ya que según aprecian los autores mencionados sobre la base de información sísmica, este basamento (al que equiparan con los depósitos de los Grupos Curamalal, Ventana y Pillahuincó de las vecinas Sierras Australes) se encontraría plegado y fallado, con levantamiento estructural al este.

En referencia a las propuestas de Cobbold *et al.* (1987, 1991) conviene, además, discutir algunas de sus observaciones:

-Con respecto a la orientación del Lineamiento Sauce Chico, Cobbold *et al.* (1991) proponen una orientación

norte-sur para la cizalla dextral en el área cerro del Corral - cerro. San Mario, la cual no concuerda con la existencia de pliegues cuyos ejes se orientan en la dirección Az. 195°-200° (Cobbold *et al.* 1991, Ducós 1994, 1995). Para explicar la actitud de estos pliegues se requeriría una orientación más cercana al Az. 35°-40° (paralela al Lineamiento Sauce Chico, según Japas 1995a, Ducós 1994, 1995). Autores como Varela *et al.* (1985, 1986), Massabie y Rossello (1986), Dimieri *et al.* (1990), Delpino y Dimieri (1992) y Cobbold *et al.* (1991, Fig. 12) describen zonas de cizalla con esta orientación en este sector del arco austral (cerros del Corral-San Mario, cantera de Agua Blanca, sierras de Chasicó, Colorada y Cortapié).

-La asimetría en la forma del arco (generada por rotación antihoraria) no es en sí misma una evidencia en favor del modelo propuesto por Cobbold *et al.* (1991), ya que la naturaleza no coaxial del régimen deformativo siempre conlleva el desarrollo de estructuras asimétricas durante su evolución. Vale decir, que esta característica avalaría todas las propuestas de deformación no coaxial.

-La dirección de transporte tectónico relevada en el ámbito de las Sierras Australes es bastante uniforme regionalmente, a diferencia de lo que sucede en el modelo analógico presentado por Cobbold *et al.* (1991), en el que se evidencia una fuerte variación.

-Finalmente, con anterioridad a estos autores, Japas (1988b) señaló que la deformación observada en las Sierras Australes podría ser homologada a una deformación transpresiva dextral generada a partir del control ejercido por una estructura previa del basamento (falla) de orientación NO-SE, durante un evento cizallante senestral regional (Japas 1988b, Fig. VIII.11, p.325).

Conclusiones

Sobre la base de la discusión aquí expuesta se concluye que las nuevas evidencias estructurales favorecerían el modelo oroclinal, por deformación progresiva no coaxial-dextral, propuesto por Japas (1995b). Entre ellas merecen destacarse:

-La relación de la microestructura con la megaestructura en los dominios del arco.

-La aparición tardía de las bandas kink extensionales a distintas escalas.

-La relación entre los megakinks reconocidos (principales y subordinados) con la existencia y localización de las culminaciones en la dirección axial de los pliegues.

-La orientación relativa entre las megabandas y la dirección de estiramiento impuesto por el sistema deformativo regional. Esta orientación relativa guarda similitudes con respecto a aquella esperada de un

modelo teórico de rotación dextral. Esta coincidencia teórica se verifica también en el mayor desarrollo relativo de la megabanda Sauce Chico con respecto a la megabanda Pigüé y en el carácter transtensional de la primera.

-La existencia de un suave arco sintaxial en el sector sudoriental de las Sierras Australes de Buenos Aires.

-La notoria correlación geométrica y cinemática existente entre cizalla regional dextral/Megabanda Sauce Chico y estructuras microestructurales de tipo *c/c'* descritas por Passchier y Trouw (1996). En este esquema la Megabanda Pigüé se relacionaría con el juego subordinado conjugado a *c'*.

-El significado regional de la presencia de rocas sedimentarias precretácicas deformadas como basamento de la Cuenca de Macachín.

Finalmente se concluye que, tal como se verifica en otros ejemplos de sistemas de deformación no coaxiales naturales estudiados recientemente por la autora (Bloque de Chadileuvú y Macizo Norpatagónico Septentrional y Oriental, Japas 1998), la evolución prolongada en el tiempo de estos regímenes conduce a la generación de megaestructuras extensionales tales como las descritas, las cuales han sido equiparadas en este trabajo con estructuras del tipo *c/c'*.

Agradecimientos

La autora agradece a J. Sellés Martínez por la lectura del manuscrito original. Se desea agradecer a R. R. Andreis y a un árbitro anónimo por sus valiosas sugerencias, las cuales mejoraron notoriamente la calidad del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A.J. y Urien, C.M., 1968. La falla "Abra de la Ventana" en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(3):197-206.
- Andreis, R.R., 1964. Petrología del Grupo eodévónico de Lolén, Sierras Australes (Provincia de Buenos Aires). *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas*, 5: 79-124.
- Andreis, R.R. y Japas, M.S., 1996. Cuencas Sauce Grande y Colorado. En: S. Archangelsky (Ed.): *El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, pp. 45-64. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Andreis, R.R. y López Gamundi, O.R., 1989. Paleocorrientes e interpretación paleoambiental de la secuencia paleozoica del cerro Pan de Azúcar. Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 953-966. Bahía Blanca.
- Andreis, R.R., Japas, M.S. y Rodríguez, S., 1996. Excursión Geológica N° 1: Sierras Australes de Buenos Aires (Ventania). 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 32p., Buenos Aires.
- 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*, 6:265-298. San Miguel de Tucumán.
- Bussio, D., 1990. Análisis meso y microestructural de la Formación Providencia, Quebrada del Arroyo Providencia. NE Abra del Chaco, Sierra de Bravard, Sierras Australes de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 98p. (inédito).
- Carey, S.W., 1955. The orocline concept in geotectonics. *Proceedings of the Royal Society of Tasmania*, 89:255-289.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: The Variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology*, 13(7):743-758.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1987. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes Foldbelt, Argentina. *Hercynica*, 2(2):135-148.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes bonaerenses. *Actas 1º Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 1047-1054. Bahía Blanca.
- Cellini, N., Rodríguez, S., González, G., Balod, M., Guerin, D., Silva, O. y Vega, V., 1986. Interpretación de las relaciones de facies de las series epiclásticas paleozoicas del cerro Curamalal Grande, Sierras Australes Bonaerenses. *Resúmenes 2º Reunión de Sedimentología*: 197-200. La Plata.
- Cingolani, C.A. y Varela, R., 1973. Examen geocronológico por el método Rb/Sr de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 1:349-371. Buenos Aires.
- Cucchi, R.J., 1962. Petrofábrica del conglomerado de La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito).
- Cucchi, R., 1966. Petrofábrica del conglomerado de la Formación La Lola, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(2):71-106.
- Cuerda, A.J., Cingolani, C.A. y Barranquero, H.R., 1975. Estratigrafía del basamento precámbrico en la comarca de los cerros Pan de Azúcar-del Corral, Sierras Australes (provincia de Buenos Aires). *Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 1:57-63. Buenos Aires.
- Delpino, S. y Dimieri, L.V., 1991. Análisis de la deformación sobre rocas del basamento aflorantes en el faldeo occidental del Cerro del Corral, Sierras Australes Bonaerenses. *Acta 7º Reunión sobre Microtectónica*, 53-1. Bahía Blanca.
- Delpino, S.H. y Dimieri, L.V., 1992. Características de la deformación y cinemática de las rocas del basamento. Perfil Las Lomitas. Sierras Australes de Buenos Aires. *Acta 8º Reunión sobre Microtectónica*, 11-14. S.C.Bariloche.
- Dimieri, L.V. y Di Nardo, L.R., 1995. Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina: Field Guide. *Curved Orogenic Belts: their nature and significance*, 28p. Buenos Aires.
- Dimieri, L.V., Grecco, L. y Frisciale, M.C., 1990. Microestructuras en el granito Aguas Blancas, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 21(1/4): 53-60.
- Ducós, I.E., 1994. Análisis micro y mesoestructural del área Cerro de los Terneros. Sierras Australes de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 100p. (inédito).
- Ducós, I.E., 1995. Análisis meso y microestructural del Cerro de los Terneros. Sierras Australes de Buenos Aires. *Actas 4º Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 265-272. Junín.

- Ferrill, D.A. y Groshong, R.H. Jr., 1993. Kinematic model for the curvature of the northern Subalpine Chain, France. *Journal of Structural Geology*, 15 : 523-541.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra La Ventana). Provincia de Buenos Aires. Dirección de Minería y Geología, Boletín, 61. Buenos Aires.
- Harrington, H.J., 1980. Sierras Australes de Buenos Aires. En: Turner, J.C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2, pp. 967-983. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Hurtado, S.I., 1992. Geología y estructura de la porción occidental de las Sierras de Puán y Pigué, provincia de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédito).
- Iñiguez, A.M., 1969. Evolución de los minerales de las arcillas en las Formaciones paleozoicas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas, 1:397-408. Buenos Aires.
- Japas, M.S., 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó. I. Perfil del Arroyo Atravesado, Sierra de las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales Academia Nacional de Ciencias*, 38:145-156.
- Japas, M.S., 1988a. Las bandas kink en las Sierras Australes de Buenos Aires. Características geométricas e hipótesis acerca del origen de las mismas. Acta 5º Reunión sobre Microtectónica, 90-95. Córdoba.
- Japas, M.S., 1988b. Análisis cuantitativo de la deformación en el sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires y su implicancia geodinámica. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 359 p. (inédito).
- Japas, M.S., 1989a. Las Sierras Australes de Buenos Aires: Nuevas evidencias de un sistema de deformación en un régimen transpresivo. Actas Reunión sobre Geotranssectas de América del Sur, 203-207. Montevideo.
- Japas, M.S., 1989b. Análisis de la deformación en las Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 41:193-215. Buenos Aires.
- Japas, M.S., 1991a. Análisis microtectónico de la fábrica deformada del conglomerado de la Formación La Lola. Sierras Australes de Buenos Aires. Acta 7º Reunión sobre Microtectónica: 85-91. Bahía Blanca.
- Japas, M.S., 1991b. Minor structures in Sierras Australes (Buenos Aires province, Argentina) and their contribution to the interpretation of the structural evolution of the system. *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut ETH Zurich, Neue Folge*, 239b: 168.
- Japas, M.S., 1992a. La evolución estructural del sector oriental de las Sierras Australes de Buenos Aires revelada a través de sus estructuras menores. *Monografías Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 8: 115-122.
- Japas, M.S., 1992b. La deformación de la Formación Sauce Grande. Sierras Australes de Buenos Aires. *Monografías Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 8: 109-114.
- Japas, M.S., 1992c. Análisis tridimensional de la deformación interna finita de la Formación Bonete. Sierras Australes de Buenos Aires. *Monografías Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 8: 103-108.
- Japas, M.S., 1993a. Evolución estructural del sector noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires. Acta 8º Reunión sobre Microtectónica: 55-59. San Carlos de Bariloche.
- Japas, M.S., 1993b. Structural evolution of the northwestern arc from the Sierras Australes foldbelt. Buenos Aires province, Argentina. *Terra Abstracts, Abstract Supplement 2*, 5: 16.
- Japas, M.S., 1995a. Evolución estructural de la porción austral del arco de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3/4): 368-372.
- Japas, M.S., 1995b. El Arco Noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires: Producto de megakinks extensionales durante el progreso de la deformación? *Actas 4º Jornadas Geológicas Bonaerenses*, 1: 257-263. Junín.
- Japas, M.S., 1998. El Bloque de Chadileuvú: Splay neopaleozoico de la Megazona de cizalla Río Colorado? Homenaje al Dr. Arturo J. Amos, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(1): 14-15.
- Japas, M.S. y Sellés Martínez, J., 1999. Análisis de la microfábrica deformacional del basamento en el Puesto El Malabar, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(3): 317-324.
- Juan, R.C., 1989. Análisis micro y mesoestructural de la Formación Lolén en el sector aledaño al Abra del Chaco, Sierras de Bravard y de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 136p. (inédito).
- Kilmurray, J.O., 1968. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo La Plata*, 6(45): 155-188.
- Kilmurray, J.O., 1969. Lineaciones columnares de clivaje en las rocas deformadas del Abra Agua Blanca y Cerro Pan de Azúcar. Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(33): 239-252.
- Kilmurray, J.O., 1975. Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Las fases de deformación y nueva interpretación estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(4): 331-343.
- Kostadinoff, J. y Albouy, R., 1988. Estudio de las anomalías gravimagnéticas en el área del intrusivo de López Lecube, Laguna Las Encadenadas y Sierra del Cortapié, provincia de Buenos Aires. Acta 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses: 481-488. Bahía Blanca.
- Leone, E.M., 1986. Geología de los Cerros Tornquist y Recreo, Sierra de la Ventana, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1/2): 117-123.
- López Gamundí, 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.
- Llambías, E.J. y Prozzi, C.E., 1975. Ventania. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*: 70-101. Bahía Blanca.
- Llambías, E.J., Palacios, M. y Danderfer, J.C., 1976. Petrología de la Cantera López Lecube, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 7(3/4): 83-87.
- Marshak, S., 1988. Kinematics of orocline and arc formation in thin-skinned orogens. *Tectonics*, 7(1): 73-86.
- Marshak, S., Wilkerson, M.S. y Hsui, A.T., 1992. Generation of curved fold-thrust belts: Insight of simple physical and analytical models. En: McClay, R.K. (Ed.): *Thrust Tectonics*, pp. 83-92. Chapman and Hall, London.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1985. Fallamiento de segundo orden en el Abra de la Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Acta 2º Reunión sobre Microtectónica: 23-26. Bahía Blanca.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1986. Significado de las fajas de microbrechas en el basamento eruptivo y los Grupos Curamalal y Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Acta 3º Reunión sobre Microtectónica: 91-93. La Plata.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 256 p. Berlin.

- Ramsay, J.G. y Huber, M.I., 1987. The Techniques of modern Structural Geology. Volumen 2: Folds and fractures. Academic Press, 700 p, Oxford.
- Ries, A.C. y Shackleton, R., 1976. Patterns of strain variation in arcuate fold belts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 283: 281-288.
- Rossello, E.A. y Massabie, A.C., 1981. Micro y mesoestructuras en las Formaciones Lolén y Sauce Grande y sus implicancias tectónicas. Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(3): 272-285. Buenos Aires.
- Rossello, E.A. y Massabie, A.C. 1993. Caracterización tectónica del kinking mesoscópico de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(2): 179-188.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G., 1980. Llanura Chaco-Pampeana. En: Turner, J.C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1, pp. 139-183. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Sanderson, D.J. y Marchini, W.R.D., 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6: 449-458.
- Sellés Martínez, J., 1986. Las Sierras Australes de Buenos Aires: Su vinculación a un cizallamiento regional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2): 187-190.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires-Argentina). An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences* 2(4): 317-329.
- Soula, J.-C., 1984. Genese de bassins sedimentaires en regime de cisaillement transcurrent: Modeles experimentaux et exemples geologiques. *Bulletin de la Société Belge de Géologie*, 93(1-2): 83-104.
- Suero, T. 1957. Geología de la Sierra de Pillahuincó (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires). LEMIT, serie 2(74): 5-31. La Plata.
- Tomezzoli, R.N., 1997. Geología y Paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 306 p. (inédito).
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F., 1996. Paleomagnetismo del Grupo Pillahuincó en Sierra de la Ventana (Estancias Las Julianas y San Carlos). *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2:485-488. Buenos Aires.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F., 1997. Estudios paleomagnéticos preliminares y de fábrica magnética en afloramientos de López Lecube (38º lat.S, 62º long.O) y González Chaves (38º lat. S, 60º long. O), en las cercanías de las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4): 419-432.
- Varela, R., 1973. Edad Rb-Sr de las rocas ígneas de La Mascota-La Hermita, Partido de Saavedra, provincia de Buenos Aires. *Anales Sociedad Científica Argentina*, 195(1-2): 71-80. Buenos Aires.
- Varela, R. y Cingolani, C.A., 1975. Nuevas edades radimétricas del basamento aflorante en el perfil del Cerro Pan de Azúcar-Cerro del Corral y consideraciones sobre la evolución geocronológica de las rocas ígneas de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires. *Actas 6º Congreso Geológico Argentino*, 1: 543-556. Bahía Blanca.
- 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.
- Varela, R., Leone, E.M. y Manceda, R., 1986. Estructura tectónica en la zona del Cerro del Corral, Sierras Australes de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(3-4): 256-261.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province/Argentina). *Geologisches Rundschau*, 79(3): 797-821.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Krumm, S., 1991. Metamorphism and deformation mechanisms in the Sierras Australes fold and thrust belt (Buenos Aires province, Argentina). *Tectonophysics*, 185: 335-356.
- Zambrano, J.J. 1953. Contribución al conocimiento petrográfico y geológico del extremo SE de la Sierra de las Tunas (provincia de Buenos Aires, República Argentina). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, (inédito).

Recibido: 17 de febrero, 1997

Aceptado: 30 de noviembre, 1998

Dinámica morfológica de las playas de Villa Gesell (1994-1996), Provincia de Buenos Aires

G.R. BÉRTOLA, M. FARENGA, L. CORTIZO y F.I. ISLA

Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata,
C.C. 722 - Correo Central, 7600 Mar del Plata

ABSTRACT. *Morphologic dynamic of the Villa Gesell beaches, Provincia de Buenos Aires.* The city of Villa Gesell was settled on a sand dune field oriented NE-SW, and transverse to the winds coming from the SSW. This caused serious runoff problems on interdune depressions, today obstructed by storm berms and progressively filled by washovers. Five beaches of the county: Mar Azul, Soleado, and the resorts of Villa Gesell: Caribe, Los Históricos and Bucaneros, were surveyed between March, 1994 and March, 1996. During this time seven series of beach surveys (3 profiles per beach) were performed from the backshore to the surf zone. The beaches of Villa Gesell are subject to episodic touristic pressure, whereas Mar Azul and Soleado (Mar de las Pampas) are considered pristine beaches, free of man-induced impact. Beach slopes are gentle (3-5 %) although steeper slope (9 %) may occur in foreshores. Steeper slopes are more common toward the north, with narrower berms. Medium sand dominates at the backshore, very coarse to medium sand at the foreshore, and very coarse to gritty (bioclastics) at the toe of the beach. Wave-refraction charts were constructed for waves approaching from different directions. The refraction patterns indicate the effects of a sand-ridge field. Higher and localized breakers, recognized on aerial photographs, are attributed to the convergence and divergence of wave rays. Beach balances indicate minor erosion budgets of 6,000 m³/year (12,800 m³ eroded in 2 years). Soleado beach had the greatest erosion (18,000 m³ in 2 years) mainly between July and November 1994 (13,900 m³). The Bucaneros beach had little erosion (1,100 m³). In Mar Azul and Los Históricos, more than 5,500 m³ of sand accumulated. Caribe beach had no net change, although affected by significant dynamics. In general, autumn-winter was erosive, while summer-autumn was accumulative.

Introducción

La ciudad de Villa Gesell (Fig. 1) se ha edificado sobre una barrera medanosa relativamente joven. Esta barrera se ha desarrollado con posterioridad a la fluctuación holocena del nivel del mar (Schnack *et al.* 1982; Violante y Parker 1993), y posee médanos que no tienen más de 540 años de antigüedad (Isla *et al.* 1996).

El crecimiento vertiginoso de esta ciudad se debe principalmente a la calidad estética de tres de sus recursos originales: el mar, la playa y los médanos. Como cuarto recurso, pero éste introducido, se cuenta con la forestación que ha sido muy intensa en ciertos sectores. Como norma general de esta costa, los procesos de erosión son más críticos en los sectores más urbanizados (Mar Chiquita, Pinamar, Santa Teresita). La disposición de médanos transversales a la línea de costa ha disimulado los procesos de erosión de formas medanosas y acumulación en las depresiones intermedanasas. Los fenómenos de colmatación de estas depresiones por fenómenos de sobrelavado han originado problemas de drenaje, más intensos en ocasión de tormentas torrenciales de verano.

El objetivo del presente estudio es analizar la dinámica morfosedimentaria del sector litoral de la playa, mediante la descripción y discusión de los resultados

obtenidos en los relevamientos de perfiles de playa realizados durante dos años (1994 - 1996) en cinco playas de ese municipio urbano (Fig. 1), representados por 105 perfiles.

Las playas con problemas de erosión como los balnearios Bucaneros y Soleado (Mar de las Pampas), fueron comparadas con las playas de carácter acumulativo, como Mar Azul y Los Históricos (en menor medida balneario Caribe). Los diferentes balances han sido relacionados a particularidades en la refracción de olas y a efectos antrópicos (instalación de carpas, extracción de arenas de médano).

Antecedentes

Teruggi (1959) y posteriormente Spalletti y Mazzoni (1979), caracterizaron granulométrica y mineralógicamente las playas del este de Buenos Aires, reconociendo variaciones texturales transversales (playa distal, frontal y médano) y a lo largo de la costa. Entre los cambios texturales, muy sutiles por cierto, se observaba mayor diámetro de arenas hacia los ambientes topográficamente inferiores. La selección aumentaba hacia la playa frontal. Regionalmente, los tres ambientes tenían valores semejantes, con una disminución del diá-

metro de las arenas de sur a norte, y hacia allí, mejores selecciones. En las arenas de la playa distal, se apreciaba una mayor granulometría en la zona al norte de la boca de Mar Chiquita, disminuyendo hacia el norte y sur. En cuanto a la mineralogía, los cambios re-

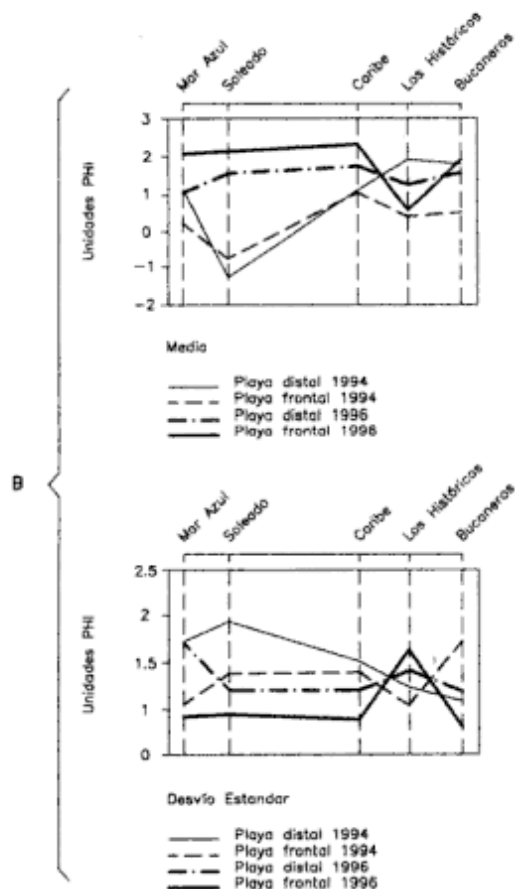
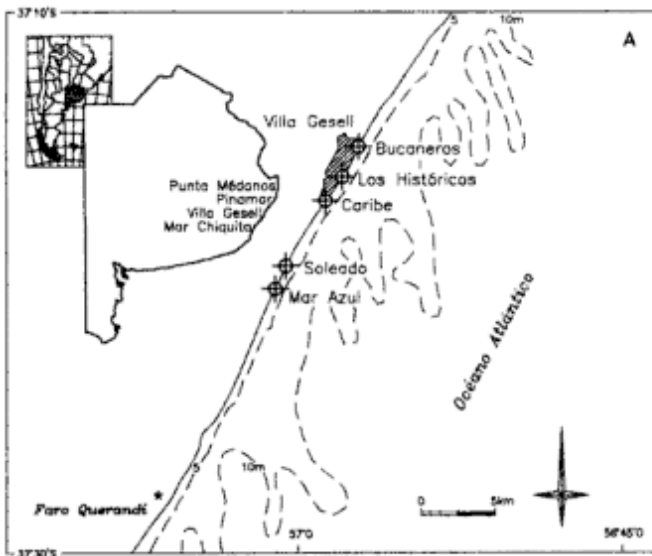


Figura 1: A, Mapa de ubicación de las playas relevadas. B, Variabilidad de algunos parámetros estadísticos a lo largo de las diferentes playas.

gionales eran más importantes, sobre todo en lo referente a minerales pesados (Spalletti y Mazzoni 1979).

Schnack *et al.* (1982) y Fasano *et al.* (1982) realizaron un análisis evolutivo y estratigráfico (respectivamente) de la región al norte de Mar Chiquita, encontrando una sucesión de espigas que hacia el sur cerraron una gran bahía, y la colmataron hasta dejar actualmente una laguna costera. Violante y Parker (1993) describieron detalladamente la estratigrafía de la zona entre Villa Gesell y el Faro Querandí. Su análisis evolutivo idealiza un paleocabo en Villa Gesell causante de una antigua divergencia de las corrientes litorales hacia el sur y hacia el norte, actualmente desaparecidas.

En relación al transporte de arenas por acción del oleaje, estudios recientes arrojan que durante los últimos 6.000 años ha existido (en relación con una estabilidad hidrodinámica y climática) una componente neta de ola desde el sur y sudeste, lo que representaría movimientos hacia el norte y noreste a lo largo de la playa (Kokot 1997). Por otro lado, y empleando perfiles de playa y muestreos en áreas próximas al presente estudio, Marcomini y Lopez (1997) perciben una notable dinámica de la berma, y en las características texturales de las arenas; finalmente realizan recomendaciones de manejo costero.

Metodología

Las tareas de campo consistieron en la ejecución cuatrimestral de relevamientos topográficos en cinco playas. Los perfiles de playa fueron, de sur a norte (Ver Fig. 1A):

1. Mar Azul (Mar Azul).
2. Balneario Soleado (Mar de las Pampas).
3. Balneario Caribe (Villa Gesell).
4. Balneario Los Históricos (Villa Gesell).
5. Balneario Bucaneros (Villa Gesell).

Cada relevamiento consistió en la realización de tres perfiles transversales a la playa desde un punto fijo (Punto Estación) hasta unos 0,5 m de profundidad, con un espaciado de 100 m entre perfiles.

El Punto Estación está ubicado en todos los relevamientos de una misma playa, exactamente en el mismo lugar geográfico, generalmente en el espaldón. En la playa de Mar Azul, el espaldón natural fue eliminado por el hombre, en este caso el Punto Estación está arbitrariamente ubicado en lo que normalmente es la mitad de la playa distal. Estos Puntos Estación, están referidos, según ángulos y distancias, a Puntos de Referencia inalterables ubicados sobre las construcciones balnearias, con cotas arbitrarias de 10 m, para evitar hacer cálculos con números negativos. Entre el Punto Estación y el Punto de Referencia no se observaron variaciones morfológicas salvo las producidas por el hom-

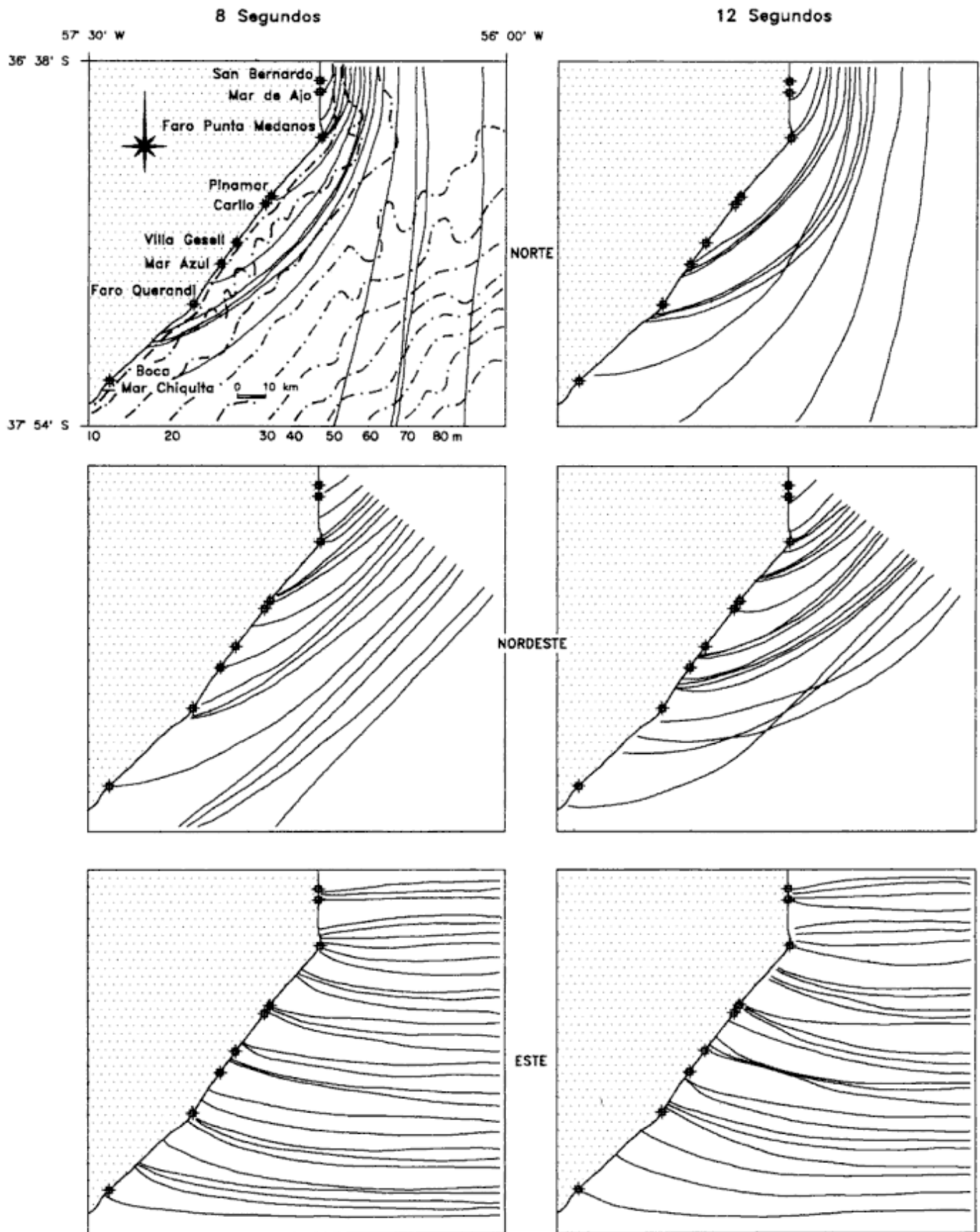


Figura 2: Gráficos de la refracción de olas en el área de estudio. La distorsión obedece al simularse una grilla uniforme de 3 por 3 kilómetros.

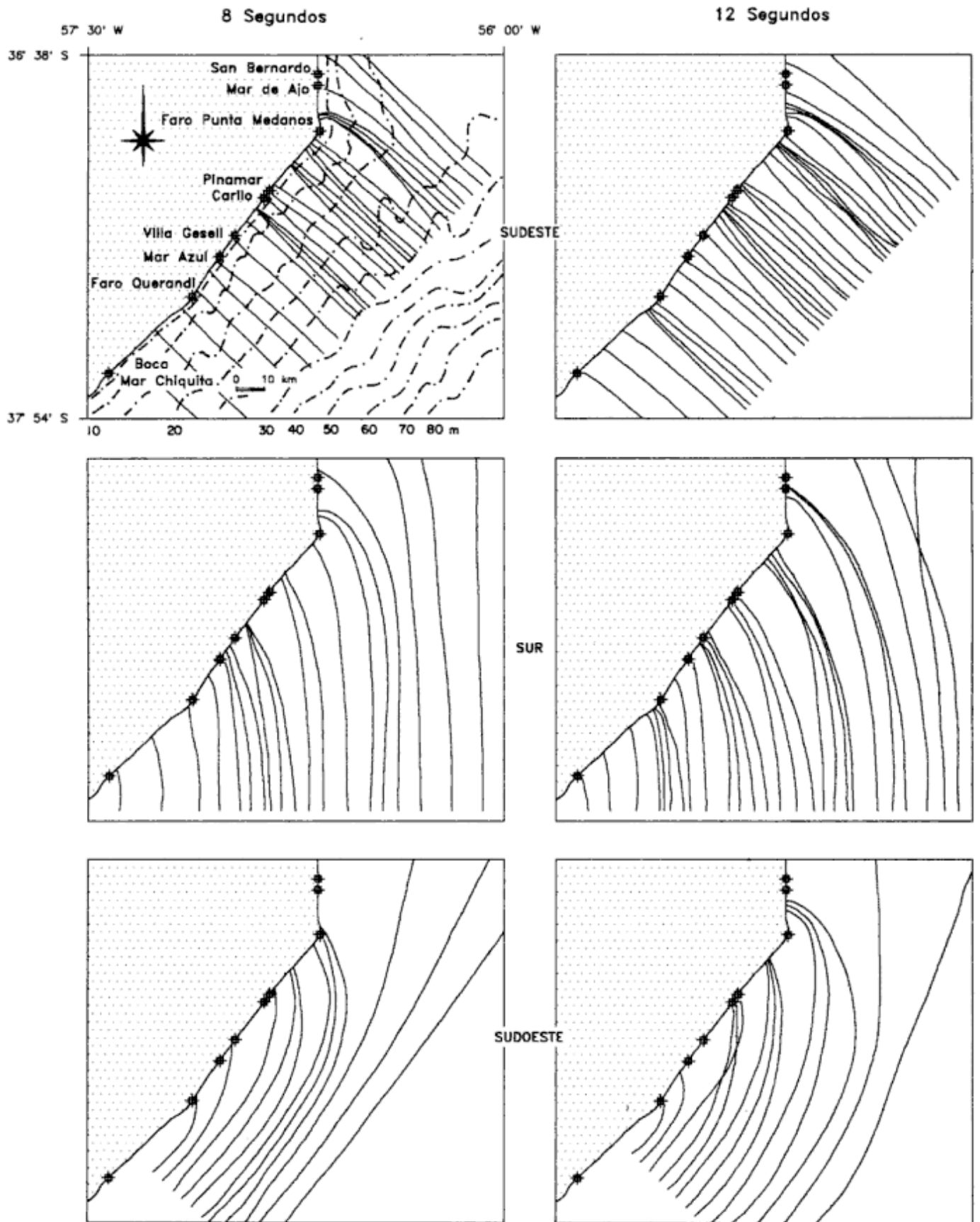


Figura 3: Gráficos de la refracción de olas en el área de estudio. La distorsión obedece al simularse una grilla uniforme de 3 por 3 kilómetros.

bre o por la acumulación eólica. Las variaciones de cota que se observan en los puntos Estación se deben a idénticas causas, cuyo efecto es puramente local, y no a erosión o acumulación marina.

Se tomaron cotas equidistantemente (5 m), que fueron referidos a un mismo nivel de referencia (10 m). Los balances sedimentarios son exclusivamente para los límites en que se tomaron los desniveles. Se calcularon las diferencias volumétricas entre perfiles de diferentes relevamientos, considerando la longitud del perfil menor, según métodos convencionales (Fox y Davis 1978, en Isla 1991 y Birkemeier 1986). Las mediciones se realizaron en bajamares, intentando que sean durante las sicigias.

De cada perfil central, se obtuvieron muestras superficiales (no más de 3 cm de profundidad) de sedimento (marzo de 1994 y julio de 1996), de la playa distal, ber-

ma de mareas y playa frontal. Posteriormente en laboratorio, los sedimentos fueron tamizados cada 0,5 unidades phi y comparados sus parámetros estadísticos (según Folk y Ward 1957).

De la superposición de los perfiles relevados, se obtuvieron mapas de erosión-depositación, y de la comparación entre el último y el primero, se determinaron los desplazamientos netos del material (sentido y volumen de transporte).

Con relación a los estudios de la refracción de olas y su acción sobre las playas, se recurrió a un programa desarrollado por investigadores de la Universidad de Gales del Sur (Elliott 1990). El mismo requiere la confección de un grillado (con un máximo de 10.000 nodos) según X, Y, Z (longitud, latitud y profundidad), realizado entre los 37°38' y 37°54' sur y 56° y 57°30' oeste y con la batimetría trazada sobre la base de la carta náu-

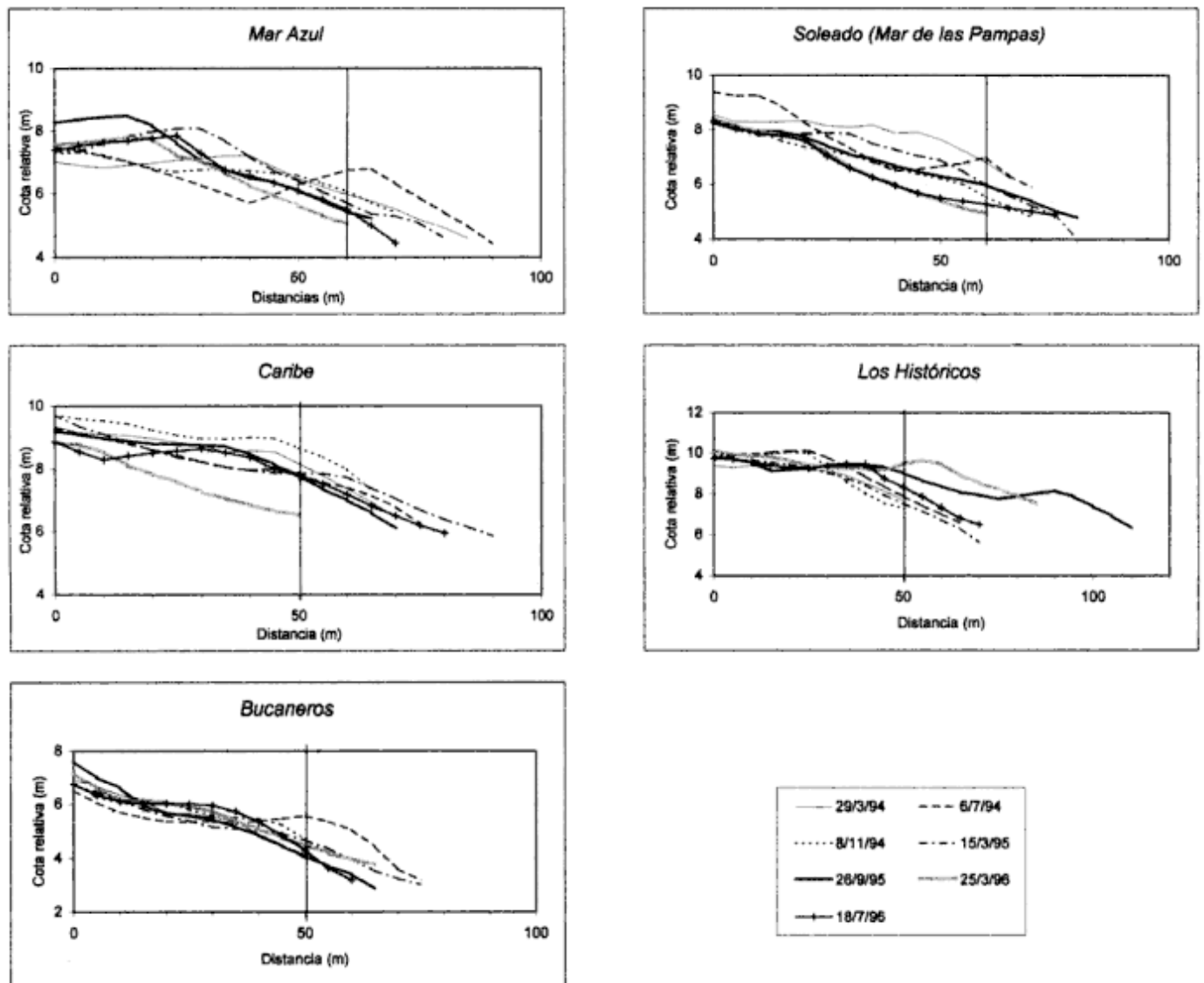


Figura 4: Variaciones del perfil central de las playas relevadas. La línea vertical representa el punto común de cierre de todos los perfiles centrales medidos. Las variaciones en la cota del último punto de cierre hacia tierra se deben a efectos locales (acumulación eólica o antrópica).

tica del Servicio de Hidrografía Naval H-114 (1964, actualizada a 1992). Las grillas son rectangulares y poseen 44 por 39 nodos, con celdas de 2.500 por 3.750 metros. El programa no considera efectos de Coriolis.

Los gráficos fueron analizados a los efectos de establecer las condiciones dinámicas de la costa sobre la base de la distribución de energía de las olas, reflejada en la concentración y dispersión de ortogonales, encontrándose zonas de concentración (y consecuentemente mayor movimiento de sedimentos en suspensión, con la eventual pérdida de sedimentos), y zonas de dispersión (conducentes a disminución de energía y depositación). Se consideraron olas de 8 y 12 s de período, provenientes del norte, nordeste, este, sudeste, sur y sudoeste (Figs. 2 y 3).

Características generales de la región

En esta zona de la Provincia de Buenos Aires el régimen de mareas es de desigualdades diurnas, registrando en Pinamar (37°07' sur - 56°51' oeste), una amplitud media de sicigias de 0,74 m. La onda de marea se propaga desde el sur a una velocidad de 0,13 m/s dependiendo en gran medida de los vientos. Estas playas poseen un continuo aporte de arenas por deriva litoral desde el sur del orden de 700.000 m³/año (Framiñan 1990). Cálculos más recientes del transporte litoral indican un valor promedio de 400.000 m³/año hacia el norte (Caviglia *et al.* 1992). Estos valores aumentarían significativamente durante los meses de invierno cuando las episódicas Sudestadas causan importantes daños a los balnearios (Isla 1995).

De acuerdo con observaciones visuales realizadas en Pinamar y mediciones con sensores de presión de Mar del Plata, las alturas de ola promedio son de 0,89 y 0,91 m, respectivamente; la altura máxima también difiere poco, entre 1,90 y 2,30 m. En Pinamar el período es de 8,7 s y en Mar del Plata de 9,5 s (Lanfredi *et al.* 1992). Debido a la pendiente de la playa, las olas son del tipo de volteo (*plunging*).

En las costas del Municipio de Villa Gesell, los vientos más frecuentes son los del norte, en tanto que los más intensos son los del sudeste, sur y sudoeste. De acuerdo con cálculos realizados según el método JONSWAP para generación en ambiente profundo (CERC 1977), vientos de 16 km/h generarían olas de 0,7-0,8 m de altura si actuaran durante 24 horas sobre una distancia (*fetch*) de 1000 km. Los períodos serían de 7 seg., aunque pueden llegar a 14 s en ocasión de grandes tormentas.

Entre Mar Chiquita y Punta Médanos, se extiende un campo de bancos submareales alineados conformados por arenas no consolidadas finas, con una orientación entre 20° y 45° con respecto a la costa y conectados a ella en su sección norte (Parker *et al.* 1978). La pendiente de sus flancos es de aproximadamente 0,0034°,

con sedimentos más finos en su flanco oriental, y a su vez más gruesos en los canales que en las crestas. Poseen longitudes de 9 a 30 km, los surcos son de 2 a 2,5 km de ancho. Las longitudes de onda son de 4 km con alturas de 5 a 7 m. Su dinámica registra en la zona de Punta Médanos niveles de sedimentación del orden de 22 cm/km², con características erosivas en los valles y depositacionales en las crestas. Hay más erosión al sur que al norte, y hacia ese lado los sedimentos son más finos, por lo que se considera que el movimiento es hacia el norte y este. En cuanto a la génesis de los bancos se considera que se forman por flujos helicoidales independientes; la arena provendría del excedente del transporte por deriva litoral, así como por aporte eólico (Parker *et al.* 1978).

Resultados

En la Tabla 1, se indican los volúmenes cuantificados en cada período, así como los balances generales y las pendientes de la playa (pendiente general y de la cara de playa). Los perfiles de cada playa (Fig. 4) se han integrado en balances volumétricos por playa (Fig. 5).

1. Análisis de las playas

1. Balneario Mar Azul

Entre el otoño de 1995 y verano de 1996 se perdieron los máximos volúmenes de arena (9.855 m³), en tanto que el período de máxima acumulación fue en primavera/verano de 1994/95 (8.715 m³). Los balances indicaron una acumulación neta de 3.341 m³ en los dos años (Fig. 5).

El análisis de los perfiles arroja que la ubicación de la berma ha ido retrocediendo desde julio de 1994, así como la zona de máxima erosión. Las mayores variaciones se dan entre los 20 y los 40 m del punto estación. Estudiando cada perfil individualmente se desprende que los mayores cambios ocurrieron en el perfil sur (8.650 m³).

2. Balneario Soleado (Mar de las Pampas)

Aquí el balance fue el más negativo de las cinco playas, con una erosión neta de 18.058 m³ entre ambos años (Fig. 5). La pendiente general es mayor que en el perfil anterior (5,17 %). La mayor erosión se dio en invierno/primavera de 1994, y la mayor depositación, en primavera/verano de ese mismo año.

Se observa un continuo retroceso de la berma desde julio de 1994, en tanto que el área de máxima erosión sufrió un notable retroceso en la primavera de 1994, y

en los subsiguientes se aleja del punto estación. Las mayores variaciones se dieron entre los 25 y los 50 metros del mismo. Los mayores cambios ocurrieron en el perfil Central (8.823 m³); predomina aquí también la erosión sobre la depositación.

3. Balneario Caribe

Aquí el balance fue levemente positivo, con 525 m³ de arena depositada en los dos años, pero en los sucesivos relevamientos se han observado notables variaciones de más de 17.000 m³ (Fig. 5). Se observaron leves va-

riaciones en la posición de la berma hasta marzo de 1995, en las posteriores retrocedió abruptamente. En 1996 empezó a recuperarse pero no llegó a las condiciones que antes ocupaba.

La zona de máxima erosión fue acercándose al mar durante las primeras campañas y en las últimas se mantuvo constante. Las mayores variaciones se dieron entre los 15 y los 50 m del punto estación. Los mayores cambios ocurrieron en el perfil norte, con el mayor rango de los perfiles relevados (13.310 m³); predomina aquí la depositación por sobre la erosión.

4. Balneario Los Históricos

En este perfil hubo un balance acumulativo de 2.520 m³. Se han observado notables volúmenes acumulados durante otoño/invierno de 1995 y erosivo en otoño/invierno de 1996 (Fig. 5). La pendiente de la cara de playa es la mayor de los perfiles relevados (9,43 %).

La ubicación de la berma fue retrocediendo desde los primeros perfiles hasta el de marzo de 1995, cuando empezó a acercarse nuevamente hacia el mar. La zona de máxima erosión seguía este retroceso, y a partir de otoño/invierno de 1995 avanza notablemente hacia el mar, reflejando la variación más brusca en tan corto período para todos los perfiles observados. Las mayores variaciones se observaron entre los 15 y 60 m del punto estación. Los mayores cambios ocurrieron en el perfil Central, con un rango de 11.135 m³; predominó la erosión por sobre la depositación.

5. Balneario Bucaneros

Esta playa tuvo un balance negativo, con pérdida de sedimentos del orden de 1.184 m³ en ambos años (Fig. 5). En los perfiles se observó una berma estable, con su máxima aproximación al mar en julio de 1994, y con relación a la zona de máxima acumulación fue retrocediendo hasta el otoño/invierno de 1995, para avanzar hacia el mar en los perfiles subsiguientes. Las variaciones se observaron entre los 15 y los 40 m del punto fijo. Los mayores cambios ocurrieron en el perfil norte, con un rango de 6.533 m³; predomina la depositación por sobre la erosión.

2. Balance regional

En el Partido de Villa Gesell, se ha cuantificado una erosión neta (1994-1996) de 12.856 m³ de arena. Se observan ciclos de erosión y depositación a lo largo del año en correspondencia a variaciones estacionales.

Los mayores volúmenes transportados durante estos dos años se registraron en el perfil norte del balneario Caribe (13.310 m³) (Tabla 1). La máxima ero-

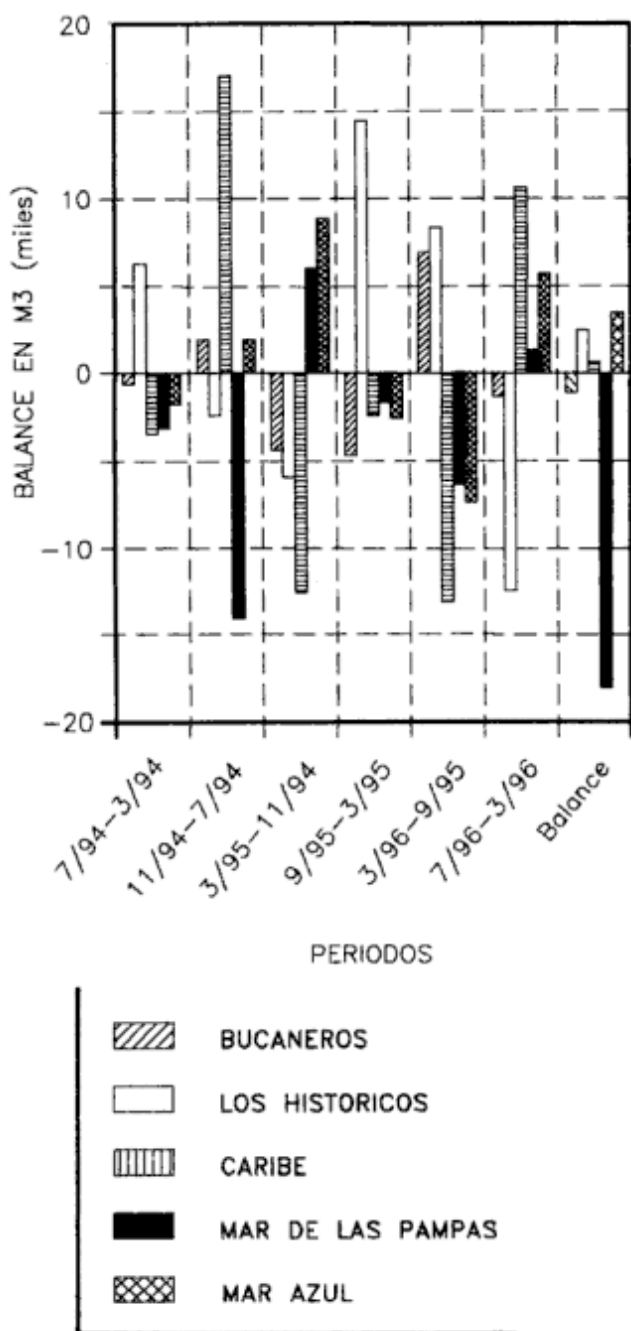


Figura 5: Balances sedimentarios de las playas estudiadas.

sión (5.770 m³) y depositación (7.825 m³) también se dieron en el balneario Caribe, en los perfiles Central y Norte, respectivamente.

Mar Azul perdió arena en los primeros relevamientos, luego acumuló desde el invierno al verano de 1994-95, para luego perder arena durante el otoño/verano de 1995-96 (Tabla 1). Finalmente comenzó una recuperación entre otoño e invierno de 1996. Soleado (Mar de las Pampas) perdió grandes volúmenes, con pequeñas recuperaciones en primavera/verano de 1994-95 y otoño/invierno de 1996. Caribe también perdió grandes volúmenes de arena, con recuperaciones esporádicas durante invierno/primavera de 1995 y otoño/invierno de 1996, pero es una playa con una notable dinámica. Esto se vio demostrado en los elevados volúmenes que se movieron (más de 13.000 m³). El balneario Los Históricos se ha mantenido relativamente estable con relación al volumen sedimentario, con pérdidas entre invierno y verano de 1994-95 y otoño/invierno de 1996. Bucaneros en general perdió arena salvo en invierno/primavera de 1994-95 y primavera/verano de 1995-96, que tuvo saldos depositacionales (Tabla 1).

Regionalmente se aprecia un aumento de las pendientes generales de las playas hacia el norte, con excepción en Soleado (Mar de las Pampas). Con relación a la pendiente de la cara de playa, también aumenta hacia el norte, con menor pendiente en el Balneario Caribe. Temporalmente, las pendientes generales aumentan su gradiente a lo largo del tiempo (Soleado disminuye y Los Históricos permanece constante). En cambio, las pendientes de la cara de playa disminuyen en el tiempo (excepto en Los Históricos, que permanece constante). Entre fines de 1995 y principios de 1996 hay abruptos cambios en las pendientes de casi todas las playas, en los demás períodos los cambios son graduales.

3. Características texturales

1. Balneario Mar Azul

El análisis de los parámetros estadísticos arrojó, para marzo de 1994, que la granulometría de este balneario era de arena gruesa, selección moderada, distribuciones simétricas y percentil 1 de tamaño sábulo (Fig. 1B). La playa distal poseía media en arena mediana, selección pobre y asimetría muy negativa; el percentil 1 era sabulítico. La playa frontal poseía media en arena gruesa, selección moderada y distribuciones positivas; el percentil 1 era de arena muy gruesa.

Para julio de 1996, las medias de las muestras variaron de arena fina a gruesa, el desvío estándar arrojó valores de pobre a bien seleccionadas y la asimetría fue simétrica a negativa. En general, se apreció un tamaño de arenas mayor en la zona de berma, disminuyendo hacia una arena mediana en la playa distal, y una

fina en la frontal. El desvío estándar pasaba hacia el mar, de pobremente seleccionado a bien seleccionado y la asimetría era simétrica en la berma, pasando a negativa hacia los lados (distal y frontal).

2. Balneario Soleado (Mar de las Pampas)

El análisis de los parámetros estadísticos arrojó, para marzo de 1994, que las arenas de este balneario poseían una granulometría media de tamaño sábulo, selección pobre (Fig. 1B), distribuciones simétricas y percentil 1 de tamaño guija. La playa distal poseía media en sábulo, selección pobre y asimetría negativa; el percentil 1 fue de tamaño guija. La playa frontal poseía media en arena muy gruesa, selección moderada y distribuciones simétricas, el percentil 1 era guija.

Para julio de 1996, la media se comportó igual que la anterior playa. El desvío estándar varió de pobremente seleccionado a bien seleccionado y de distribución simétrica. En cuanto a las variaciones locales, las arenas de la berma eran gruesas pasando a medias en la playa distal y finas en la frontal. El desvío estándar indicó que las arenas eran de medianamente seleccionadas en la playa distal a pobremente seleccionadas en la berma y bien seleccionadas en la playa frontal.

3. Balneario Caribe

El análisis de los parámetros estadísticos arrojó, para marzo de 1994, que las arenas de este balneario eran de arena mediana (Fig. 1B), selección moderada, distribuciones negativas y percentil 1 de tamaño arena muy gruesa. La playa distal poseía arenas medianas, con selección pobre y asimetría negativa; el percentil 1 era de arena muy gruesa. La playa frontal era de arena mediana, selección moderada y distribuciones negativas; el percentil 1 era de arena muy gruesa.

Para julio de 1996, la media varió entre arena fina y mediana; el desvío estándar arrojó valores de arena con moderada a buena selección y la asimetría de simétrica a negativa. Con relación a sus variaciones locales, se observó que la arena en general era mediana, pasando a fina en la playa frontal, y su desvío estándar era moderado, pasando hacia la playa frontal a bien seleccionado, y la asimetría pasaba de negativa a simétrica hacia el mar.

4. Balneario Los Históricos

El análisis de los parámetros estadísticos arrojó, para marzo de 1994, que las arenas de este balneario eran de arena mediana (Fig. 1B), selección moderada, distribuciones simétricas y percentil 1 de tamaño arena muy gruesa. La playa distal era de arena mediana,

Tabla 1: Datos morfológicos y volumétricos de las playas relevadas. Referencias: Gral.: Pendiente general en porcentaje; Cara: Pendiente de la cara de playa en porcentaje. Valores estacionales en m³; Rango: Diferencia entre la máxima erosión y la máxima depositación; I, II y III: Perfiles Centro, Sur y Norte, respectivamente.

PLAYA	Pendiente		Balance Total (m ³)	Otoño Invierno 1994	Invierno Primavera 1994	Primavera Verano 1994/95	Otoño Invierno 1995	Primavera Verano 95/96	Otoño Invierno 1996	Perfiles	Balance (m ³)	Rango (m ³)
	GRAL-	CARA										
BUCANEROS	5.51	8.62	-1184	644	1876	4438	-4635	6847	-1329	II	2190-	4515
										I	894-	2747
										III	2480"	6533"
LOS HISTORICOS	4.32	9.43	2520	6215	-2415	-5892	14457	8143	-12493	II	2840	8045
										I	-305	11135
										III	-15"	8659
CARIBE	4.12	6.40	525	-3455	17005	-12630	-2446	-13064	10500	II	990	9579
										I	-870	10500
										III	405	13310
SOLEADO (MAR DE LAS PAMPAS)	5.17	7.29	-18058	-3165	-13967	5902	-1683	-6324	1139	II	-5520	8671
										I	-7622	8823
										III	-4916	3253
MAR AZUL	3.70	7.11	3341	-1727	1805	8715	-2545	-7310	5571	II	1025	8650
										I	296	5570
										III	2020	4975
NETO			-12856	-2776	4304	-8343	3148	-11708	3388			

selección moderada y distribuciones simétricas; el percentil 1 era de arena muy gruesa. La playa frontal era de arena gruesa, selección moderada y distribuciones simétricas; el percentil 1 es de arena muy gruesa.

En julio de 1996, la media era de arena mediana a gruesa, con un desvío estándar que indicaban selecciones pobres y la asimetría de negativa a positiva. La playa distal y la berma poseían arena mediana, en tanto que era gruesa la playa frontal. El desvío estándar pasó de moderada a pobremente seleccionado hacia el mar, en tanto que la asimetría indicó que hay valores negativos en la playa distal y berma, pasando a positivos en la frontal.

5. Balneario Bucaneros

En marzo de 1994, las arenas de este balneario eran de arena mediana (Fig. 1B), selección moderada, distribuciones simétricas y percentil 1 de tamaño arena muy gruesa. La playa distal era de arena mediana, selección moderada y asimetría simétrica; el percentil 1 era de arena gruesa. La playa frontal era de arena gruesa, selección pobre y distribuciones simétricas; el percentil 1 era de tamaño sábulo.

En julio de 1996, la arena era mediana, el desvío estándar variaba entre moderadamente seleccionado a muy bien seleccionado, y la asimetría de negativa a muy negativa. En la berma la arena era levemente más gruesa que en el resto de los sitios muestreados. El desvío estándar arrojó valores que corresponden a

moderada selección hacia el continente pasando a muy buena selección hacia la playa frontal. La asimetría arrojó valores negativos hacia los extremos, en tanto que fue muy negativo en la berma.

Comparación regional de parámetros texturales

a) Marzo de 1994

Los datos de las muestras de arena obtenidas, arrojan distribuciones unimodales en la mayor parte de las mismas, excepto en la playa distal de Mar Azul y la frontal de Soleado (Mar de las Pampas), donde los histogramas son bimodales (arena muy gruesa y fina). En algunas muestras existen granulometrías psefiticas que son exclusivamente biogénicas (conchillas de bivalvos). Esto indicaría fuente de aporte de bioclastos en el sur, que coincide con los sitios preferidos para la extracción de áridos (Arenera Galati). Los promedios generales de los parámetros estadísticos de los perfiles, fueron de arena gruesa (0,61 *phi*), las selecciones moderadas y las distribuciones simétricas.

Los sedimentos más gruesos dominan hacia el sur, con arenas muy gruesas e incluso sabulíticas, en tanto que hacia el norte pasan a arenas medianas. La selección prácticamente no tiene variaciones, comportándose como moderada en todos los perfiles excepto en Soleado (Mar de las Pampas) que se comporta como pobre.

b) Julio de 1996

En julio de 1996, casi todas las muestras se comportaron como unimodales. Sobre la base de los promedios generales de los parámetros estadísticos de los perfiles, se observa que las medias cayeron en arena mediana, los desvíos estándar presentaron una distribución moderadamente seleccionadas, y las asimetrías fueron muy negativas. Del mismo modo, se aprecia una mayor variación en el tamaño del grano hacia las playas del sur.

Comparando los parámetros estadísticos de las muestras de las arenas relevadas, predominan las granulometrías más finas y mejor seleccionadas en las playas frontales, mientras los sectores supramareales (cresta de berma y playa distal) son más gruesos y menos seleccionados. El percentil 1 se encuentra ampliamente influido por el contenido ocasional de bioclastos, más importante en las playas del sur (Mar de las Pampas y Mar Azul).

Refracción de olas

Dirección Norte: Con 8 segundos de período, se observan variaciones en el recorrido de las ortogonales que se inflexionan hacia el oeste. El diseño de las isobatas al sur de Punta Médanos hace que las líneas se curven hacia la costa, concentrándose hacia el Faro Punta Médanos y sur del Faro Querandí. Con 12 segundos, se observa una marcada inflexión hacia el oeste, con concentraciones de ortogonales hacia el Faro Punta Médanos, Mar Azul, Mar de las Pampas y sur de Faro Querandí. Con esta dirección, el ángulo de incidencia varía entre 20° y 45°, produciendo una deriva litoral hacia el sur (Fig. 2).

Dirección Nordeste: Con 8 segundos no hay alteraciones en el recorrido de las ortogonales, hasta la isobata de 10 metros que se inflexionan hacia la costa. Hay pequeñas concentraciones de curvas hacia Faro Punta Médanos, Pinamar y Faro Querandí. Con 12 segundos, hay concentraciones de ortogonales hacia el Faro Punta Médanos, norte de Pinamar, Mar de las Pampas y norte de Faro Querandí. Los ángulos de incidencia, que varían entre 45° y 60°, generan una deriva litoral hacia el sur (Fig. 2).

Dirección Este: Con 8 segundos de período, las ortogonales llegan formando el mismo ángulo con respecto a la costa y se inflexionan a profundidades del orden de los 40 m, concentrándose hacia San Bernardo/Mar de Ajó, Faro Punta Médanos, Pinamar y Cariló, Villa Gesell y Faro Querandí. Con 12 segundos, se aprecian concentraciones hacia San Bernardo, Mar de Ajó, norte del Faro Punta Médanos, norte de Pinamar, Cariló, Villa Gesell y Faro Querandí. Dados los ángulos de incidencia de 65° y 90°, la deriva litoral sigue siendo hacia el sur (Fig. 2).

Dirección Sudeste: Con 8 segundos, las ortogonales llegan normales a la costa, prácticamente sin variaciones, con pequeñas concentraciones hacia el norte del Faro Punta Médanos, Villa Gesell, Cariló y norte de Pinamar. Con 12 segundos, las ortogonales se concentran hacia el norte y sur del Faro Punta Médanos, Pinamar, norte de Villa Gesell y Faro Querandí. Con un ángulo de incidencia de 75° a 90°, la deriva litoral sería hacia el norte (Fig. 3).

Dirección Sur: Con 8 segundos, las ortogonales se desplazan paralelamente y tienen pequeñas inflexiones hacia tierra en profundidades someras (10 a 15 metros). Las concentraciones de ortogonales son hacia el norte de Pinamar, Mar Azul, Mar de las Pampas y norte de Villa Gesell. Con 12 segundos de período, las ortogonales se inflexionan hacia el continente concentrándose hacia el sur de San Bernardo y Mar de Ajó, Pinamar, Mar Azul y sur de Faro Querandí. El ángulo de incidencia de 65° a 80°, induce que la deriva litoral se produzca hacia el norte (Fig. 3).

Dirección Sudoeste: Con 8 segundos, las olas se modifican a partir de los 10 metros de profundidad y se inflexionan levemente hacia tierra, concentrándose hacia el Faro Punta Médanos y norte de Pinamar. Con 12 segundos, las ortogonales se inflexionan hacia el continente, concentrándose al sur de San Bernardo y Mar de Ajó, norte de Pinamar y norte de Villa Gesell. Con esta dirección de oleaje, se forma un ángulo de incidencia de 20° a 70°, que provoca una deriva litoral con dirección norte (Fig. 3).

Discusión

Para el período considerado (otoño de 1994 a invierno de 1996) el balance en general fue erosivo, perdiéndose grandes volúmenes sedimentarios en el Balneario Bucaneros y Soleado y con leves acumulaciones en los restantes (la relación de tres volúmenes erosionados por uno depositado).

En general, se aprecian similitudes en el comportamiento dinámico de los balnearios del sur (Caribe, Soleado y Mar Azul), con acumulaciones durante fines de 1994 y 1996 y erosión durante 1995, así como entre los balnearios del norte (Bucaneros y Los Históricos). Analizando la Tabla 1, se aprecia una migración de los sectores erosivos desde el sur hacia el norte desde mediados de 1994 a principios de 1995. Desde mediados de 1995 a mediados de 1996, se reconoce otra migración hacia el norte (coincidente con el sentido de migración de los bancos submareales), de las zonas con balance erosivo.

Los períodos Otoño/Invierno, son mayormente erosivos, mientras que Verano/Otoño es época de recuperación de las playas. En los períodos Invierno/Primavera y Primavera/Otoño, los balances no indicaron tendencias netas dominantes (erosión o acumulación).

Durante los dos años de mediciones, se registraron varias tormentas sudestadas, pero sólo dos de importancia, una a principios de 1995 y otra en otoño de 1996. Estas tormentas modificaron, en un corto lapso, la ubicación de las bermas de tormenta así como las de mareas, cambiando en pocas horas el perfil de la playa.

En algunas playas existen diferencias de hasta 1

metro en la cota del Punto Estación, variaciones cuyos orígenes hay que atribuirlos a efectos eólicos, washovers y alteraciones antrópicas. En algunos casos, como la playa de Mar Azul, fue difícil establecer las condiciones de borde de los perfiles, ya que el espaldón natural es sistemáticamente eliminado, por lo que debemos aclarar que si bien no fue el objetivo del trabajo el analizar los cambios inducidos por el Hombre, su zona

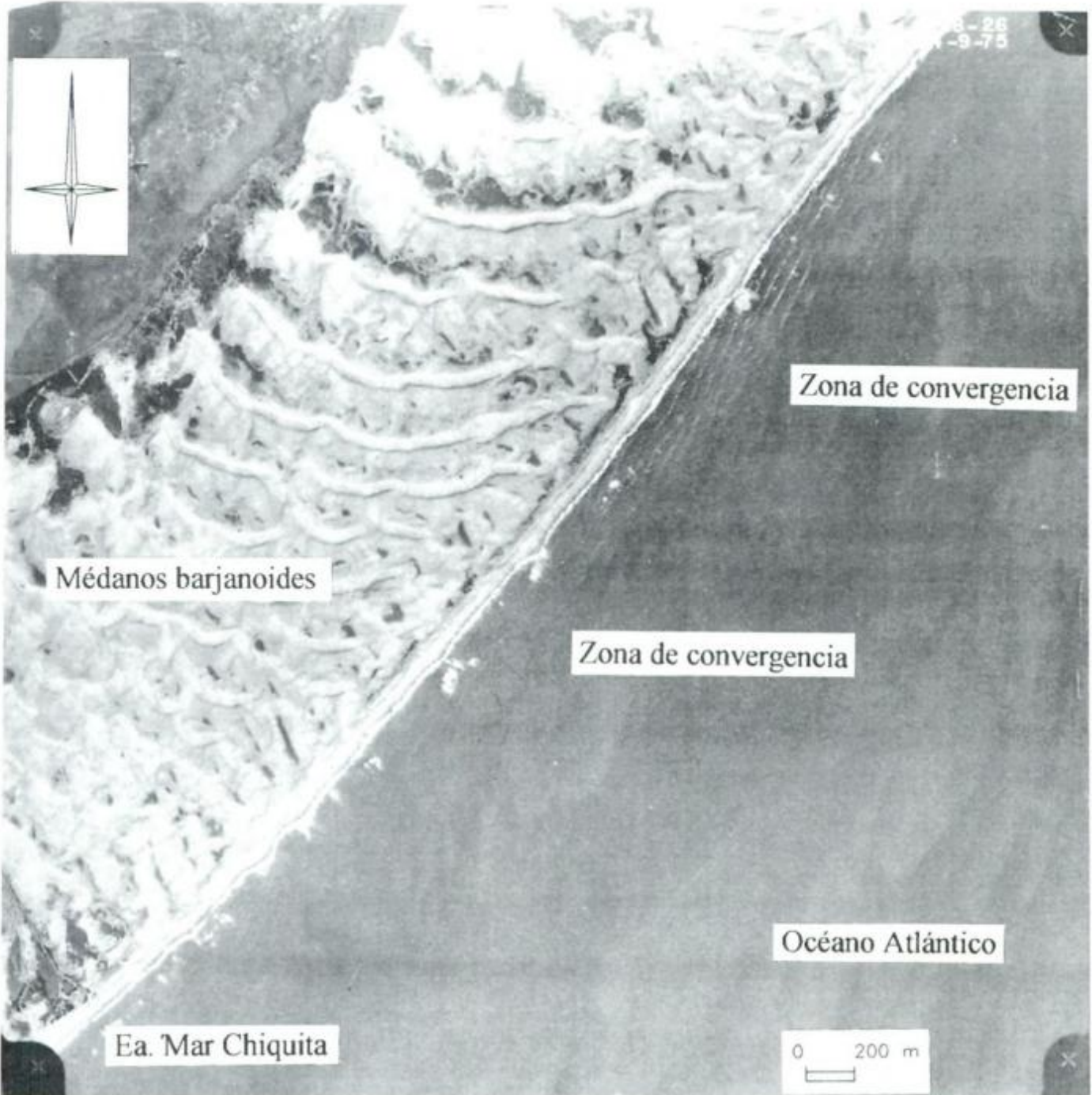


Figura 6: Fotografía aérea vertical de las costas al sur de la zona de trabajo. Observar el ángulo de ataque de las olas del Nordeste con un periodo de 6 segundos y una longitud de onda de 50 metros, provocando una deriva de norte a sur según Fig. 2.

distal ha sufrido alteraciones de morfología provocadas por las concesiones balnearias.

En cuanto a los efectos antrópicos, debemos distinguir entre los efectos episódicos causados por tormentas canalizadas hacia la playa, y los movimientos de arena que realizan la Municipalidad y los concesionarios de balnearios. El primer efecto es bien conocido en el Municipio de la Costa, donde los desagües pluviales son la mayor causa de erosión. En Villa Gesell, las calles transversales a la playa recorren viejas lagunas intermedanas asfaltadas o consolidadas. Las lluvias de verano se encauzan por estas calles provocando canales y escarpas en la playa. Recientemente, la Municipalidad construyó disipadores de la escorrentía para minimizar estos efectos erosivos causados por lluvias. En cuanto al movimiento de arenas, es común que los concesionarios alisen la topografía de las bermas y nivelen las playas, para iniciar la temporada veraniega para ubicar las diferentes atracciones sobre una playa lo más llana posible. A veces se explotan médanos cercanos para compensar la falta de arena; las zonas de préstamo pueden sufrir entonces erosión por causas no naturales.

Por lo observado en los gráficos de refracción, la batimetría es aproximadamente regular y oblicua a la línea de costa, e induce a notables cambios en la dirección de las crestas de ola. Estas modificaciones se deben a la presencia de los bancos arenosos, que actúan sustancialmente sobre las olas de largo período, modificando su ángulo de incidencia sobre las playas. Estos efectos de la batimetría en las olas puede reconocerse en ciertas fotografías aéreas verticales con convergencia de olas distinguibles en la zona de rompiente (Fig. 6). Estos efectos de refracción explican variaciones en la dinámica de las playas a lo largo de la costa y su variación temporal de sur a norte. Esta migración litoral en el sentido de su ángulo agudo respecto a la costa (hacia el norte), es similar a lo propuesto para los bancos alineados de la costa este de los Estados Unidos (Duane *et al.* 1972).

En relación con la deriva litoral de arenas, con vientos de incidencia norte, nordeste y este, la dirección es hacia el sur, en tanto que vientos del cuadrante sudeste, sur y sudoeste, generan deriva con dirección norte. Según los datos meteorológicos, en la zona los vientos más frecuentes son los del norte, en tanto que los más intensos son los del sudeste, sur y sudoeste, por lo que si bien el caudal neto de arena es en dirección norte, normalmente la deriva es hacia el sur.

Conclusiones

Durante los dos años relevados, se constató un saldo erosivo generalizado, aunque sesgado por una muy importante erosión en Soleado (Mar de las Pampas). En Mar Azul y Los Históricos hubo acumulación, y en el

balneario Caribe prácticamente los volúmenes permanecieron constantes.

Las playas de mayor pendiente (promedio) como Soleado (Mar de las Pampas) y Bucaneros, son las que en general muestran grandes volúmenes de sedimentos erosionados, en tanto que las de menor gradiente topográfico responden con acumulación.

Se pueden considerar cuatro procesos que interactúan en la modificación de las características de estas playas: ciclos estacionales invierno/verano (durante el verano se recupera la arena perdida en el invierno), ciclos episódicos ligados a tormentas, efectos antrópicos (urbanización, canalizaciones y/o cambios inducidos en el perfil de la playa). La presencia de bancos arenosos submareales modifican el ángulo de incidencia de las olas produciendo efectos locales.

El aumento de la pendiente regional hacia el norte indica playas más angostas y una menor disponibilidad de arena. Esto origina una mayor vulnerabilidad a las tormentas del sur.

Agradecimientos

Los autores agradecen a las alumnas de la Universidad de Köln (Alemania) C. Raedeker y M. Reed y a M.C. Sánchez (Universidad de Salta) por la colaboración prestada durante las campañas, a la Técnica de Laboratorio Susana Serra por los análisis granulométricos y a G. Perillo y R. Violante por las importantes sugerencias y comentarios aportados.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Birkemeier, W., 1986. The interactive survey reduction program: User's manual. Coastal Engineering Research Center. 38 pp. Washington DC, USA.
- Caviglia, F., Pousa, J. y Lanfredi, N., 1992. Transporte de sedimentos: una alternativa de cálculo. Memorias 2º Congreso de Ciencias de la Tierra: 413-422. Santiago, Chile.
- CERC (U.S. Army Coastal Engineering Research Center), 1977. Shore Protection Manual (Third ed.). U.S. Government Printing Office, Vol. 1 a 4. 2000 p. Washington DC, USA.
- Duane, D., Field, M., Meisburger, E., Swift, D. and Williams, S., 1972. Linear shoals on the Atlantic Inner Continental Shelf, Florida to Long Island. En: Swift D., Duane, D. y Pilkey, O. (Eds.). Shelf Sediment Transport: Process and Pattern, pp. 447-499. Stroudsburg.
- Elliott, A., 1990. Wave refraction in shallow water. Coastal and Estuarine Studies. UCES Report U90/7. 40 p. University College of North Wales, Marine Science Laboratories, U.K.
- Fasano, J., Hernández, M., Isla, F. y Schnack, E., 1982. Aspectos evolutivos y ambientales de la laguna Mar Chiquita (Provincia de Buenos Aires). Oceanológica Acta Número Especial: 285-292.
- Folk, R. y Ward, W., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology, 27(1): 3-26.
- Fox, W. y Davis, R., 1978. Seasonal variation in beach erosion

- and sedimentation on the Oregon coast. *Geological Society of American Bulletin*, 89: 1541-1549.
- Framiñan, M., 1990. Transporte de sedimentos en Pinamar - Provincia de Buenos Aires. *Actas de las 2º Jornadas de Oceanografía Física y 16º Reunión Científica de Geofísica y Geodesia de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*, 15 p., Bahía Blanca.
- Isla, F., 1991. Balance sedimentario y estacionalidad en 8 playas de Mar del Plata, Argentina. *Revista Thalassas* 9: 11-21. Universidad de Santiago de Compostela y Universidad de Vigo, España.
- Isla, F., 1995. Efectos de tormentas sudestadas en el litoral bonaerense durante 1993, Argentina. *Cuarto COLACMAR*: 111. Mar del Plata.
- Isla, F., Cortizo, L. y Schnack, E., 1996. Pleistocene and Holocene beaches and estuaries along the South Barrier of Buenos Aires, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 15: 833-841.
- Kokot, R., 1997. Littoral drift, evolution and management in Punta Medanos, Argentina. *Journal of Coastal Research*, 13(1): 192-197.
- Lanfredi, N., Pousa, J., Mazio, C. y Dragani, W., 1992. Wave-power potential along the coast of the Province of Buenos Aires, Argentina. *Energy*, 17 (11): 997-1006.
- Marcomini, S. y Lopez, R., 1997. Influencia de la urbanización en la dinámica costera, Villa Gesell, Provincia de Buenos Aires, República Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 4(2): 9-96.
- Parker, G., Perillo, G. y Violante, R., 1978. Características geológicas de los bancos alineados (Linear Shoals), frente a Punta Médanos, Provincia de Buenos Aires. *Acta Oceanográfica Argentina*, 2 (1): 11-50.
- Spalletti, L. y Mazzoni, M., 1979. Caracteres granulométricos de arenas de playa frontal, playa distal y médano del litoral bonaerense. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (1): 12-30.
- Schnack, E., Fasano, J. e Isla, F., 1982. The evolution of Mar Chiquita Lagoon coast, Buenos Aires Province, Argentina. Holocene sea level fluctuations: magnitude and causes. *Colquhoun (Ed.): pp. 143-155. University of South Carolina, Columbia, USA.*
- Teruggi, M., 1959. Las arenas de la costa de la Provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca. *LEMIT*, 2(77): 1-37.
- Violante, R. y Parker, G., 1993. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior - Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47(2): 215-228.

Recibido: 24 de abril, 1997

Aceptado: 7 de mayo, 1999

Los mármoles de alto grado del macizo San Carlos (Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia), Sierras de Córdoba

Alina GUERESCHI^{1,2} y Roberto MARTINO^{2,3}

¹Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba.

²Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales,
Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, 5000-Córdoba.

³CONICET.

ABSTRACT. High-grade marbles from the San Carlos Massif (Río Hondo, Cuchi Yaco and Sagrada Familia), Sierras de Córdoba. The Sierras Pampeanas near Córdoba consist mainly of medium- to high-grade metamorphic rocks (tonalitic gneisses, amphibolites and marbles) in contact with NNW trending migmatitic belts represented by homogeneous and heterogeneous cordierite-bearing migmatites. The San Carlos Massif located in the northwestern part of the Sierras represents the largest of these belts. It is mainly formed by homogeneous migmatites (plagioclase - quartz - biotite - garnet - cordierite \pm K-feldspar) with septa of quartz-feldspathic gneisses, amphibolites, calc-silicate gneisses and marbles. In the southeastern part of the San Carlos Massif, at Río Hondo, Cuchi Yaco and Sagrada Familia, there are bodies of forsterite- and clinohumite-bearing calcodolomitic and serpentized calcitic marbles, all with spinel and phlogopite as accessory mineral phases. Estimated metamorphic peak P-T conditions give around 700°C and 5 Kb, with variable X_{CO_2} (< 0.45). These conditions are consistent with those previously determined in migmatites at San Carlos Massif (5.6 Kb and 700-750°C). Clinohumite occurring as corona around forsterite would have been produced during later decompression, and by rehydration with HF-rich fluids which were presumably present in the original sedimentary protolith. Pressure lowering was related to a regional tectonic extension and exhumation recorded in the migmatites and mirrored in the marbles at the same scale. After that, a progressive hydration affected the prograde mineralogy during a static cooling event that preserved delicate corona textures. The metamorphic reactions and evolution observed in the marbles are correlated with those of the associated migmatites in which they are hosted. Summarizing, a sedimentary sequence composed of carbonates and pelites underwent high-grade metamorphism which produced partial melting in pelites and solid-solid reactions in the carbonates. This latter lithology would have behaved like resisters and became like rafts in the partially melted environment.

Introducción

El Macizo Migmatítico de San Carlos (Gordillo 1979), de edad Precámbrica a Paleozoica inferior, ocupa un área superior a 1.000 km² en el sector centro-occidental de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Fig. 1). Está constituido predominantemente por migmatitas homogéneas (diatexitas) y heterogéneas (metatexitas) compuestas por cuarzo, plagioclasa, biotita, granate, cordierita y escaso feldespato potásico. En menor proporción se encuentran mármoles forsteríticos y clinohumíticos, anfibolitas diopsídicas, gneises biotíticos granatíferos y gneises calcosilicatados bandeados. Además, se reconocen numerosos filones ácidos con textura pegmatoide, intercalados con los mármoles, y un pequeño afloramiento de rocas ultramáficas serpentizadas.

El área estudiada (Fig. 2) se ubica en la pedanía Tala Cañada del departamento Pocho de la provincia de Córdoba, 120 kilómetros al oeste de la ciudad de Córdoba y se accede por medio de la ex-ruta nacional N° 20. Se corresponde con el bloque bajo de la falla regional denominada Sierra Grande, que levanta la Sierra Grande y la Cumbre de Gaspar, poniendo en contacto esas serranías con el extremo sudoriental del

Macizo de San Carlos. El relieve general es chato, con alturas entre 1100 y 1200 metros sobre el nivel del mar, con descenso del mismo hacia el oeste.

Dentro de las migmatitas del área se encuentran numerosos cuerpos, de escala decimétrica a kilométrica, de gneises biotíticos granatíferos, mármoles, anfibolitas y gneises calcosilicatados. El aspecto general de estas rocas es análogo al que presentan los enclaves metamórficos en las rocas ígneas y, en primera instancia, el conjunto podría interpretarse como un granitoide que ha sido intruido en secuencias metamórficas corticales superiores de menor grado. Sin embargo, esas rocas granitoides/migmatitas tienen minerales aluminosos en paragénesis de alto grado, evidencias de reacciones sólido-sólido y de fusión parcial, y son interpretadas como anatexitas (Martino *et al.* 1997), de lo que podría deducirse que los supuestos enclaves metamórficos podrían ser restos paleosomáticos no fundidos (*resisters*). Aún así, es posible que en la movilización, los granitoides/fundidos anatéticos hayan incorporado materiales de niveles corticales más altos como xenolitos. Para decidir entre ambas hipótesis es necesario estudiar los propios enclaves metamórficos. Para ello se eligieron los afloramientos de mayor tamaño, con texturas y paragénesis indicadoras de una

evolución comparable con la de las anatexitas en las cuales están inmersos. Los mármoles son los que mejor cumplen esas condiciones, si bien también se han reconocido paragénesis de alto grado en gneises calcosilicatados y anfibolitas (actualmente en estudio).

Los mármoles del área han sido estudiados en sus aspectos geológicos generales por Buitrago (1949), Vullo (1950), Carafí (1951, 1952) y Andrade (1973). Hasta el presente no se han realizado estudios petrológicos detallados de los mismos, siendo este trabajo el primero en ese sentido.

Los objetivos de este trabajo, de acuerdo con lo expresado, son: (1) describir la yacencia general y petrografía de los mármoles de Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia, dentro del Macizo Migmático de San Carlos; (2) establecer, mediante el análisis textural y mineralógico, las paragénesis y la secuencia de reacciones metamórficas en metacarbonatos incluidos en áreas migmáticas; (3) comparar la secuencia de reacciones y su interpretación con la evolución de las migmatitas derivadas de fusión parcial de pelitas de la región de Río Hondo, establecida en un trabajo previo por Martino *et al.* (1997); (4) realizar una breve discusión sobre el carácter de xenolitos o *resisters* de los cuerpos de mármoles incluidos en las anatexitas del área. Los aspectos estructurales de los mármoles son tratados en un trabajo complementario (Martino *et al.* en prensa).

Geología de los mármoles

Los mármoles de la región se disponen paralelos a la foliación metamórfica regional S_2 (cf. Martino *et al.* 1997), en dos fajas con rumbo este-oeste y con buzamientos tanto al norte como al sur (Fig. 2). La Faja Sur está formada por el distrito Sagrada Familia, mientras que la Faja Norte está compuesta por los distritos de Cuchi Yaco y Río Hondo, junto con los afloramientos de anfibolitas y mármoles del Mogote El Cabildo. En la Faja Norte los mármoles constituyen afloramientos anulares que pueden confundirse con una estructura en domo y cuenca; sin embargo, la comprobación de campo demuestra que ese es un efecto topográfico debido al bajo buzamiento hacia el sur que presentan los cuerpos en ese sector. En cambio, en la Faja Sur, los afloramientos adoptan una forma más lineal, en sentido este-oeste, buzando hacia el norte con alto ángulo.

Generalmente los mármoles tienen relaciones de concordancia con las rocas asociadas, las que pueden observarse claramente en el Mogote El Cabildo entre anatexitas, gneises, anfibolitas y mármoles, y en Cuchi Yaco, entre mármoles y diatexitas. En este último lugar, Andrade (1973) menciona que en las perforaciones se observa una relación de transición entre mármoles y "gneises", donde estos últimos se vuelven progresivamente más ricos en carbonatos hasta transformarse en mármoles. El único lugar donde se observan claras



Figura 1: Ubicación geográfica (en recuadro Fig. 2)

relaciones de discordancia entre la foliación interna del mármol y la de las anatexitas es en Sagrada Familia, sobre el río Jaime, donde se forma una zona de contacto centimétrica compuesta por clinzoisita, epidoto, cuarzo, clorita y anfíbol verde.

En general, los cuerpos de mármoles de menor tamaño (centímetros a metros) están fuertemente desorientados con respecto a la foliación S_2 de las anatexitas, mientras que los de mayor tamaño (decamétricos a hectométricos), sobre todo los de geometría tabular, tienden a quedar más o menos concordantes con la foliación regional.

A escala del afloramiento, la foliación S_2 de los mármoles se hace evidente por un bandeo composicional y por la orientación de los minerales accesorios calcosilicatados, sobre los que la erosión actúa diferencialmente.

Asociados a los mármoles se reconocen intrusiones capa a capa de rocas ígneas tabulares paralelas a los bancos de mármol y con un borde de reacción en el contacto. En la región de Cuchi Yaco, ese borde se reconoce por un cambio de coloración en los mármoles, de blanco a verde y rosado, pasando a un pegmatóide completamente friable, en el que se encuentran nódulos de sericita de hasta 30 centímetros de diámetro. Los filones pegmatóides están compuestos por cuarzo rosado, feldespatos grises, grandes cristales tabulares de mica verde y apatita.

Petrografía de los mármoles

Los mármoles son rocas de color blanco, gris pardusco o verde amarillento, dispuestos en bancos alternantes de escala métrica-hectométrica y paralelos a la

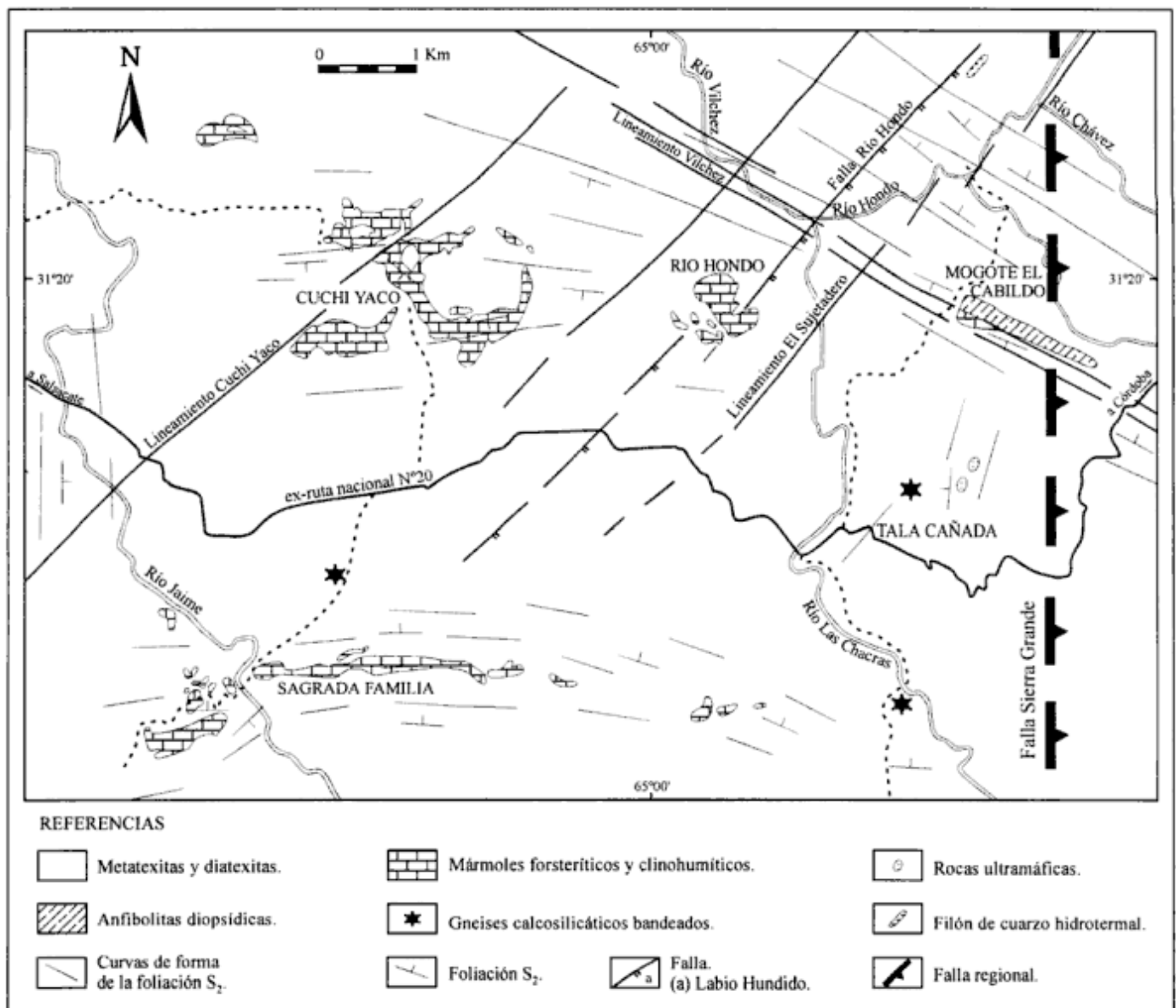


Figura 2: Mapa geológico del área estudiada.

foliación regional S_2 . Internamente en cada banco la foliación está dada por un bandeo, con bandas alternantes de distintos colores, según la variedad y cantidad de minerales accesorios calcosilicatados, de 2 a 3 centímetros de ancho. Dichos bancos, a su vez, están afectados por un clivaje de fractura más o menos penetrativo, con un espaciado medio de 10 centímetros, que corta subperpendicularmente a S_2 .

Generalmente los mármoles son calcodolomíticos, de grano medio a grueso, compuestos por cantidades similares de calcita y dolomita, aunque localmente son calcíticos y de grano más fino, con predominio de calcita sobre dolomita (distinción entre ambos minerales me-

dante teñido selectivo). Dentro de los mármoles calcodolomíticos se reconocen esencialmente dos variedades: los mármoles forsteríticos, más abundantes, y los mármoles clinohumíticos, en los que se destacan cristales anaranjados de clinohumita de hasta 6 milímetros de largo. En todos los casos contienen espinelo azul a gris y flogopita parda. En menor proporción pueden contener escaso diópsido verde, tremolita blanca, clinocloro, apatita, minerales opacos, escasa titanita y serpentina.

En el distrito Cuchi Yaco se ha observado que en la parte baja de los afloramientos los mármoles son de color verde y ricos en forsterita, mientras que en la

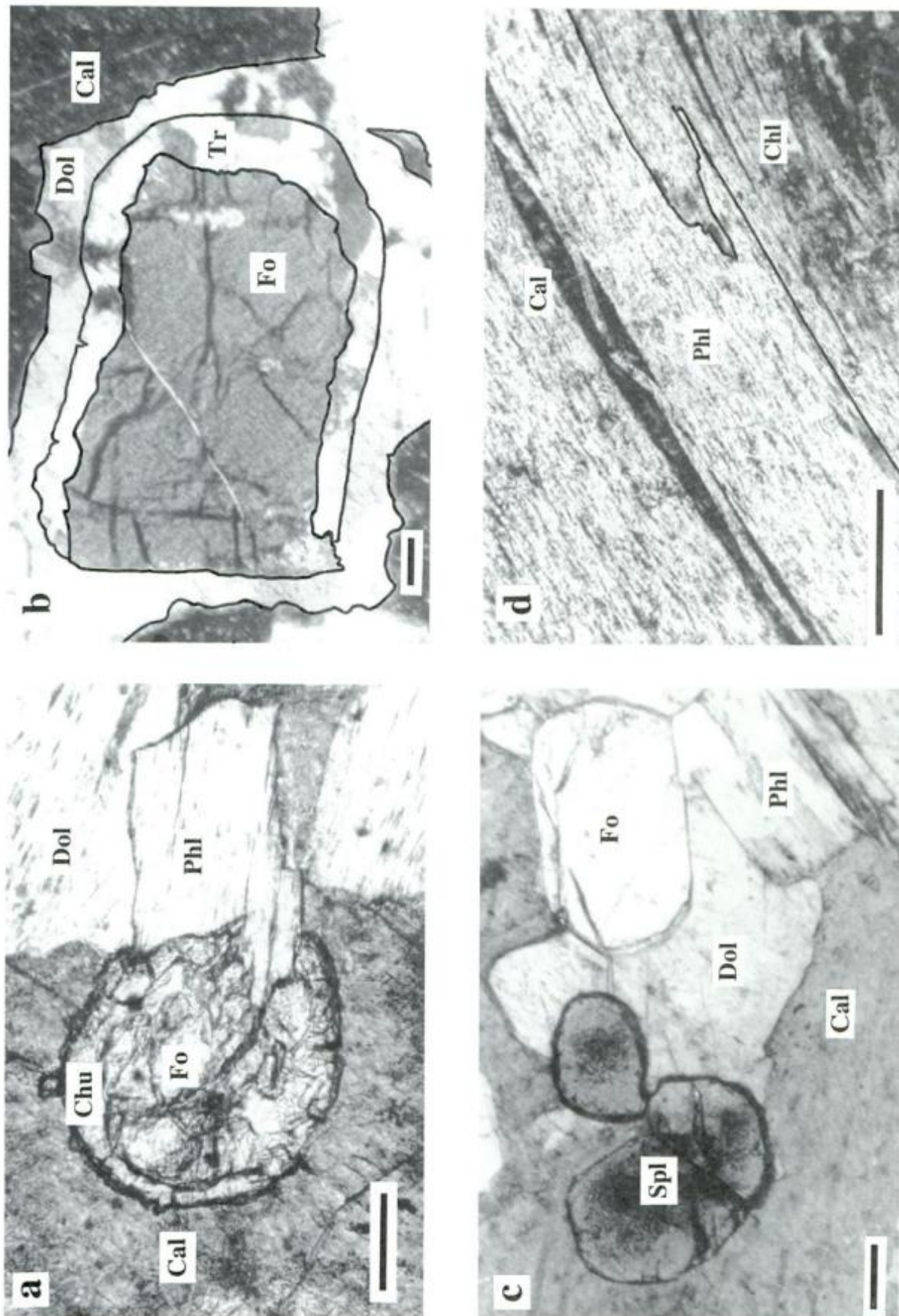


Figura 3: Fotomicrografías: **a**, Corona de clinohumita alrededor de forsterita, representativa de la reacción (4), con flogopita asociada (muestra TC-28, nicoles paralelos). **b**, Corona de tremolita alrededor de forsterita, rodeada a su vez por una corona de dolomita (Dol_2), representativas de la reacción retrógrada (6). Se han remarcado las coronas (muestras TC-11, nicoles cruzados). **c**, Paragénesis (1) $Cal + Fo + Spl + Dol + Phl$, predominante en el área (muestra TC-13, nicoles paralelos). **d**, Lámina de flogopita parcialmente remplazada por clinocloro (Chl_2). Notar la separación de clivajes con relleno cuneiforme de calcita (muestra TC-30a, nicoles cruzados). Barra negra = 0,1 mm para todas las fotomicrografías.

parte alta predominan variedades de mármoles blancos ricos en clinohumita. En los otros distritos se alteran las variedades descritas sin un orden aparente.

La textura general es granoblástica en las variedades más calcíticas y porfiroblástica en las calcodolomíticas, con porfiroblastos de dolomita, forsterita o clinohumita. Los mármoles calcodolomíticos pueden tener textura porfiroclástica, en manto y núcleo, con porfiroclastos de dolomita de hasta 10 milímetros en una matriz de grano muy fino de la misma mineralogía. A escala microscópica, la foliación S_2 está dada por la orientación preferente de algunos blastos elongados de dolomita, calcita y/o forsterita, y de láminas aisladas de flogopita. Los símbolos minerales utilizados en la descripción corresponden a Kretz (1983).

La dolomita forma desde xenoblastos de 2 milímetros hasta porfiroblastos elongados que pueden alcanzar los 15 milímetros (Dol_1), con contornos suturados, clivaje romboédrico y maclado polisintético. Algunos individuos son poiquilíticos, con numerosas inclusiones de forsterita, flogopita, espinelo y calcita. Además, hay agregados de grano fino a muy fino (0,5-2 mm), con formas irregulares a poligonales, constituyendo la matriz entre los porfiroclastos de dolomita o formando coronas (Dol_2).

La calcita es xenoblástica, a veces elongada, con tamaño de grano de 1 a 5 milímetros, con clivaje romboédrico típico y maclas polisintéticas, generalmente acuñadas y flexuradas. Contiene escasas inclusiones de forsterita, espinelo o flogopita y exsoluciones de dolomita en forma de pequeñas gotas o listones paralelos.

La forsterita, generalmente abundante, es incolora, subidioblástica, y forma granos ovoidales o prismáticos (< 3 mm), muy fracturados (Fig. 3a, b y c). Menos frecuentemente se desarrollan porfiroblastos esqueléticos de hasta 10 milímetros de largo, con escasas inclusiones de calcita o espinelo. En los mármoles clinohumíticos se destaca el desarrollo de delgadas coronas de clinohumita alrededor de forsterita (Fig. 3a). En otros casos, se forman coronas de tremolita alrededor de forsterita, rodeadas a su vez por coronas de dolomita en el contacto hacia calcita (Fig. 3b). Los granos más pequeños de forsterita suelen estar remplazados pseudomórficamente por un agregado de pequeños granos de tremolita. En general, la forsterita se altera parcialmente a serpentina y clinocloro por bordes y fracturas.

La clinohumita, presente únicamente en las variedades clinohumíticas, es de color amarillo, pleocroica, subidioblástica a xenoblástica. Forma granos ovoidales o prismáticos (< 4 mm), muy fracturados, frecuentemente con maclas polisintéticas o de dos individuos, con escasas inclusiones de calcita, espinelo, flogopita o dolomita, y con minerales opacos en los bordes y fracturas. En contacto con forsterita, la clinohumita se de-

sarrolla en forma de corona (Fig. 3a). A su vez, algunos individuos de clinohumita están parcialmente remplazados por tremolita, la que forma coronas parciales. Ocasionalmente se observan coronas de dolomita y de flogopita. Los bordes de clinohumita pueden estar corroídos por clinocloro y con serpentización incipiente.

El espinelo aparece en cantidades variables, siendo más abundante en los mármoles calcodolomíticos. Comúnmente es incoloro, aunque en algunas muestras es verde, con núcleos oscurecidos por inclusiones aciculares de minerales opacos (Fig. 3c); raramente es de color pardo. Es subidioblástico y forma granos redondeados, octaédricos o irregulares (< 1 mm), muy fracturados. Ocasionalmente forma xenoblastos esqueléticos de hasta 2 milímetros de largo, con inclusiones de calcita y apatita. En algunos individuos se observan los bordes de espinelo corroídos y parcialmente remplazados por clinocloro o flogopita, y envueltos a su vez por coronas de dolomita que los aíslan de calcita.

La flogopita forma láminas subidioblásticas (< 1 mm) incoloras a pardo pálido (Fig. 3a y c), levemente pleocroicas, con bordes desfleados y a veces parcialmente remplazadas por clinocloro (Fig. 3d). Comúnmente se encuentra flexurada, formando *kink-bands* o con separación de clivaje (Kretz 1996), con relleno cuneiforme de calcita o minerales opacos.

El diópsido es escaso, incoloro, subidioblástico (< 1,5 mm) y se presenta en prismas (Fig. 3d) o secciones basales con clivaje típico, a veces con maclas polisintéticas secundarias. Muestra serpentización y cloritización incipiente en bordes, clivajes y fracturas.

La tremolita es incolora, subidioblástica (< 2 mm), formando prismas y secciones basales con clivaje típico o blastos esqueléticos aislados, levemente cloritizada o serpentizada. También se encuentra como agregados de grano muy fino (< 0,5 mm) formando coronas alrededor de forsterita (Fig. 3b) o de clinohumita.

El clinocloro es incoloro y se encuentra como láminas subidioblásticas delgadas (< 1 mm de largo), con bordes desfleados (Chl_1), que pueden remplazar parcialmente a la flogopita (Fig. 3d). Frecuentemente las láminas están flexuradas, formando *kink-bands* y con separación de clivaje. También forma haces fibrosos paralelos o radiales (Chl_2) que corroen los bordes de forsterita, clinohumita, espinelo y tremolita, o se asocian a serpentina.

La apatita es escasa y forma granos subhedros, redondeados o prismáticos (< 0,5 mm), a veces con minerales opacos en bordes y fracturas.

Los minerales opacos aparecen como pequeños granos redondeados o irregulares (< 0,5 mm), alojados en los bordes y fracturas de algunos minerales o asociados a minerales de alteración (serpentina y clinocloro).

La titanita es muy escasa. Es de color pardo y forma cristales subidioblásticos (< 1 mm), con formas rómbicas o irregulares.

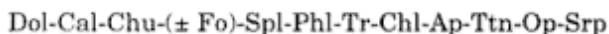
La serpentina es fibrosa, con estructura en malla típica, y reemplaza parcialmente a la forsterita por bordes y fracturas. También altera incipientemente a clinohumita, espinelo o tremolita. En los mármoles cálcicos es abundante y reemplaza casi totalmente a la forsterita, formando masas que interconectan los granos y dejan pequeños relictos de forsterita como "islas".

En síntesis, las asociaciones minerales reconocidas en los mármoles son las siguientes:

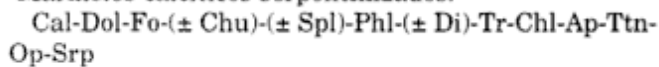
-Mármoles calcodolomíticos forsteríticos:



-Mármoles calcodolomíticos clinohumíticos:



-Mármoles calcíticos serpentinizados:



Discusión de las paragénesis y texturas de reacción

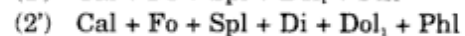
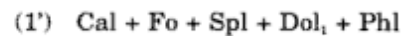
Con el objeto de determinar las condiciones metamórficas aproximadas de presión, temperatura y composición de fluidos, y el significado petrogenético de las distintas paragénesis y texturas de reacción reconocidas en los mármoles de San Carlos, se han comparado estas últimas con las halladas en mármoles con composiciones y grados metamórficos análogos. Al no disponerse de análisis químicos de minerales por microsonda, se han utilizado diagramas de equilibrio de fases minerales publicados para composiciones y reacciones similares (Winkler 1979, Kretz 1980, Rice 1980, Bucher-Nurminen 1982, Schenk 1984, Bucher y Frey 1994, Baker *et al.* 1994). Se ha asumido una presión de 5 Kb, de acuerdo con los valores calculados para las anatexitas regionales por Gordillo (1984).

Según su composición mineralógica, los mármoles estudiados provendrían de dolomías impuras subsaturadas en sílice, aluminosas, pobres en hierro y con algo de potasio, dada la ausencia de cuarzo libre y la abundancia de dolomita, además de calcita. La presencia de olivino o de minerales del grupo de la humita reafirmaría que se trata de rocas pobres en sílice. La presencia de espinelo y flogopita sugiere que los sedimentos originales contenían alúmina y potasio, probablemente en forma de pequeñas impurezas de clorita y feldespato potásico. La alternancia de términos ricos y pobres en minerales accesorios en los bancos de mármoles reflejarían variaciones en la composición original del sedimento.

Reacciones prógradas y condiciones del pico metamórfico

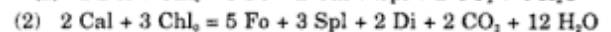
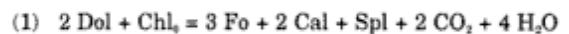
Las paragénesis correspondientes al pico metamórfico

(M2) reconocidas en los mármoles del área son las siguientes:



La paragénesis (1') es la predominante (Fig. 3c), mientras que la paragénesis (2') aparece sólo localmente, debido probablemente a variaciones composicionales.

Las paragénesis (1') y (2') pueden explicarse mediante las siguientes reacciones prógradas, en el sistema $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (Fig. 4):



Las condiciones de estas reacciones (Baker *et al.*, 1994), en una sección isobárica a 5 Kb, alcanzan una temperatura máxima de 695° C para la reacción (1) y de 710° C para la reacción (2), en un rango de composición de fluidos variable pero rico en H₂O ($X_{\text{CO}_2} < 0,45$). Se presume que toda la clorita primaria (Ch₀) fue consumida por esas reacciones, dado que la clorita magnesiana (clinocloro) reconocida es secundaria (Ch₁ y Ch₂). Además, la permanencia de dolomita indicaría que este último reactante estaba en exceso.

La asociación de alta temperatura Fo + Spl, reconocida petrográficamente, indicaría que se han superado las condiciones de la reacción (1), y localmente las de la reacción (2) dada por Fo + Spl + Di, mostradas en la Fig. 4 (áreas sombreada y rayada respectivamente). Los mármoles forsteríticos son diagnósticos de condiciones de facies de granulitas (T > 800° C a 8 Kb, T > 700° C a 5 Kb). Bajo condiciones inferiores a dicha facies, la forsterita sólo puede ser producida por la interacción del mármol con una fase fluida externa muy rica

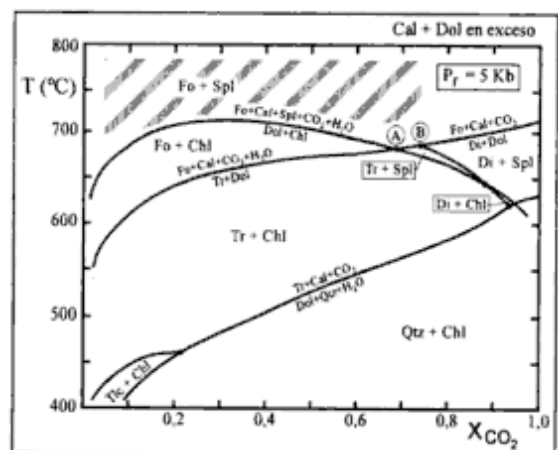
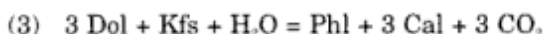


Figura 4: Diagrama isobárico de temperatura versus fracción molar de CO₂ mostrando las reacciones (1) y (2) en el sistema $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$, para mármoles conteniendo calcita y dolomita en exceso, a 5 Kb (Baker *et al.* 1994). La zona sombreada indica el campo de estabilidad de Fo + Spl (paragénesis 1') y la zona rayada el de Fo + Spl + Di (paragénesis 2'). Las paragénesis del punto invariante isobárico A = Cal + Fo + Spl + Di + Dol + Chl y de la reacción $\text{Fo} + \text{Spl} + \text{CO}_2 = \text{Dol} + \text{Di}$ no han sido reconocidas y sólo se indican a fin de completar la figura.

ca en agua, a lo largo de fracturas, zonas de cizalla o venas (Bucher y Frey 1994), lo que no puede aplicarse al caso de los mármoles planteados aquí ya que no se han encontrado evidencias de campo.

La presencia de flogopita en todas las paragénesis obedecería a la siguiente reacción:



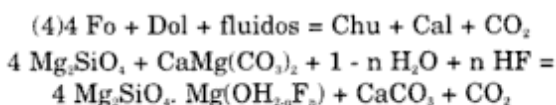
en la que todo el feldespato potásico habría sido consumido durante el metamorfismo prógrado. Esta fase habría fijado todo el potasio existente en el sedimento y probablemente el flúor. La flogopita, formada por la reacción (3) dentro del grado medio, puede permanecer estable hasta muy altos grados en rocas conteniendo calcita y dolomita en exceso, sin cuarzo, por lo que su presencia en los mármoles no permite restringir las condiciones del pico metamórfico (*cf.* Ross 1980). Sin embargo, las relaciones texturales indican que la flogopita participó en algunas de las reacciones retrógradas, particularmente en la formación de clinohumita y clinocloro (Chl) (Figs. 3a y d).

En síntesis, las condiciones estimadas del pico metamórfico M2 para los mármoles del área de San Carlos habrían superado los 700° C de temperatura, a una presión aproximada de 5 Kb, con X_{CO_2} variables, aunque predominando las composiciones del fluido más ricas en H_2O ($X_{\text{CO}_2} < 0,45$).

Reacciones retrógradas

La evolución retrógrada post-pico (y post-deformación principal) de las paragénesis se refleja texturalmente en el desarrollo de distintos tipos de coronas de variada complejidad, cuyas condiciones de formación serán tratadas a continuación.

Formación de clinohumita: Las coronas de clinohumita alrededor de forsterita (Fig. 3a) pueden explicarse mediante la reacción:



La presencia de clinohumita indica la existencia de bajas concentraciones de HF en la fase fluida (Bucher y Frey 1994). Es de hacer notar que el campo de estabilidad de clinohumita en un diagrama T- X_{CO_2} se superpone parcialmente con el de forsterita, estando su presencia restringida a composiciones de fluidos ricas en H_2O ; pero, con contenidos crecientes de flúor, dicho campo se expande hacia composiciones más ricas en CO_2 (*cf.* Fig. 5 en Rice 1980). Por otro lado, para un determinado contenido de flúor, el campo de estabilidad de clinohumita crece con la disminución de la presión total (*cf.* Fig. 7 en Rice 1980).

El flúor puede provenir de los propios sedimentos o ser incorporado desde fuentes externas, ya sea por em-

anaciones desde un cuerpo ígneo cercano o por infiltración a través de canales. En los mármoles de San Carlos, los filones pegmatoides intercalados presentan una zona centimétrica con efectos de contacto; sin embargo, las reacciones metasomáticas generaron Tr + Cal, sin clinohumita. Por otro lado, no se han detectado venas que atraviesen los mármoles. Estas evidencias de campo descartarían la posibilidad de que el flúor haya sido aportado por cuerpos ígneos o por infiltración. Reafirmando esta última idea, cabe agregar que en algunas aureolas metamórficas en el mundo se ha comprobado que la presencia de clinohumita no se debe a un aporte de flúor desde los cuerpos ígneos, sino a su presencia en el protolito sedimentario, habiéndose comprobado, además, que esos cuerpos ígneos aportaron solamente agua al contacto (Moore y Kerrick 1976, Rice 1977).

En este trabajo, de acuerdo con las evidencias presentadas, se postula que el flúor habría estado en el sedimento y que, a pesar del entorno anatético, los mármoles se habrían comportado esencialmente como un sistema cerrado durante el pico metamórfico M2. Si hubiera habido aporte de fluidos producto de la deshidratación de las metapelitas durante la anatexis, la clinohumita se habría desarrollado durante el pico metamórfico, al mismo tiempo que la forsterita, y se habrían generado texturas en mosaico de la clinohumita con respecto a la forsterita y al resto de los minerales paragenéticos. Sin embargo, las evidencias texturales indican que la clinohumita se habría formado después de la forsterita (Fig. 3a).

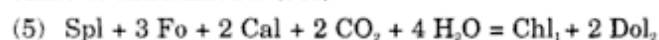
Dado que en las metapelitas del área, posteriormente al pico metamórfico, se han desarrollado una serie de reacciones producidas por una descompresión M3 (Martino *et al.* 1997), a lo que se suman evidencias estructurales, podría atribuirse al mismo fenómeno descompresivo la producción de coronas de clinohumita alrededor de forsterita en los mármoles clinohumíticos bajo estudio. Esto se vería apoyado por evidencias experimentales que indican que la forsterita se vuelve inestable ante la clinohumita durante una disminución de la presión total (Rice 1980).

Por lo tanto, durante el pico metamórfico M2 se habría generado la paragénesis general Cal + Fo + Spl + Dol, \pm Di + Phl (Fig. 3c). Posteriormente, por un efecto descompresivo regional (M3), se habría desestabilizado la forsterita, permitiendo la generación de clinohumita con los fluidos metamórficos con flúor presentes en la roca. El flúor posiblemente fue aportado por la flogopita (Fig. 3a).

El desarrollo profuso de clinohumita en la región, que puede extenderse hacia el sur y al noreste del área de la Fig. 2 (Martino y Gay 1992), apoya la idea de que al menos dos factores controlaron su presencia. Por un lado, el hecho de que la clinohumita se desarrolle en determinados niveles de mármoles implicaría un control composicional regional. Por el otro, la presencia de

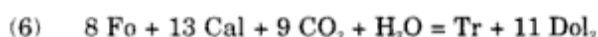
coronas de clinohumita alrededor de forsterita podría asimilarse a un efecto de descenso de la presión total (M3).

Formación de clinocloro: El remplazo parcial de espinelo y forsterita por clinocloro (Chl₁), y las coronas de dolomita que los aislan de calcita, pueden explicarse como resultado de la inversión de la reacción (1) durante el enfriamiento (M4):



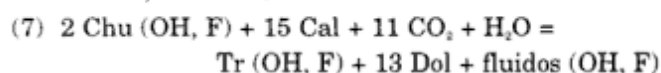
Las evidencias texturales indican que la flogopita también participaría en la reacción generadora de clinocloro, ya que se observa un remplazo parcial de las láminas de flogopita por Chl₁ (Fig. 3d).

Formación de tremolita: La formación de coronas de tremolita alrededor de forsterita, rodeadas a su vez por coronas de dolomita (Fig. 3b), puede interpretarse como resultado de la reacción:

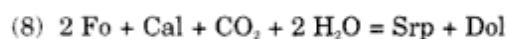


Esta reacción es coherente con un descenso de la temperatura (M4), acompañado por carbonatación e hidratación de las fases sólidas (Winkler 1979, Schenk 1984). En ciertos casos, esta reacción se habría completado y la forsterita habría sido consumida totalmente (especialmente los granos más pequeños), siendo remplazada por un agregado pseudomórfico de granos de tremolita, rodeado por coronas de dolomita. En otros casos, la dolomita secundaria producida por la reacción se habría dispersado en la matriz recristalizada.

Esas mismas coronas se desarrollan alrededor de clinohumita, mediante una reacción equivalente (*cf.* Kretz 1980, Tabla 14):



Formación de serpentina y clinocloro fibroso: La serpentización parcial a total de la forsterita durante una etapa póstuma de enfriamiento (M5) puede explicarse mediante la siguiente reacción, en presencia de fluidos binarios ricos en agua (Bucher-Nurminen 1981):



Cabe agregar que no se ha encontrado cuarzo libre ni venas que invadan a los mármoles que puedan justificar la formación de serpentina a partir de la introducción de soluciones silíceas.

El desarrollo de serpentina es acompañado también por una nueva generación de clinocloro (Chl₂), formando agregados fibrosos que alteran los bordes de varios minerales.

Otro rasgo común en estas rocas es el desarrollo de texturas de exsolución de dolomita en calcita, producto de una reacción retrógrada, en la que se exsuelve la dolomita que estaba en solución sólida en la calcita a las condiciones del pico metamórfico.

En síntesis, las coronas de clinohumita alrededor de

forsterita indicarían una descompresión inicial (M3), seguida por enfriamiento e hidratación progresivos (M4 y M5) reflejadas en la formación de Chl₁, Tr + Dol₂ y Srp + Chl₂. Debido a la falta de datos cuantitativos de las fases minerales no ha sido posible calcular la curva de equilibrio de la reacción (4), desconociéndose la magnitud de la descompresión, lo que condiciona, a su vez, la selección de las secciones isobáricas adecuadas para representar la trayectoria de los eventos retrógrados de enfriamiento e hidratación (M4 y M5). De todos modos, una descompresión produce un desplazamiento global en las curvas T-X_{CO₂} de equilibrio mineral hacia menores temperaturas, junto con un desplazamiento del punto invariante isobárico de las reacciones (5) y (6) hacia composiciones más ricas en CO₂ (*cf.* Winkler 1979). La presencia de la asociación Tr + Dol₂ + Cal indicaría que el evento de enfriamiento e hidratación M4 se produjo en condiciones de facies de anfibolitas, mientras que el evento M5, con la asociación Srp + Dol₂ + Chl₂, se habría producido dentro de la facies de anfibolitas inferiores a esquistos verdes.

Interpretación evolutiva y comparación con las anatexitas regionales

Las paragénesis y secuencias de reacción reconocidas e interpretadas en los mármoles serán referidas al esquema evolutivo petrológico-estructural previamente desarrollado para las anatexitas asociadas (Martino *et al.* 1997, Fig. 7), específicamente al Estadio 1, de edad Precámbrica a Paleozoica inferior, relacionado con metamorfismo y deformación dúctil. La evolución estructural específica para los mármoles se presenta en un trabajo complementario a éste (Martino *et al.* en prensa). Para mayor claridad, en la Tabla 1 se muestra sintéticamente la comparación entre las evoluciones petrológicas de ambas litologías.

Durante el pico metamórfico M2 se habría producido anatexis en las rocas de composición pelítica, mientras que al mismo tiempo en los mármoles se generaba la paragénesis de alto grado (1') Cal + Fo + Spl + Dol₁ + Phl, con desarrollo de la foliación regional S₂ durante D2. Este evento de deformación principal D2 se habría extendido luego de consolidada S₂ reconociéndose por una intensa deformación post-cristalina en calcita, dolomita y diópsido. Mesoscópicamente esta deformación se traduce en un fuerte plegamiento no cilíndrico y boudinage (Martino y Guereschi 1998), relacionado a un engrosamiento cortical debido probablemente a la colisión del Terrane Pampia con el cratón del Río de la Plata (Kraemer *et al.* 1995). Las condiciones metamórficas aproximadas de este evento regional M2-D2, deducidas de los mármoles, habrían superado los 700° C, a una presión aproximada de 5 Kb, con XCO₂ < 0,45.

Luego de una cizalla extensional D3, que habría

Tabla 1: Comparación entre la evolución petrológica de los mármoles y de las anatexitas regionales.

METAMORFISMO	MARMOLES (metacarbonatos aluminosos)	ANATEXITAS (metapelitas)
Relictico M1		(I) Qtz ₁ + Pl ₁ + Bt ₁ + Grt ₁ ± Sil ± Ms
Pico Metamórfico M2	(1') Cal + Fo + Spl + Dol ₁ + Phl (2') Cal + Fo + Di + Spl + Dol ₁ + Phl (1) Dol + Chl ₀ → Cal + Fo + Spl + CO ₂ + H ₂ O (2) Cal + Chl ₀ → Di + Fo + Spl + CO ₂ + H ₂ O (3) Dol + Kfs + H ₂ O → Phl + Cal + CO ₂	(II) Qtz ₂ + Pl ₂ + Bt ₂ + Grt ₂ ± Sil ± Kfs Ms + Qtz → Sil + Kfs + H ₂ O Bt ₂ + Sil + Qtz ↔ Grt ₂ + Kfs + fundido
Descompresión M3	(4) Fo + Dol + fluidos → Chu + Cal + CO ₂ (coronas)	Gr ₂ + Sil + Qtz → Pl (coronas) Gr ₂ + Sil + Qtz → Crd (coronas) Bt ₂ + Sil + Qtz → Crd + Kfs + H ₂ O
Enfriamiento + Hidratación M4	(5) Spl + Fo + Cal + CO ₂ + H ₂ O → Chl ₁ + Dol ₂ Phl → Chl ₁ (6) Fo + Cal + CO ₂ + H ₂ O → Tr + Dol ₂ (coronas) (7) Chu + Cal + CO ₂ + H ₂ O → Tr + Dol ₂ + fluidos	Gr ₂ + Kfs + H ₂ O → Bt ₃ + Ms + Qtz Gr ₂ → Bt ₃ (coronas) Kfs → Ms + Qtz
Enfriamiento + Hidratación M5	(8) Fo + Cal + CO ₂ + H ₂ O → Srp + Dol Agregados de clinocloro (Chl ₂)	Crd → pinita + sericita Agregados de clorita, calcita y clinozoisita.

Nota: Las paragénesis y reacciones de las anatexitas son tomadas de Martino *et al.* (1997).

provocado la movilización de las diatexitas (Martino *et al.* 1997), se habría producido un evento descompresivo M3, que en las metapelitas desarrolló coronas de plagioclasa y de cordierita alrededor de granate. En los mármoles, este evento habría producido las coronas de clinohumita alrededor de forsterita, por descompresión y rehidratación con fluidos ricos en flúor presentes en la roca durante el metamorfismo.

A posteriori, durante un plegamiento asimétrico megascópico muy suave (D4), se habría producido un primer enfriamiento con hidratación (M4), en facies de anfibolitas, registrado en las anatexitas por coronas de biotita alrededor de granate y en los mármoles por la generación de Chl₁ + Dol₂ y de coronas de Tr + Dol₂ alrededor de forsterita y de clinohumita. Durante una etapa póstuma de enfriamiento y mayor hidratación (M5), ya en facies de anfibolitas inferiores a esquistos verdes y asociada a una deformación D5 localizada en

fajas de cizalla inversas, se habrían desarrollado sericita + clorita en las anatexitas y Chl₂ + Srp en los mármoles.

Las etapas retrógradas M3, M4 y M5 se habrían producido esencialmente en condiciones estáticas, excepto por la débil deformación plegante D4, lo que habría permitido la delicada preservación de las coronas.

El hecho de que los mármoles sean localmente discordantes haría presumir que las diatexitas que los contienen se intruyeron en niveles estructurales altos de menor grado metamórfico, quedando restos de los mismos a modo de xenolitos. Sin embargo, los mármoles presentan una secuencia de texturas y de paragénesis que indican una evolución análoga a la de las diatexitas. Esto indicaría que ambas rocas habrían alcanzado el pico metamórfico al mismo tiempo, y que habrían seguido la misma evolución post-pico, pero que luego, durante el proceso de movilización de las diatex-

itas, se habría roto la continuidad estratigráfica de los mármoles, quedando éstos a modo de grandes masas concordantes a subconcordantes con las diatexitas que los alojan. Esto habría sido favorecido por el fuerte contraste reológico entre mármoles y diatexitas durante el proceso de la fusión parcial y flujo de estas últimas, lo que habría permitido el desmembramiento y dispersión de las unidades litológicas más rígidas como los mármoles. Se deduce así que los enclaves de mármoles alojados dentro de las anatexitas constituyen *resisters* en el sentido de Mehnert (1968) y Johannes (1983).

Conclusiones

En el Macizo de San Carlos, en los sectores de Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia, se reconocen mármoles calcolomíticos forsteríticos, calcolomíticos clinohumíticos y calcíticos serpentinizados, con espinelo, flogopita y escaso diópsido.

Las condiciones del pico metamórfico M2 estimadas para los mármoles del área de San Carlos habrían superado los 700° C de temperatura, a una presión aproximada de 5 Kb, con X_{CO_2} variables, aunque predominando las más ricas en H_2O (X_{CO_2} 0,45). Estas condiciones son consistentes con las calculadas previamente para las anatexitas del Macizo de San Carlos ($P = 5,6$ Kb y $T = 700-750^\circ \text{C}$, Gordillo 1984).

La textura en corona de clinohumita alrededor de forsterita se debería a una retrogresión de esta última, por descompresión y rehidratación con fluidos ricos en flúor presentes en la roca durante el metamorfismo. Ese descenso de la presión total (M3) estaría relacionado con una extensión regional que se registra en las anatexitas del área y que se reflejaría también en los mármoles a la misma escala.

Luego del pico metamórfico habría habido una hidratación progresiva de las paragénesis, atribuible a enfriamiento en condiciones estáticas (M4 y M5), posterior a la descompresión M3 y sin deformación apreciable (excepto un débil plegamiento), lo que permitió la excelente preservación de las texturas en corona.

La secuencia de reacciones metamórficas y la evolución interpretada para los mármoles se puede correlacionar con la historia evolutiva registrada por las anatexitas en las cuales están inmersos. Se trata de una secuencia sedimentaria mayoritariamente compuesta por pelitas y carbonatos, sometida a metamorfismo de alto grado con fusión parcial de los términos pelíticos. Los carbonatos, con composiciones no aptas para fundirse, se habrían comportado como *resisters*, quedando incluidos en la masa parcialmente fundida.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos A.I.F. N° 3811/95-CONICOR y PIP N° 4879/97-CONICET. Se agradece a la Dirección de Minería de la

Provincia de Córdoba el apoyo prestado a través de Aldo Bonalumi, quien gestionó el préstamo del vehículo utilizado en las campañas. A Jorge Sfragulla se agradece la ayuda prestada durante las tareas de campo. Se agradecen las correcciones sugeridas por Montserrat Liesa y dos árbitros anónimos, las que ayudaron a mejorar la versión final del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andrade, M., 1973. Mármoles de Cuchi Yaco. Parcela Petrone. Informe inédito, Biblioteca de la Dirección de Minería, 5 p. y mapas, Córdoba.
- Baker, J., Holland J.B. y Powell, R., 1994. The effect of Tschermak's substitution on assemblages in aluminous dolomites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 118: 48-59.
- Bucher, K. y Frey, M., 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 6th. Edition. Complete Revision of Winkler's Textbook. Springer-Verlag, 318 p., Berlín.
- Bucher-Nurminen, K., 1981. Petrology of chlorite-spinel marbles from NW Spitsbergen (Svalbard). *Lithos*, 14: 203-213.
- Bucher-Nurminen, K., 1982. Mechanism of mineral reactions inferred from textures of impure dolomitic marbles from East Greenland. *Journal of Petrology*, 23 (3): 325-343.
- Buitrago, 1949. Las calizas cristalinas granulosas de la región de Sagrada Familia y Las Chacras. Tesis doctoral, Hemeroteca de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad Nacional de Córdoba (inédito).
- Carafí, G.R., 1951. Estudio geológico-económico de la cantera de caliza Mogote Nevado. Informe inédito, Biblioteca de la Dirección de Minería, 32 p., Córdoba.
- Carafí, G.R., 1952. Estudio geológico-económico preliminar de la cantera de caliza cristalino-granulosa La Sierrita. Informe inédito, Biblioteca de la Dirección de Minería, 45 p., Córdoba.
- 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. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea* 68: 1-40, Córdoba.
- 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.
- Kraemer, P., Escayola, M. y Martino, R., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30° 40'-32° 40' LS), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Kretz, R., 1980. Occurrence, mineral chemistry, and metamorphism of Precambrian carbonate rocks in a portion of the Grenville Province. *Journal of Petrology*, 21 (3): 573-620.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Kretz, R., 1996. Graphite deformation in marble and mylonitic marble, Grenville Province, Canadian Shield. *Journal of Metamorphic Geology*, 14: 399-412.
- Martino, R.D. y Gay, H.D., 1992. Los mármoles con clinohumita del basamento de la Pampa de San Luis, Córdoba, Argentina. *Actas de la Primera Reunión de Mineralogía y Metalogénesis*, p. 171-184, La Plata, Buenos Aires.
- Martino, R. y Guereschi, A., 1998. Asociaciones de alto grado y deformación no-coaxial en gneises calcosilicatados en el Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 38.
- Martino, R.D., Guereschi, A. y Sfragulla, J., 1997. Las anatexitas y las venas auríferas de Río Hondo, extremo sudoriental del

- Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (4): 433-450.
- Martino, R.D., Guereschi, A. y Sfragulla, J. Los pliegues no cilíndricos de Sagrada Familia y su significado en la evolución deformacional del Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* (en prensa).
- Mehnert, K.R., 1968. *Migmatites and Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, 405 p., Amsterdam.
- Moore, J.M. y Kerrick, D.M., 1976. Equilibria in siliceous dolomites of the Alta aureole, Utah. *American Journal of Science*, 276: 502-524.
- Rice, J.M., 1977. Contact metamorphism of impure dolomitic limestone in the Boulder aureole, Montana. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 59: 237-259.
- Rice, J.M., 1980. Phase equilibria involving humite minerals in impure dolomitic limestones. Part I. Calculated stability of clinohumite. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 71: 219-235.
- Ross, G.M., 1980. Geology and petrogenesis of marbles in the DeKalb area of Northern New York: Summary. *Geological Society of America Bulletin*, Parte 1, 91: 103-105.
- Schenk, V., 1984. Petrology of felsic granulites, metapelites, metabasics, ultramafics, and metacarbonates from Southern Calabria (Italy): prograde metamorphism, uplift and cooling of a former lower crust. *Journal of Petrology*, 25 (1): 255-298.
- Vullo, L.O., 1950. Informe geológico sobre las canteras de "Paso de Las Rosas". Informe inédito, 32 p. Biblioteca de la Dirección de Minería, Córdoba.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Fifth Edition. Springer-Verlag, 348 p., New York.

Recibido: 30 de abril, 1998

Aceptado: 4 de abril, 1999

Los depósitos neógenos de la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza

Laura B. GIAMBIAGI

Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires. CONICET.

Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas - Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. Dr. Adrián Leal s/n, Parque General San Martín, 5500 Mendoza, Argentina.

ABSTRACT. *The Neogene deposits in the río Palomares area, Cordillera Principal of Mendoza.* The Neogene deposits of the foreland basin between Cordillera Principal and Cordillera Frontal were studied between 33°32' y 34°40' S Lat., Mendoza, Argentina. The study area is located in the Río Palomares valley, and it is composed of the "Tunuyán Conglomerate", the Palomares and Butalo Formations, and Contreras Formation. The oldest section was defined by Darwin as "Tunuyán Conglomerate", and consists of clastic synorogenic deposits up to 1.335 m thick in this area. Three lithofacies associations were identified on the basis of lithology, sedimentary structures and vertical facies arrangement. These associations characterize the proximal, mid and distal alluvial fan system, generated in response to exhumation and deformation of the Cordillera Principal. The "Tunuyán Conglomerate" is unconformably overlain by the Palomares Formation. This formation comprises two members up to 200 m thick: a basal section consisting of white tuffaceous conglomerates and an upper section with mostly massive grey coarse conglomerates. The lower member was deposited in a stream flood event associated with reworking of previous pyroclastic flows, and the upper member is characterized by epiclastic sediments deposited in an alluvial fan environment as the result of uplift of the Cordillera Frontal. The Butaló Formation unconformably overlies the Palomares Formation, and consists of coarse to fine sandstones, siltstones and a lesser amount of conglomerates. This unit records the final fill of the intermountain trough between the Cordillera Principal and Frontal.

Introducción

Los depósitos neógenos de la región del río Palomares han sido examinados localmente por diversos autores en el área estudiada, aunque no en detalle. La primera contribución corresponde a Darwin (1846) quien realizó un reconocimiento de las principales formaciones desde el portezuelo de Piuquenes hasta el paso Portillo Argentino (Fig. 1). Más de un siglo después, Armando (1949) y Pascual (1949) describieron los afloramientos terciarios en sus tesis doctorales inéditas. Otro relevamiento inédito de la zona fue efectuado por Bauliés (1951). Posteriormente Polanski (1957) realizó una importante contribución sobre la estratigrafía de las sucesiones terciarias aflorantes en la región a la cual denominó depresión intermontana del Alto Tunuyán.

La presente contribución tiene como objetivo aportar nuevos datos estratigráficos y sedimentológicos de los depósitos neógenos aflorantes en la Alta Cordillera de Mendoza. En este trabajo se propone una nueva unidad neógena, la Formación Palomares, que no había sido descripta anteriormente.

El área estudiada se encuentra en el sector occidental del departamento de Tunuyán, provincia de Mendoza, dentro de la Cordillera del Límite. Abarca la superficie comprendida entre los paralelos 33° 30' y 33° 45' de latitud sur y los meridianos 69° 39' y 70° 00' de longitud oeste. Se accede a ella a través del paso conocido

como Portillo Argentino (4.380 m s.n.m.) ubicado a aproximadamente 80 km de la ciudad de Tunuyán (Fig. 1).

Metodología

Para dar cumplimiento a los objetivos planteados se realizó un mapeo geológico de las unidades neógenas a escala 1:50.000, sobre la base de imágenes satelitales (Lansat TM), utilizando como referencia los mapas inéditos de Pascual (1949) y Armando (1949) a escala 1:50.000 y el mapa geológico correspondiente a la hoja 25a-b Volcán San José levantado por Polanski (1964) a escala 1:200.000. El trabajo comprende además el levantamiento de perfiles sedimentológicos de detalle con brújula y cinta métrica, el análisis litofacial, la interpretación paleoambiental y la determinación de discontinuidades erosivas y angulares entre las unidades neógenas. Se realizaron también conteos de clastos para un estudio de procedencia del "Conglomerado Tunuyán" y de las formaciones Palomares y Butaló.

Síntesis estratigráfica

Las rocas más antiguas de la región están representadas por un complejo metamórfico proterozoico sobre-

yacido por lutitas negras del Carbónico tardío e intruido por granitoides carbónico-permicos. Estas rocas, que se encuentran cubiertas por volcanitas permo-triásicas, afloran en el ámbito de la Cordillera Frontal. En el sector occidental, fuera del área de estudio, se apoyan por encima de estas rocas, mediante una discordancia erosiva angular, los depósitos marinos y continentales mesozoicos aflorantes en la Cordillera Principal. En el área estudiada las rocas paleozoicas son sobreyacidos por las formaciones Saldeño y Pircala de edad cretácica tardía - paleocena. Sobre estas dos últimas formaciones se encuentran los depósitos continentales neógenos y las volcanitas de arco y de retroarco cenozoicas.

Los depósitos neógenos de la región del río Palomares

En el área estudiada han sido reconocidas tres formaciones continentales neógenas; el "Conglomerado Tunuyán" y las formaciones Palomares y Butaló. Estas unidades se encuentran por encima de las rocas volcánicas miocenas de la Formación Contreras (Fig. 1).

Formación Contreras

La Formación Contreras, ubicada por Polanski (1964) dentro de la Asociación Volcánica Eocena, aflora en el cordón homónimo, a lo largo de una faja submeridional que es cubierta en el sector norte por las volcanitas del cerro San Juan, y que desaparece hacia el sur (Fig. 1). Está constituida por brechas andesíticas, que constituyen la parte inferior del complejo, a la que se superponen flujos lávicos de composición andesítica-hornbléndica y flujos piroclásticos.

El volcanismo ha sido interpretado por Ramos *et al.* (1996b), sobre la base de sus características geoquímicas, como de retroarco. Los autores le asignaron una edad miocena basal.

"Conglomerado Tunuyán"

Este conglomerado corresponde a la unidad descrita por Darwin (1846) quien la denominó "*Tunuyán Conglomerate*", nombre que fue utilizado por Armando (1949) y Pascual (1949). Posteriormente, Criado Roque (1950) publicó un estudio detallado sobre unos estratos terciarios en el sur de la provincia de Mendoza a los que describió con el nombre de Estratos de Agua de la Piedra. Estos estratos fueron correlacionados por Groeber (1951) con los estratos de la región del río Palomares. Baulés (1951), en su informe inédito, propu-

so denominar a estos depósitos como Conglomerados de Palomares. En la descripción de la depresión intermontana del Alto Tunuyán, Polanski (1957) sugirió referirse a esta unidad con el nombre de Formación Agua de la Piedra correlacionada ya por Groeber (1951).

En el presente trabajo se propone, manteniendo la denominación original de Darwin (1946), el nombre de "Conglomerado Tunuyán".

Distribución y relaciones estratigráficas

El "Conglomerado Tunuyán" aflora en la depresión intermontana situada entre las cordilleras Principal y Frontal, a lo largo de una faja que es cubierta al norte por las volcanitas del Cerro San Juan y al sur por los depósitos del volcán Marmolejo situado en el límite con Chile (Fig. 1).

Al norte del río Palomares y al este de la franja ocupada por los conglomerados, los depósitos se interdigitan en su base con las rocas volcánicas de la Formación Contreras, mientras que al sur del río se apoyan sobre estas rocas mediante una falla inversa, de vergencia oriental y de escaso rechazo. Más al sur aún, sobre la margen izquierda del arroyo Zanja, cerca de sus nacientes, el "Conglomerado Tunuyán" se dispone mediante una superficie erosiva no angular por encima de la Formación Pircala (Fig. 1).

Los estratos que corresponden al sector inferior del "Conglomerado de Tunuyán" se encuentran plegados formando un anticlinal y un sinclinal al este del arroyo Chileno. Los estratos del sector superior afloran al oeste de dicho arroyo y presentan homoclinales inclinando al oeste (Fig.1).

Descripción del perfil del Arroyo Chileno

El perfil del arroyo Chileno (Fig. 2) fue levantado desde la margen derecha del río Palomares, donde el "Conglomerado Tunuyán" se encuentra apoyado por encima de la Formación Contreras mediante una falla inversa de escaso rechazo, hasta las nacientes del arroyo Chileno (Fig. 1).

Análisis litofacial

Se definieron siete litofacies considerando los distintos atributos observados, tales como geometría, contactos y estructuras sedimentarias de las capas.

Litofacies A: Brechas y conglomerados matriz y claso soportados, sin estructura interna. Las brechas son gruesas, polimodales y muy mal seleccionadas. Los clastos son angulosos y su tamaño oscila entre 5 y 100 centímetros. Se presentan en cuerpos tabulares, de bases irregulares o planas netas no erosivas y espesores

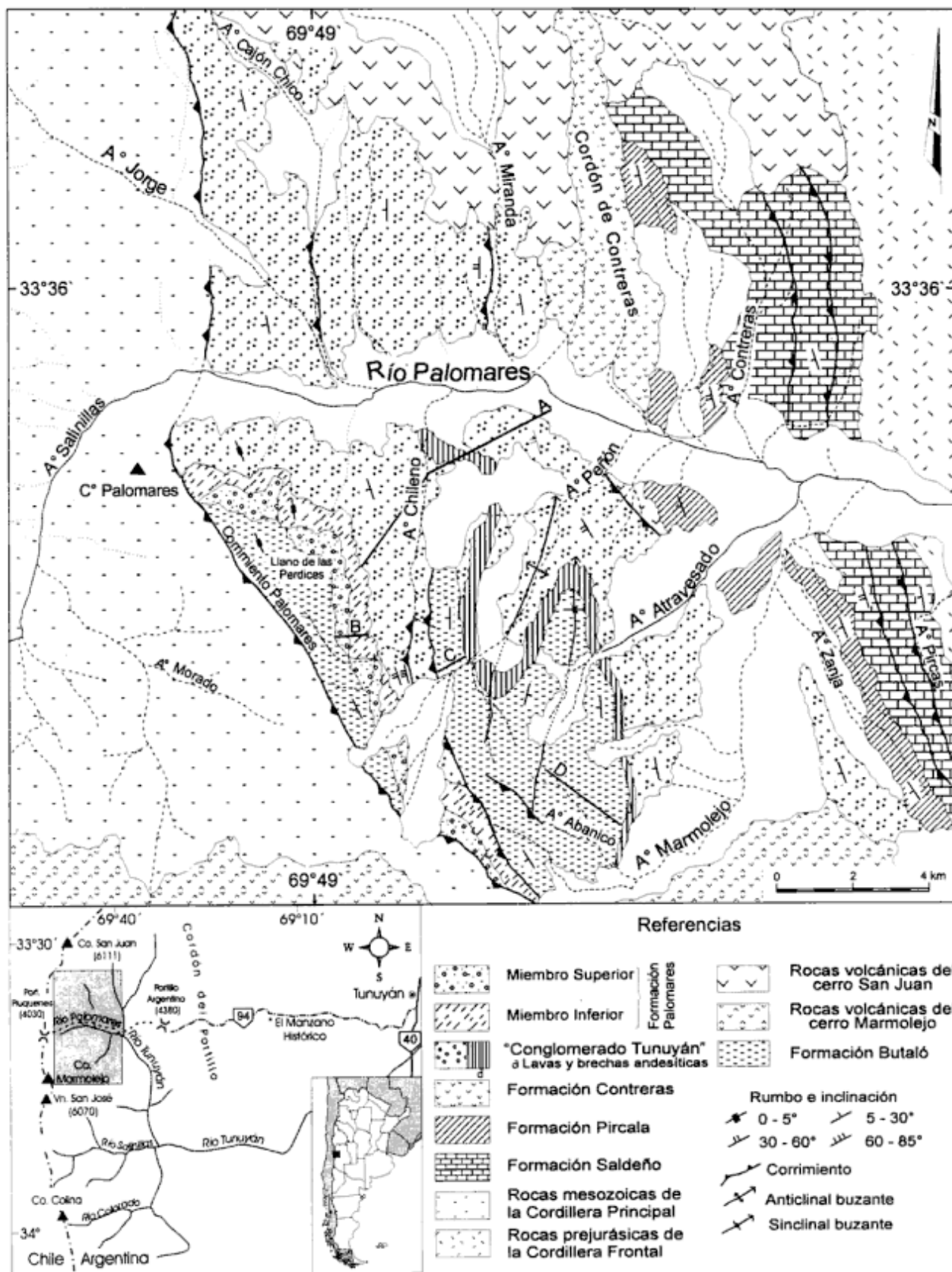


Figura 1: Mapa geológico y mapa de ubicación de los depósitos terciarios y rocas volcánicas cenozoicas de la región del río Palomares, Cordillera Principal, Mendoza. (A) Perfil del arroyo Chileno. (B) Perfil tipo de la Formación Palomares. (C) Perfil del arroyo Peñón. (D) Perfil del arroyo Abanico.

desde 40 a 150 centímetros. Generalmente no se distinguen los contactos entre bancos ya que se encuentran amalgamados. Los conglomerados son medianos a gruesos, polimodales y mal seleccionados. Poseen clastos subredondeados a subangulosos, de entre 1 y 80 cm de longitud. La geometría de los cuerpos es tabular, sus bases son irregulares a difusas, no erosivas y sus espesores varían entre 20 y 100 centímetros. La matriz es arenosa mediana a sabulítica y el cemento es carbonático.

Litofacies B: Conglomerados clasto soportados, masivos o con estratificación entrecruzada planar. Poseen clastos redondeados a subredondeados, excepcionalmente subangulosos; cuyo tamaño oscila entre 0,4 y 60 centímetros. Los cuerpos son lenticulares, con contacto basal erosivo y espesores entre 15 y 70 centímetros. La matriz es arenosa fina a mediana y el cemento es carbonático. Se presentan además algunos bancos con gradación normal, que comienzan con conglomerados medianos, seguidos de conglomerados finos y, en algunos casos, culminan con areniscas gruesas. Es frecuente observar imbricación del eje mayor de los clastos perpendicular a la dirección del flujo.

Litofacies C: Conglomerados clasto soportados, masivos o con estratificación paralela. Los conglomerados son finos a medianos, con mejor selección y menor tamaño de grano que los conglomerados de la litofacies B. Son bimodales o polimodales, y el tamaño de clastos varía entre 5 y 15 centímetros. La geometría de los cuerpos es tabular, de bases planas no erosivas y de espesores máximos entre 20 y 50 centímetros.

Litofacies D: Areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada planar. Poseen selección moderada y en algunos casos gradación normal, compuesta en la base por conglomerados finos que gradan transicionalmente a areniscas gruesas. Presentan ocasionalmente clastos péliticos cerca de sus bases y en algunos casos clastos de tamaño guija entre las láminas. Los bancos son lenticulares, con bases netas y erosivas, y espesores entre 4 y 25 centímetros.

Litofacies E: Areniscas medianas a sabulíticas y areniscas tobáceas gruesas, masivas o con estratificación paralela. Se presentan en bancos tabulares a levemente lenticulares, cuyo espesor varía entre 25 a 60 centímetros, frecuentemente intercaladas con la litofacies C. Las bases son planas u onduladas, no erosivas. La estratificación se observa por la alternancia de delgadas capas de areniscas medianas a gruesas y de sabulitas.

Litofacies F: Areniscas finas a medianas, masivas o con estratificación paralela. Forman cuerpos de geometría tabular, frecuentemente amalgamados, de 3 a 40 cm de espesor. La base de estos cuerpos es neta, plana y no erosiva mientras que el techo es neto o transicional. Los bancos masivos presentan estructuras de escape de fluidos, convoluta y tipo plato; pliegues sinsedimentarios; estructuras de deformación por carga, cal-

cos de carga y diques clásticos. En algunos casos presentan clastos de tamaño guija intercalados.

Litofacies G: Pelitas de color rojo, finamente laminadas o masivas. Presentan tanto geometría tabular como lenticular, de 0,5 a 3 cm de espesor. Frecuentemente se observan capas delgadas de limolitas laminadas y arcilitas macizas. Sus contactos tanto de base como de techo son netos. Poseen grietas de desecación.

Interpretación. A partir del agrupamiento natural de litofacies y de la interpretación de los distintos procesos de sedimentación se diferenciaron tres asociaciones de litofacies:

Asociación de litofacies 1: Abanicos aluviales proximales. Esta compuesta principalmente por la litofacies A, con escasa participación de la litofacies B. Se la interpreta como secuencias de la parte proximal del sistema de abanicos aluviales. Predominan las brechas y los conglomerados masivos dispuestos en cuerpos tabulares lobados arealmente y de importantes espesores (litofacies A) que sugieren flujos gravitatorios no cohesivos de alta densidad y baja viscosidad (Blikra y Nemeč 1998). La abundancia de estos flujos con respecto a los flujos masivos cohesivos (*mudflow*) sugiere un área de procedencia con ausencia de material pélitico disponible (Blair 1987a). Los sectores canalizados, aunque muy escasos, se manifiestan por la existencia de material conglomerádico con clastos subredondeados, la presencia de estratificación entrecruzada y bases erosivas, que sugieren un transporte mediante flujos tractivos en canales (litofacies B).

Asociación de litofacies 2: Abanicos aluviales medios. Está compuesta por las litofacies A, B, C y E con participación de la litofacies F. Corresponde a depósitos en la parte media del sistema de abanicos aluviales, donde los sedimentos son transportados y depositados principalmente por corrientes acuosas en un sistema de canales someros entrelazados (*stream flow*) o por corrientes acuosas no confinadas (*sheet flow*). La elevada energía del sistema queda evidenciada por la abundancia de superficies erosivas y la escasez de sedimentos finos. El principal mecanismo de agradación en este sector del abanico corresponde, de acuerdo a Nemeč y Postma (1993), a flujos tractivos en canales. Este proceso genera dos tipos de depósitos: de barra de canal y de fondo de canal. Los primeros están representados por la litofacies C y los segundos por la litofacies B.

La presencia de areniscas masivas o con estratificación paralela (litofacies E) indican la existencia de flujos no canalizados de alto régimen de flujo y escasa profundidad. La alternancia de estas capas arenosas con capas de litofacies C refleja un mecanismo cíclico atribuido a variaciones en la velocidad, profundidad y comportamiento del flujo no confinado (*sheetflood*) (Hogg 1982, Ballance 1984, Blair 1987a). Las areniscas con estratificación horizontal (litofacies F) representan un flujo no confinado de alto régimen de flujo y escasa duración (*flash flood*).

Conglomerado Tunuyán

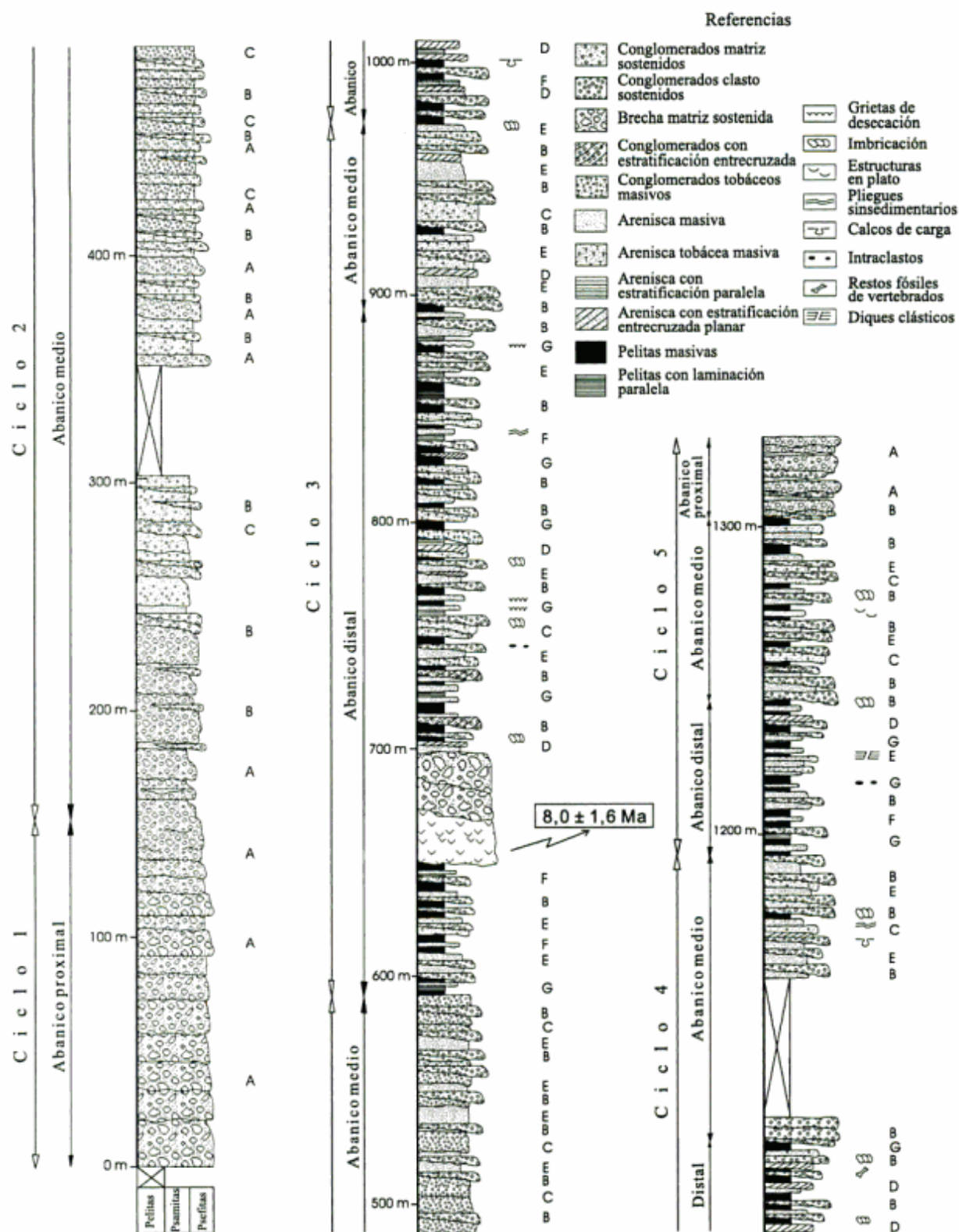


Figura 2: Perfil sedimentológico del "Conglomerado Tunuyán" levantado en el arroyo Chileno. Las letras A, B, C, D, E, F y G corresponden a las distintas litofacias reconocidas.

Tabla 1. Edad radimétrica obtenida en el Sernageomin para las lavas y las brechas andesíticas de los Conglomerados Tunuyán.

Muestra	Material	%K	⁴⁰ Ar rad. (n/g)	%Ar atm	Edad y error (2σ)
Ttl-97	Roca total	1,651	0,109	82	8,0 + 1,6

Asociación de litofacies 3: Abanicos aluviales distales. Está compuesta por las litofacies D y G, y esporádicamente litofacies E y B, que representan depósitos en la parte distal del sistema de abanicos aluviales. Los bancos limolíticos y arcilíticos finamente laminados y con grietas de desecación (litofacies G) indican depositación por decantación en un cuerpo de agua somero y efímero, como productos finales de las corrientes mantiformes en condiciones de baja energía. Los bancos lenticulares arenosos (litofacies D) corresponden a depósitos de flujos canalizados de bajo régimen de flujo. En las zonas más cercanas al cuerpo del abanico, estos bancos se intercalan con conglomerados finos (litofacies B) que representan depositación a partir de flujos tractivos (Miall 1978). La litofacies E representa flujos tractivos mantiformes (*sheet floods*).

Los bancos tobáceos documentan una actividad volcánica próxima y contemporánea con la depositación continental, importante en la zona debido a la proximidad del arco volcánico activo situado en Chile.

Procedencia de clastos

En los primeros 190 m del perfil del "Conglomerado Tunuyán" predominan ampliamente los clastos de rocas volcánicas intermedias a básicas provenientes del arco magmático situado en Chile y del volcanismo de retroarco de la Formación Contreras. En el resto del perfil, los clastos de calizas, pelitas negras y sedimentitas rojas provenientes de las secuencias mesozoicas de la Cordillera Principal, se encuentran en aproximadamente igual proporción que los clastos volcánicos. No se observó ningún clasto metamórfico granítico proveniente de la Cordillera Frontal.

Modelo Paleoambiental

El "Conglomerado Tunuyán" fue depositado en un sistema de abanicos aluviales dentro de una cuenca de antepaís generada como respuesta al levantamiento de la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal (Ramos *et al.* 1996a). El hecho de que todos los clastos de esta formación provengan tanto de este sistema montañoso como del arco volcánico situado al oeste y del volcanismo de retroarco de la Formación Contreras, permite interpretar que en el momento de su depositación no había existido ningún pulso de levantamiento de la Cordillera Frontal.

Dentro de esta unidad se han diferenciado cinco ci-

clos identificados a partir de cambios de facies y de litología de clastos, numerados consecutivamente desde la base al techo del perfil (Fig. 2). El ciclo 1 corresponde a una secuencia grano y estrato decreciente, mientras que los ciclos 2, 3, 4 y 5 representan secuencias grano y estrato crecientes. La transición del ciclo 1 al ciclo 2 se caracteriza por la disminución en el tamaño, la selección y la redondez de los clastos. Sin embargo el cambio más importante corresponde a un cambio en la procedencia de los clastos. La transición entre los ciclos 2, 3, 4 y 5 refleja una disminución en el tamaño de grano, donde la asociación de litofacies de abanico distal se sobrepone a la de abanico medio mediante un contacto abrupto.

Entre los factores causantes de la variación en el tamaño de grano y espesor de los estratos se identifican variaciones hidráulicas, cambios climáticos y tectonismo. De acuerdo con Heward (1978) el primer factor es importante para secuencias de decenas de metros de espesor, pero no para ciclos de centenas de metros como es el caso de los ciclos observados. Para una cuenca de antepaís la ciclicidad de gran escala es atribuida a alternancia de períodos de subsidencia tectónica activa y períodos de poca o nula subsidencia (Steel *et al.* 1977, Heward 1978 y Blair 1987b).

La secuencia grano y estrato decreciente correspondiente al ciclo 1 representa la migración de las facies de abanico medio por encima de las facies de abanico proximal, como respuesta a la regresión del sistema de abanicos (Steel *et al.* 1977). La tendencia grano y estrato creciente de los ciclos 2, 3, 4 y 5 puede deberse a un aumento en la paleopendiente que favorece el transporte de sedimentos gruesos. En este trabajo se sugiere una tentativa correlación entre las facies progradantes de los ciclos 2, 3, 4 y 5 y la actividad tectónica generada a partir de la migración de la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal hacia el antepaís.

Edad y correlación

La edad del Conglomerado Tunuyán ha sido largamente discutida por los autores que lo estudiaron. Criado Roque (1950) supuso que la parte superior de la formación es contemporánea y posterior al Mollitelense, debido a la abundancia de clastos de andesita hornblendífera en dicha parte. Tanto Baulies (1951) como Polanski (1964) aceptaron la edad oligocena postulada originalmente por Groeber (1951) como una solución provisoria. Ramos *et al.* (1996b) asignaron una edad post miocena basal para los depósitos sinorogénicos de la cuenca ya que interpretaron al volcanismo de retroarco de la Formación Contreras como perteneciente a dicha edad.

Una datación radimétrica de roca total obtenida para una lava del nivel de lavas y brechas andesíticas intercalado en los conglomerados arrojó un valor de 8,0 ± 1,6 Ma (Tabla 1). Esto permitió asignar tentativamen-

te una edad post miocena basal a miocena tardía basal para esta unidad.

El "Conglomerado Tunuyán" se correlaciona con los conglomerados aflorantes en la zona del cerro Corrales Negros y del arroyo Durazno, descritos por Polanski (1964), los cuales fueron depositados en la misma cuenca de antepaís.

Más al sur la Formación Agua de la Piedra, que aflora entre los ríos Diamante y Atuel y que fue descrita por Criado Roque (1950), ha sido correlacionada con el "Conglomerado Tunuyán" por Groeber (1951). Recientemente, Combina *et al.* (1997) le asignaron a esta unidad una edad miocena media.

Formación Palomares

Se propone este nombre para abarcar a un conjunto de rocas epiclásticas y piroclásticas que afloran a lo largo de una delgada faja en el valle del río Palomares. Armando (1949) nombró a esta unidad como un conglomerado tobáceo blanco que formaba parte del "Conglomerado Tunuyán". Polanski (1957) se refirió a ésta como un miembro tobáceo de la Formación Butaló. El nombre de Formación Palomares fue utilizado informalmente por Giambiagi y Tunik (1997) y se lo propone formalmente en el presente estudio para identificar a esta unidad.

Distribución y relaciones estratigráficas

La Formación Palomares tiene su localidad tipo en un afloramiento uniforme a lo largo de 7 km aproximadamente, desde el contacto tectónico con las sedimentitas mesozoicas de la Cordillera Principal en el faldeo oriental del cerro Palomares hasta el arroyo Marmolejo (Fig. 1). Su espesor varía entre aproximadamente 100 m al norte, en el cerro Palomares; 200 m en las nacientes del arroyo Peñón y 150 m al sur sobre la margen izquierda del arroyo Marmolejo.

Se encuentra por encima del "Conglomerado Tunuyán" mediante una discordancia erosiva y levemente angular que se observa en las nacientes del arroyo Chileno, en el llano de las Perdices (Fig. 1).

Descripción del perfil tipo

El perfil tipo de la Formación Palomares (Fig. 3) ha sido levantado a lo largo del curso del arroyo Chileno, cerca de sus nacientes (Fig. 1). El mismo ha sido dividido en dos miembros de características litológicas distintas. El miembro inferior corresponde a 84 m de conglomerados tobáceos de color blanco mientras que el miembro superior agrupa a una sucesión de 116 m de conglomerados de color verde oscuro y escasas arenis-

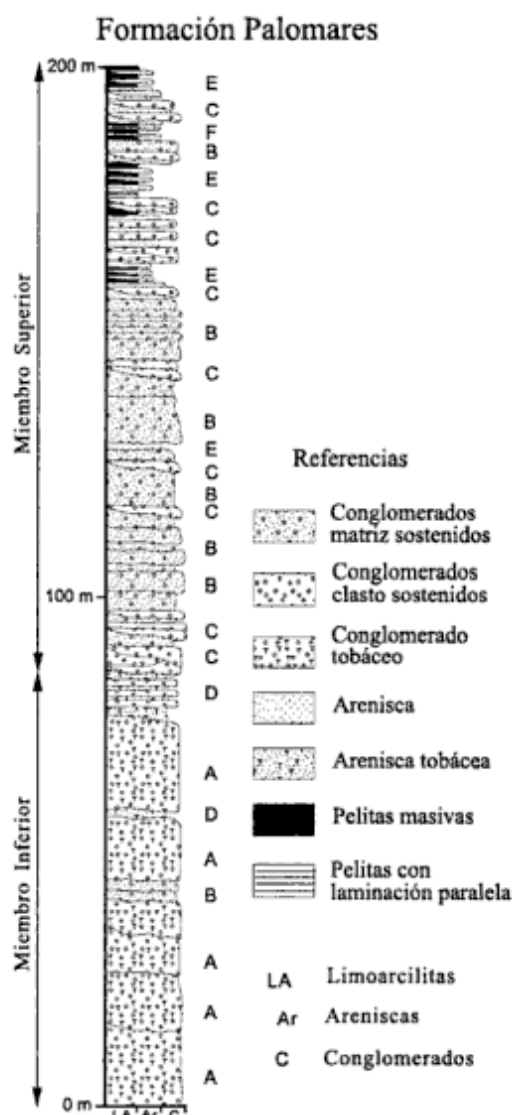


Figura 3: Perfil sedimentológico tipo de la Formación Palomares. Las letras A, B, C, D, E y F corresponden a las distintas litofacias reconocidas.

cas y pelitas de colores claros. El contacto entre ambos miembros es neto plano a neto erosivo.

Análisis litofacial

Litofacies A: Conglomerados tobáceos matriz soportados, masivos, de color blanco. Se presentan sin estructura interna o con estratificación paralela poco definida. La matriz está constituida por ceniza, polvo volcánico y granos de arena. Los clastos son subredondeados a angulosos, de entre 0,5 y 50 cm de longitud, aunque ocasionalmente llegan a medir 80 centímetros. Los bancos son tabulares, de contactos difusos no erosivos, y espesores entre 25 y 200 cm, y se presentan en sucesiones multiepisódicas.

Litofacies B: Conglomerados y brechas matriz sopor-

tados, masivos, sin estructura interna y selección pobre, de color gris oscuro. La matriz es arenosa mediana a gruesa. Los clastos son redondeados a angulosos, de entre 0,4 a 60 cm de longitud. Se presentan en bancos multiepisódicos de entre 20 y 150 cm de espesor. Sus bases son netas no erosivas.

Litofacies C: Conglomerados clasto soportados, masivos, de color gris oscuro. Los clastos son redondeados a subangulosos, de entre 0,5 y 10 cm de longitud. La matriz es arenosa fina y el cemento silíceo. Se presentan en bancos aislados, marcadamente lenticulares, de entre 10 y 35 cm de espesor. Sus bases son netas erosivas.

Litofacies D: Sabulitas y conglomerados finos tobáceos con estratificación paralela. Los bancos son tabulares, con contactos ondulados no erosivos. La estratificación se define por la alternancia de capas de pocos milímetros hasta 8 cm de sabulitas con selección moderada y conglomerados finos mal seleccionados.

Litofacies E: Areniscas finas a gruesas, masivas, de color amarillo y gris amarillento. Se presentan en bancos lenticulares de importante extensión lateral y espesores entre 5 y 20 centímetros. Sus bases son erosivas y sus techos difusos. Algunos bancos presentan gradación inversa, frecuentemente con clastos tamaño guija cerca del techo.

Litofacies F: Limolitas finamente laminadas y arcilitas masivas, de color amarillo y verde claro. Las capas son tabulares, de entre 5 y 10 cm de espesor y sus contactos son netos y planos.

Interpretación. El miembro inferior de la Formación Palomares corresponde a depósitos de flujos piroclásticos retrabajados, donde los materiales primarios han sido mezclados con otros sedimentos. La geometría de manto de los depósitos, su carencia de estructuras sedimentarias o difusa estratificación paralela, su fábrica caótica y sus superficies basales no erosivas apenas distinguibles (litofacies A) permiten interpretarlos como depositados a partir de flujos masivos cohesivos, no confinados o confinados ampliamente (Bull 1977). Estos depósitos de flujos masivos pueden haber sido transportados largas distancias; sin embargo, sus materiales sufren sólo una leve modificación textural de su tamaño y redondez (McPhie *et al.* 1993). Por ello se infiere que los clastos de este miembro reflejan que han sido sometidos a procesos anteriores como los flujos densos que los han modificado.

El sector superior de este miembro (intervalo 72 - 84 m en Fig. 3), donde los bancos presentan una fina estratificación paralela, gran extensión areal y bases netas (litofacies D), sugiere la depositación a partir de flujos hiperconcentrados (Smith 1986).

En el sector inferior del miembro superior predomina la litofacies B que corresponde a depósitos de flujos masivos cohesivos (*debris flow*), capaces de transportar grandes clastos pero con efectos erosivos sobre el lecho casi nulos (Lowe 1982) y flujos acuosos energéticos, confinados, con poder de erosión (litofacies C). Se ob-

servan también depósitos de flujos hiperconcentrados, con gradación inversa, producto de la segregación de los clastos mayores hacia las zonas de menor cizallamiento (Miall 1996).

En los últimos metros del perfil (intervalo 159 - 200 m en Fig. 3) la ocurrencia de depósitos de flujos de corriente (litofacies C) alternados con depósitos finos decantados a partir de precipitación (litofacies F) marca un cambio en la fluidez del medio. La litofacies E representa una rápida precipitación como carga de lecho (Miall 1996).

Procedencia de clastos

Los clastos de la Formación Palomares corresponden a metamorfitas del complejo proterozoico; pelitas oscuras y areniscas cuarcíticas del Carbonífero tardío; granitos y granodioritas de los intrusivos carbónico-permianos y volcanitas ácidas e intermedias permotriásicas. Todo este material provendría del sector este de la cuenca y su área de procedencia correspondería al cordón del Portillo en la Cordillera Frontal.

Modelo paleoambiental

Los depósitos epiclásticos y piroclásticos retrabajados de la Formación Palomares se depositaron en un ambiente de abanicos aluviales proximales a medios. El área de aporte de estos depósitos epiclásticos se encontraría al este de la cuenca, evidenciando el levantamiento de la Cordillera Frontal. El hecho de no existir volcanismo neógeno en la Cordillera Frontal permite interpretar el volcanismo asociado a los depósitos piroclásticos retrabajados como correspondiente al arco magmático de la Cordillera Principal. El material clásico fino intercalado con los conglomerados en los últimos metros del perfil sugiere depositación en zonas distales del ambiente de abanicos aluviales.

Edad y correlación

La edad de la Formación Palomares es interpretada en el presente trabajo sobre la base de sus relaciones estratigráficas. El hecho de que se apoye mediante una discordancia erosiva sobre el "Conglomerado Tunuyán" asignado al Mioceno temprano a Mioceno tardío basal, limita la base de la formación a esta edad. Su techo estaría acotado por la edad de la Formación Butaló interpretada como miocena tardía alta.

Formación Butaló

La Formación Butaló debe su nombre a Criado Ro-

que (1950) quien la describió por primera vez en su localidad tipo de cerro Butaló cerca de Bardas Blancas, sobre la margen izquierda del arroyo de Agua Botada. En la región del río Palomares fue estudiada por Armando (1949) y Pascual (1949) quienes la describieron como un miembro del "Conglomerado Tunuyán". Posteriormente, Polanski (1957) la correlacionó con la formación nombrada por Criado Roque (1950).

Distribución y relaciones estratigráficas

En la zona de estudio, la formación se presenta en dos sectores, uno oriental y otro occidental (Fig. 1). Su máximo espesor ha sido calculado en las márgenes del arroyo Peñón donde posee 237 metros. En el sector oriental se apoya mediante una importante discordancia angular erosiva sobre el "Conglomerado Tunuyán". En el sector occidental se encuentra por encima del miembro superior de la Formación Palomares mediante una discordancia erosiva levemente angular.

Descripción de los perfiles arroyo Abanico y arroyo Peñón

Para realizar el análisis litofacial de la Formación Butaló se levantaron dos perfiles (Fig. 4). El perfil del arroyo Peñón fue levantado desde el contacto del nivel de lavas y brechas andesíticas del "Conglomerado Tunuyán" con esta unidad, hasta el corrimiento del Chileno. El perfil del arroyo Abanico se realizó siguiendo el curso de dicho arroyo, desde el contacto entre la Formación Butaló y las lavas y brechas andesíticas intercaladas en el "Conglomerado Tunuyán" hasta el eje del anticlinal (Fig. 1). Esta unidad ha sido dividida en tres miembros (Fig. 4). El miembro inferior y el superior poseen un predominio de facies finas, mientras que en el miembro medio existe un mayor porcentaje de facies arenosas.

Análisis litofacial

Litofacies A: Pelitas y areniscas heterolíticas. Estos depósitos se encuentran principalmente en los primeros 65 m y 26 m y en los últimos 44 y 50 m de los perfiles arroyo Peñón y arroyo Abanico, respectivamente (Fig. 4). Están formados por limolitas moradas, arcilitas moradas o grises y areniscas finas grises intercaladas. Se presentan en paquetes de entre 0,4 y 10 metros. Las pelitas son masivas o con laminación paralela; ocasionalmente presentan grietas de desecación y delgados niveles de yeso. Los bancos son tabulares, de importante persistencia lateral y espesores entre 5 y 15 centímetros. Las areniscas son masivas, de color morado o gris. Se presentan en bancos delgados, de en-

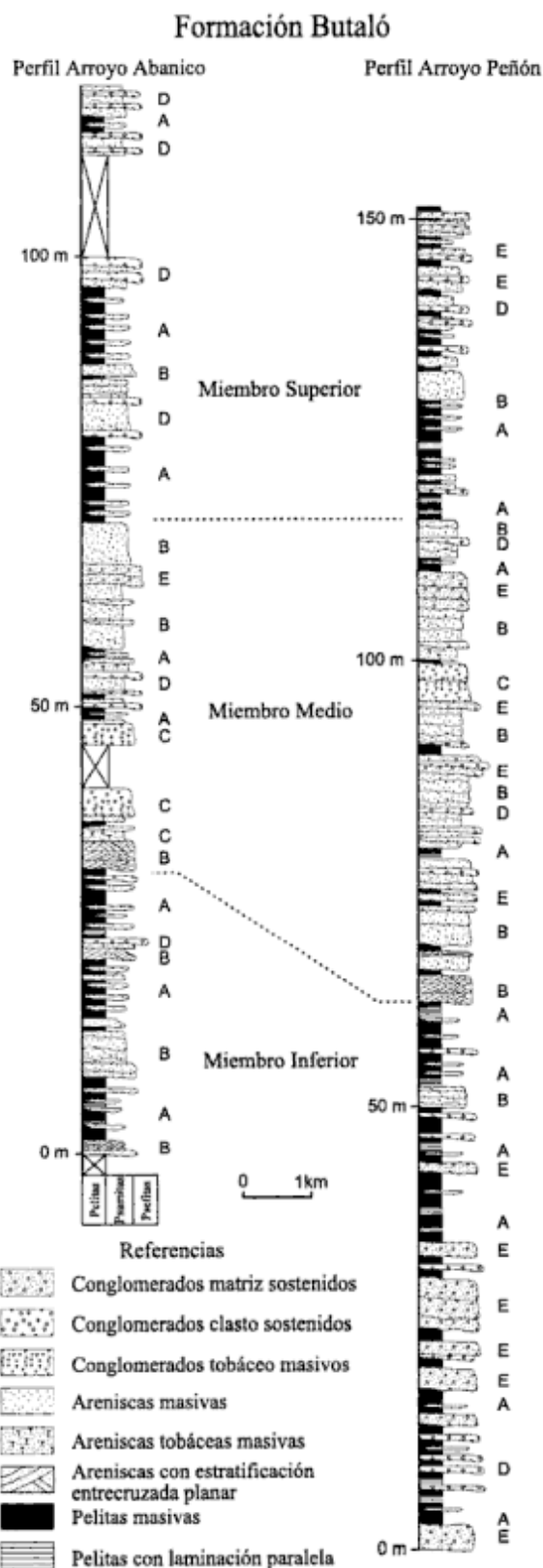


Figura 4: Perfiles sedimentológicos de la Formación Butaló. Las letras A, B, C, D y E corresponden a las distintas litofacies reconocidas.

tre 4 y 10 cm de espesor, algunos tabulares y otros, los de menor espesor, marcadamente lenticulares.

Litofacies B: Areniscas gruesas y sabulitas masivas o con estratificación entrecruzada planar. Esta litofacies se presenta formando paquetes aislados, de entre 0,5 y 6 m de espesor, a lo largo de los dos perfiles, pero principalmente en su sector intermedio (Fig. 4). Las areniscas son gruesas a sabulíticas, masivas o con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, de color gris a gris amarillento. Se presentan en potentes bancos tabulares, de entre 20 y 50 cm de espesor, generalmente amalgamados. Sus bases son netas no erosivas.

Litofacies C: Areniscas sabulíticas y conglomerados finos tobáceos masivos. Esta litofacies caracteriza al intervalo comprendido entre los 31 y 55 m del perfil arroyo Abanico y entre los 96 y 129 m del perfil arroyo Peñón (Fig. 4). Consiste en bancos tabulares, de espesores desde los pocos decímetros hasta 3 m, caracterizados por bases planas no erosivas y techos planos. Las areniscas son gruesas a sabulíticas, tobáceas, sin estructuras internas y de color gris a gris verdoso. Los conglomerados son finos, masivos, matriz sostenidos, de color gris. La matriz es tobácea y constituye el 70 a 80% de la roca. Los clastos son subangulosos y su diámetro varía entre 2 y 8 centímetros.

Litofacies D: Conglomerados clasto sostenidos. Esta litofacies se presenta a lo largo de todo el perfil en bancos lenticulares aislados, pero es más frecuente hacia el tope, donde forma sucesiones de hasta 3 m de espesor (Fig. 4). Está compuesta principalmente por conglomerados finos, excepcionalmente medianos, masivos o con gradación normal, clasto sostenidos con matriz arenosa. Sus espesores varían entre 10 y 50 cm y sus bases son netas erosivas. Poseen buena selección de clastos, cuyos tamaños oscilan entre 1 y 5 cm, aunque ocasionalmente llegan hasta 10 centímetros.

Litofacies E: Conglomerados finos matriz sostenidos masivos. Se presentan en bancos tabulares, de bases netas no erosivas y techos netos planos. Poseen matriz arenosa mediana a gruesa, que constituye entre 60 y 90% del total de la roca. Los clastos son subredondeados a redondeados y su tamaño oscila entre 0,5 y 3 cm, aunque excepcionalmente se observan clastos subredondeados aislados de hasta 10 centímetros.

Interpretación. El miembro Inferior de la Formación Butaló se caracteriza principalmente por las facies de pelitas finamente laminadas intercaladas con delgados bancos arenosos (litofacies A). Estas características junto con las evidencias de restos de moluscos hallados por Polanski (1957) indican una sedimentación tranquila, fundamentalmente por suspensión y por flujos tractivos débiles (Miall 1996), en un ambiente lacustre. Este ambiente fue interrumpido esporádicamente por episodios efímeros de flujos masivos cohesivos (litofacies E), flujos acuosos no confinados (*sheet flood*) (litofacies B) y por corrientes tractivas canalizadas (litofacies D).

En la sección media de la formación se observa un predominio de litofacies C, B y D, que indican condiciones de mayor energía. Las facies de conglomerados de bases erosivas (litofacies D) permiten interpretar una depositación por medio de flujos encauzados de mayor energía. En este sector se han encontrado restos de troncos fósiles que fueron atribuidos por Armando (1949) a *Araucarites*. La litofacies de depósitos piroclásticos retrabajados (litofacies C), que representa flujos gravitatorios masivos, de carácter efímero, se encuentra bien representada en los tramos medios de los perfiles. Esta litofacies indica la existencia de un evento efusivo contemporáneo del proceso de sedimentación.

En el miembro Superior vuelven a predominar las facies pelíticas intercaladas con bancos arenosos y conglomeráticos finos aislados, que indican una disminución en la energía del ambiente.

Procedencia de clastos

Los niveles conglomeráticos de la Formación Butaló poseen clastos de calizas, sedimentitas rojas, volcanitas, tobas y escasos granitos, lo que sugiere un aporte de material tanto de la Cordillera Frontal como de la Cordillera Principal.

Modelo paleoambiental

El análisis de los perfiles sedimentológicos levantados permite establecer que la Formación Butaló se depositó en un ambiente lacustre, en un área de baja a moderada topografía, que fue interrumpido por la entrada de depósitos fluviales.

El área de procedencia de los materiales epiclásticos de esta unidad corresponde tanto a la Cordillera Principal como a la Cordillera Frontal.

Edad y correlación

Criado Roque (1950) ubicó a la Formación Butaló en el Mioceno temprano como equivalente al Colloncurense norpatagónico por su granulometría fina y su alto contenido de rocas piroclásticas. Sin embargo, si se interpreta que el "Conglomerado Tunuyán" se depositó durante el Mioceno temprano al Mioceno tardío basal, y que se encuentra sobreyacida por las volcanitas del centro volcánico de San Juan de edad pliocena temprana a pliocena, se podría asignar a esta formación una edad miocena tardía alta.

Esta formación ha sido interpretada por Polanski (1957) como coetánea con la Formación Papal que aflora al sur, en el tramo medio y superior del arroyo Corrales Negros, y más al sur aún, en la Vega de los Caballos y en las nacientes de los arroyos Durazno y Ove-

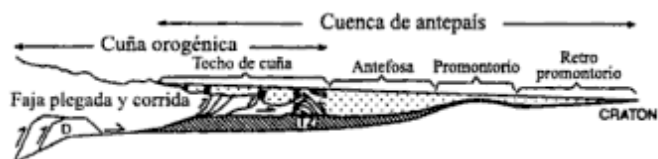


Figura 5: Sección esquemática de un sistema de cuenca de antepaís, donde se muestran las distintas depozonas: techo de cuña (*wedge-top*), antifosa (*foredeep*), promontorio (*forebulge*) y retro promontorio (*back-bulge*), a escala aproximadamente real (según DeCelles and Gilles, 1996).

ra (Pérez *et al.* 1997). Sin embargo, la edad miocena media asumida por estos autores no concordaría con la edad propuesta en este trabajo.

Paleogeografía de la cuenca

DeCelles y Giles (1996) propusieron un modelo de sistema de cuenca de antepaís en donde distinguieron cuatro depozonas: techo de cuña (*wedge-top*), antifosa (*fore-deep*), promontorio (*forebulge*) y retro-promontorio (*back-bulge*) (Fig. 5). Los sedimentos depositados en el techo de cuña contienen estructuras de crecimiento debido a que fueron depositados por encima de fallas ciegas activas (Horton y DeCelles 1997). Los sedimentos depositados en la antifosa no fueron afectados en el momento de su depositación por las fallas. El promontorio es un alto estructural que puede ser una zona de erosión, de no depositación o de condensación estratigráfica. La zona de retro-promontorio es una región de limitada acumulación de sedimentos entre el promontorio y

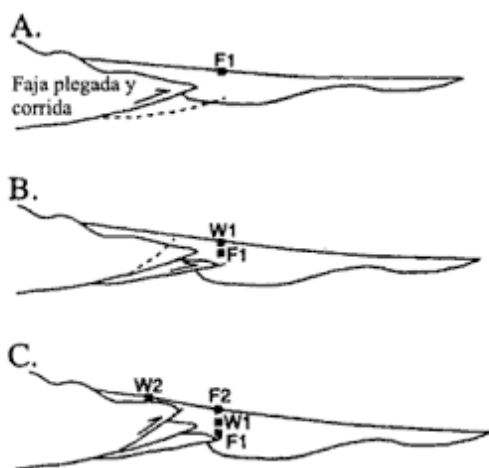


Figura 6: Diagrama esquemático donde se observa la deposición y el entierro de las partículas sedimentarias (cuadrados negros) en un sistema de cuenca de antepaís. (A) La partícula F1 es depositada y enterrada en la antifosa. (B) La zona de corrimientos migra hacia el antepaís, incorporando a F1 dentro de la pared colgante de la cuña orogénica; la partícula W1 es depositada y enterrada en el lo que ahora es el techo de cuña, por encima de F1. (Simplificado de DeCelles y Giles 1996).

el cratón. Cada depozona se define en términos de su posición durante la depositación, por lo tanto, en una localidad dada (Fig. 6), se puede observar la migración del sistema de cuenca de antepaís a través del tiempo.

De acuerdo con este modelo de sistema de cuenca de antepaís, el "Conglomerado Tunuyán" se habría depositado en la antifosa proximal (Fig. 7). Esto se infiere por la ausencia de discontinuidades progresivas y estructuras de crecimiento. Sin embargo, al progresar hacia el antepaís la deformación de la faja plegada y corrida, los depósitos sedimentarios fueron involucrados dentro del techo de cuña (Fig. 7).

Con el levantamiento de la Cordillera Frontal se generó una cuenca de antepaís partida (*broken foreland*

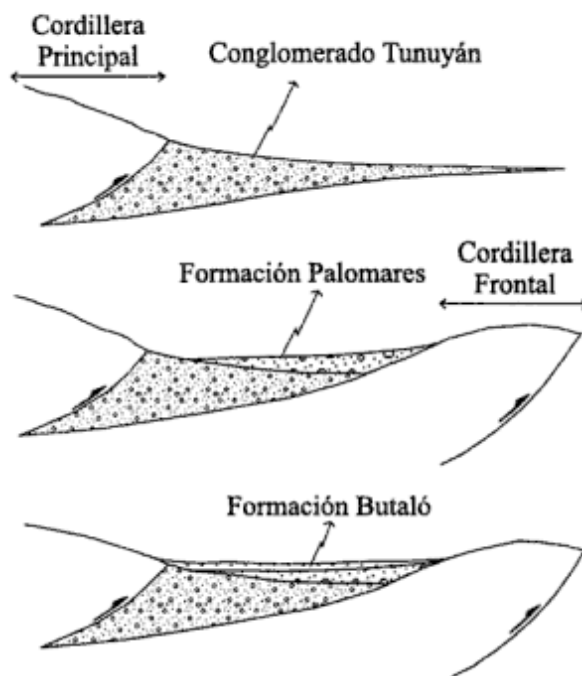


Figura 7: Sección esquemática de la evolución de la cuenca de antepaís a una cuenca de antepaís partida (*broken foreland basin*).

basin, Jordan 1995), donde se depositaron los sedimentos de las formaciones Palomares y Butaló (Fig. 7).

Conclusiones

Las unidades neógenas que afloran en la región del río Palomares entre la Cordillera Principal y la Cordillera Frontal evidencian tres episodios tectónicos distintos en la migración de la deformación ándica hacia el este. Estas unidades se encuentran dentro de una cuenca de antepaís que posteriormente fue involucrada en la deformación.

Los primeros depósitos sinorogénicos neógenos corresponden al "Conglomerado Tunuyán", y fueron acumulados como respuesta a la exhumación de las rocas

del arco volcánico y de las secuencias mesozoicas levantadas en la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal. Estos conglomerados se depositaron en la anfosa (*foredeep*) del sistema de cuenca de antepaís y posteriormente fueron involucrados dentro del techo de cuña (*wedge-top*). Dentro de estos depósitos se distinguen cinco ciclos estoqueados verticalmente que representan períodos de alta subsidencia tectónica intercalados con períodos de baja o nula subsidencia.

La Formación Palomares representa depósitos sinorogénicos proximales producto del levantamiento de la Cordillera Frontal. Este evento tectónico se evidencia por la discordancia angular que separa a esta formación del "Conglomerado Tunuyán". La Formación Butaló se depositó en una cuenca intermontana en un período de importante subsidencia, con posterioridad a un nuevo evento tectónico registrado a partir de la fuerte discordancia erosiva y angular entre estos depósitos y el "Conglomerado Tunuyán".

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado con fondos del Subsidio UBACYT TW87 de la Universidad de Buenos Aires. La autora desea agradecer a Victor A. Ramos por la supervisión del trabajo y lectura crítica del texto; a Maisa Tunik por sus correcciones; a Carla Buono, Sergio Ort y Emilio Rocha por su apoyo en las tareas de campo y especialmente a los árbitros Leonardo Legarreta y Reynaldo Charrier por su revisión crítica del manuscrito y sus contribuciones para un notable mejoramiento de su contenido.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Armando, V., 1949. Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Departamento de Tunuyán entre el río Palomares y el Cordón del Marmolejo al norte del río Tunuyán, Universidad Nacional de La Plata, tesis N° 150, 112 p. (Inédito), La Plata.
- Ballance, P. F., 1984. Sheet flow dominated gravel fans of the non-marine middle Cenozoic Simmler Formation, Central California. *Sedimentary Geology* 38(1): 337-359.
- Baulies, O. L., 1951. Levantamiento geológico de la Hoja 25 a-b Alto valle del río Tunuyán (1:100.000), Provincia de Mendoza. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales*, 98 p. (Inédito), Buenos Aires.
- Blair, T. C., 1987a. Sedimentary processes, vertical stratification sequences, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Geology* 57(1): 1-18.
- Blair, T. C., 1987b. Tectonic and hydrologic controls on cyclic alluvial fan, fluvial, and lacustrine rift-basin sedimentation, Jurassic-lowermost Cretaceous Todos Santos Formation, Chiapas, Mexico. *Journal of Sedimentary Geology* 57(5): 845-862.
- Blikra, L. H. y Nemeck, W., 1998. Postglacial colluvium in western Norway: depositional processes, facies and palaeoclimatic record. *Sedimentology* 45(5): 909-959.
- Bull, W. B., 1977. The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography* 1: 222-270.
- Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P. y Stephens, G., 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta)*, 1: 460-464, Santiago.
- Criado Roque, P., 1950. Consideraciones sobre el Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 5(4): 233-255.
- Darwin, Ch. R., 1846. *Geological observations in South America. Being the third part of the Geology of the voyage of the Beagle, during the years 1832 to 1836.* Smith, Elder & Co., 279 p., London.
- DeCelles, P. G. y Giles, K. A., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105-123.
- Giambiagi, L. B. y Tunik, M. A., 1997. Depósitos finicretácicos - terciarios de la región del río Palomares, Provincia de Mendoza. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta)*, 1: 494-498, Santiago.
- Groeber, P., 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30' S. *Museo Argentino B. Rivadavia, Revista Ciencias Geológicas* 1(5): 13-52.
- Heward, A. P., 1978. Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D - Stephanian B coalfields, northern Spain. En: A. D. Miall (Ed.): *Fluvial sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologist, Memoir 5: 669-702.
- Hogg, S. E., 1982. Sheetfloods, sheetwash, sheetflow, or ...?. *Earth Science Reviews* 18: 59-76.
- Horton, B. K. y DeCelles, P. G., 1997. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. *Geology* 25(10): 895-898. Boulder.
- Jordan, T. E., 1995. Retroarc foreland and related basins. En: C. J. Busby y R. V. Ingersoll (Eds.): *Tectonics of sedimentary basins.* Blackwell Scientific Publications, 286: 737-867, New Haven.
- Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 52 (1): 279-297.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R., 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of volcanic rocks.* Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania, 198 p., Tasmania.
- Miall, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: A. D. Miall (Ed.): *Fluvial sedimentology*, Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597 - 604.
- Miall, A. D., 1996. *The geology of fluvial deposits.* Springer - Verlag Berlin Heidelberg. 582 p., New York.
- Nemeck, W. y Postma, G., 1993. Quaternary alluvial fans in southwestern Crete: sedimentation processes and geomorphic evolution. En: C. Puigdefabregas y M. Marzo (Eds.): *Alluvial Sedimentation.* International Association of Sedimentology, Special Publication 17: 235-276, Paris.
- Pascual, R., 1949. Observaciones geológicas en la Cordillera de Mendoza, Departamento de Tunuyán, entre Mesón San Juan y el río Palomares al oeste del alto río Tunuyán. Universidad de la Plata, Tesis N°150, 135 p., (Inédito), La Plata.
- Pérez, J., Álvarez, G., Choncheyro, A. y Ramos, V., 1997. La Formación Papal: depósito sinorogénico de la cuenca de antepaís de Tunuyán, Mendoza, Argentina. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno (Antofagasta)*, 1: 568 - 572, Santiago.
- Polanski, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del terciario de la depresión intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. *Contribución Científica Serie Geología*. 1(2): 95 - 139, Buenos Aires.

- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la Hoja 25 a-b - Volcán de San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98: 92 p., Buenos Aires.
- Ramos, V. A., Cegarra, M. y Cristallini, E., 1996a. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30°-36°S latitude). *Tectonophysics* 259: 185-200.
- Ramos, V. A., Godoy, E., Godoy, V. y Pángaro, F., 1996b. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino-Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes (33°30'S). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 337 -352, Buenos Aires.
- Steel, R. J., Maehle, S., Nilsen, H., Roe, S. L. y Spinnangr, A., 1977. Coarsening-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway: sedimentary response to tectonic events. *Geological Society of America, Bulletin* 88: 1124-1134.

Recibido: 3 de agosto, 1998

Aceptado: 14 de abril, 1999

Petrología de la secuencia mesozoica del cerro Cucho, Chubut occidental

Gabriela Isabel MASSAFERRO

Centro Nacional Patagónico, Boulevard Brown s/n.
9120 Puerto Madryn, Chubut

ABSTRACT. *Petrology of the Mesozoic sequence of the cerro Cucho, Western Chubut.* Geological mapping and investigation in the cerro Cucho region have led to a petrogenetic model for the most important units. The oldest of these units, the informally designated Cerro Cucho volcanic rocks, consists of lavas, pyroclastic and sedimentary rocks, and is assigned a Jurassic (Pliensbachian) age from its fossil content. More silicic volcanic rocks stratigraphically above the Cerro Cucho volcanic rocks are assigned a Cretaceous age. All of these older units were then cut by epizonal Cretaceous Andean Batholith granitoids. The granitoids are characterized by mafic microgranular enclaves that are interpreted as indicating mingling processes during ascent. Both volcanic and intrusive rocks have intermediate, calc-alkaline compositions typical of those found in continental arcs with a relative thin crust. Minor elements and REE contents are consistent with an upper mantle origin with contributions from the subducted slab and minor crust contamination.

Introducción

A partir del Jurásico medio y, como resultado del inicio de la subducción, se establece en todo el margen occidental de América del Sur, un sistema de arco que perdura hasta la actualidad. Dentro de este contexto se desarrolla la actividad magmática que caracteriza la evolución geológica del borde occidental de la provincia del Chubut.

En la presente contribución se presentan los resultados de las investigaciones realizadas en el área del cerro Cucho, que involucran fundamentalmente los aspectos petrográficos y petrogenéticos de las unidades correspondientes al lapso Jurásico-Cretácico aflorantes en el mencionado sector.

El cerro Cucho se encuentra ubicado 20 km al oeste de la localidad de Tecka (Fig. 1) y constituye el extremo sur de la Sierra de Caquel, alcanzando una altura máxima de 2000 metros, enmarcado geológicamente en el límite entre la Cordillera Patagónica Central y lo que informalmente se conoce como Precordillera del Chubut. La zona de estudio se encuentra delimitada por los meridianos de 71°03' y 71°12' longitud oeste, entre los paralelos 43°23' y 43°29' de latitud sur.

Marco geológico regional

La Cordillera Patagónica Central (CPC) es una unidad morfoestructural definida por Haller y Lapidó

(1980) para describir el tramo de la Cordillera Patagónica comprendido entre los 43° y 47° S. Las rocas más antiguas aflorantes en esta región son las volcanitas y piroclastitas de la Formación Lago La Plata (Ramos 1976), de edad toarciense-titoniana. Sobre éstas se depositan sedimentitas marinas correspondientes al Grupo Coyhaique, de edad titono-neocomiana y por último se registra otro evento magmático a fines del Cretácico, representado por las volcanitas del Grupo Divisadero y las plutonitas granodioríticas del Batolito Andino, que intruyen toda la secuencia.

El Terciario temprano está representado por volcanitas, piroclastitas y sedimentitas continentales intercaladas de la Formación Huitrera (Ravazzoli y Sesana 1977), que se conoce también en la literatura geológica como Serie Andesítica (Feruglio 1927). La Formación Ñorquinco (Cazau 1972), del Terciario tardío, representa depósitos con características intermontanas. Luego se registra otro evento magmático de edad miocena, denominado granitoide Miyaguala (Haller 1979). La columna estratigráfica se completa con los depósitos glaciares del Pleistoceno-Holoceno descritos por Lapidó *et al.* (1988) y los depósitos de remoción en masa, aluviales y coluviales generados durante el Holoceno.

Hacia el este de la CPC, se extiende una zona que se conoce como Chubut extraandino o también denominado informalmente Precordillera del Chubut. La entidad más antigua reconocida en el sector extraandino es la Formación Arroyo Pescado (Rolleri 1970), que era considerada de edad paleozoica temprana. Vizán *et al.* (1996) consideran que esta entidad forma parte del

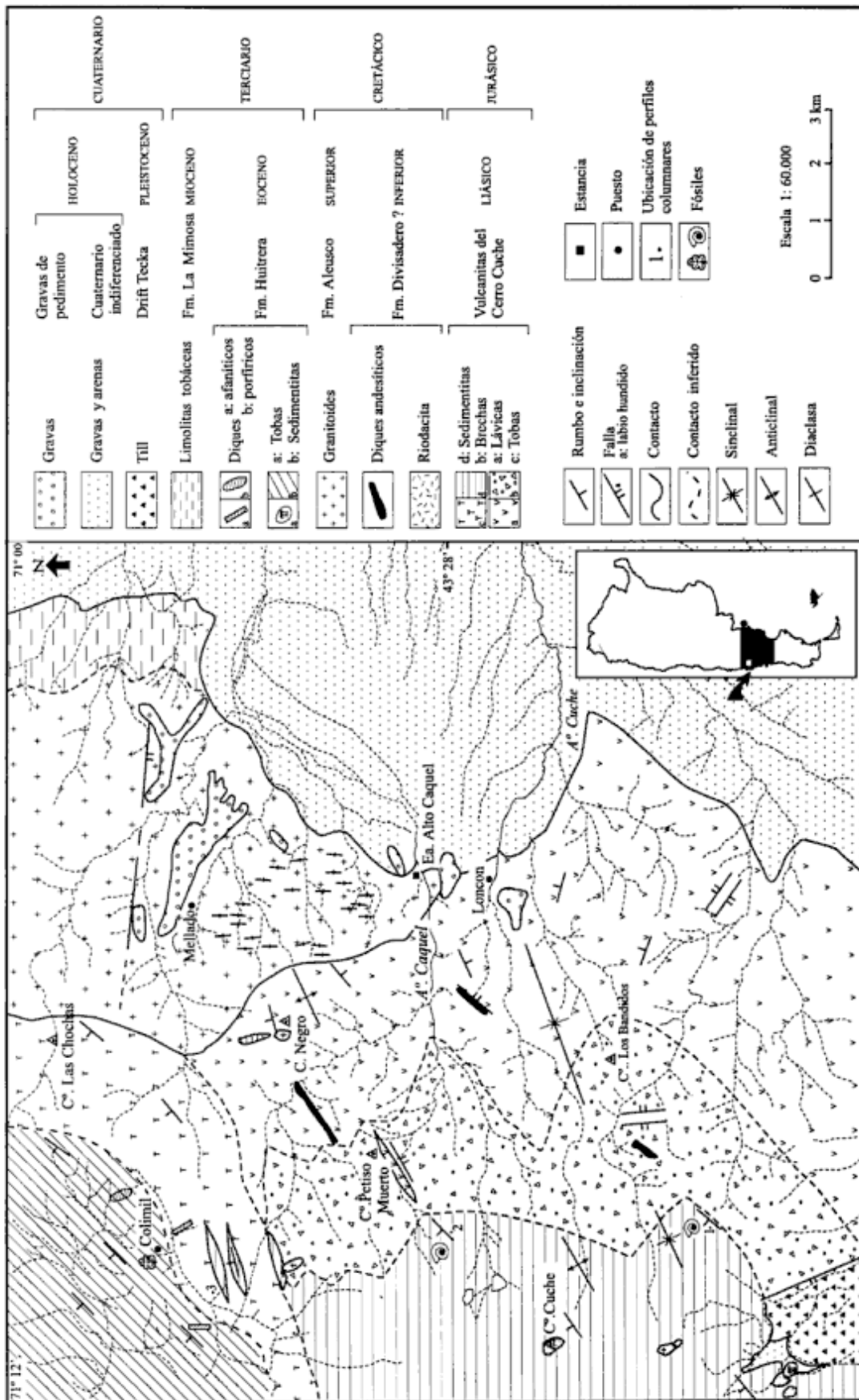


Figura 1: Mapa geológico y de ubicación

Grupo Tepuel (Borrello 1969), correspondiente al Carbónico medio.

En el Jurásico temprano, en el sector de las Sierras de Tepuel y Tecka se despositan los elementos marinos litorales de la Formación Lepá (Rolleri 1970). Hacia el este, en el sector de Pampa de Agnia, estos sedimentos son esencialmente continentales y están representados por las Formaciones Puntudo Alto (Herbst 1968) y El Córdoba (Robbiano 1971), si bien existe entre éstas una intercalación marina representada por la Formación Osta Arena (Herbst 1968). Desde el Jurásico medio en adelante predominan las efusiones volcánicas y piroclásticas. Estos depósitos se conocen en general con los nombres de Formación Lonco Trapial (Lesta y Ferello 1972) y Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio 1975); la Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.* 1968) representa una intercalación de origen lacustre.

En el Cretácico se desarrolla un período muy importante de magmatismo. Se inicia con la intrusión de los cuerpos de composición básica denominados por Turner (1982) como Formación Tecka, también conocidos como Complejo Cresta de los Bosques (Franchi y Page 1980). En el Cretácico tardío, el magmatismo continúa con un carácter intermedio a ácido dando origen a los granitoides de la Formación Aleusco, que se consideran la representación más oriental del Batolito Andino.

El Terciario de la región de Tecka, al igual que en la Cordillera, está caracterizado por la efusión de lavas de naturaleza andesítica, denominadas por Feruglio (1927) como Serie Andesítica. En la Sierra de Tecka, se depositan en discordancia sobre esta entidad sedimentos lacustres de la Formación Carinao (Turner 1982), asignados por este autor al lapso Oligoceno-Mioceno, mientras que más al este y comprendiendo el mismo período, se establece una cuenca continental que se colmata con los sedimentos de la Formación Cañadón Pelado (Feruglio 1949). En el Mioceno, se produce una depresión en el sector de la Sierra de Tecka que se rellena con los elementos continentales de la Formación La Mimosa (Turner 1982). Los últimos eventos del Terciario están representados por las tobas de la Formación Cayulef (Turner 1982) y los basaltos de la Formación Epulef (Turner 1982), de edad pliocena. El cuaternario está representado por depósitos glaciares, pedemontanos y de remoción en masa.

Reseña de la estratigrafía del área del cerro Cucho

La unidad más antigua reconocida dentro del sector estudiado (Fig. 1) comprende un conjunto de lavas, piroclásticas y sedimentitas que se agrupan bajo la denominación informal de "Volcanitas del cerro Cucho".

En función de las observaciones realizadas en el

área, se divide a esta unidad en tres miembros según la litología predominante. Un miembro mayormente constituido por rocas volcánicas lávicas, uno caracterizado por la presencia de brechas volcánicas y piroclásticas y otro, en el que predominan las rocas sedimentarias. Estos tres miembros se hallan interdigitados y el pasaje de uno a otro es transicional. Sobre la base del contenido fosilífero hallado en las sedimentitas, se asigna esta unidad al Pliensbachiano y por tanto correlacionable con las volcánitas del Grupo Lago La Plata (Haller y Lapido 1980) o con las volcánitas de la Formación El Córdoba (Robbiano 1971).

Existen afloramientos de lavas riódacíticas y diques andesíticos que han sido asignados por su composición y relaciones estratigráficas al Cretácico, correlacionándolos con la Formación Divisadero (Heim 1940).

La sucesión jurásica se encuentra intruida por granitoides que forman parte del denominado Batolito Andino. Las dataciones radimétricas existentes (ver recopilación en Massaferro 1998) para este tramo del Batolito indican una edad correspondiente al Cretácico.

El Terciario estuvo dominado por una sedimentación clástica de tipo continental que originó por un lado, las sedimentitas comparables con las que componen la base de la Formación Huitrera (Volkheimer y Lage 1981) aflorantes en el ángulo noroeste del sector en estudio (Fig. 1) y, en el ángulo nororiental, las sedimentitas de la Formación La Mimosa, de edad miocena. Las sedimentitas de la Formación Huitrera son portadoras de una flora asignada por Romero (com. verb. 1997) al Eoceno temprano, comparable a la de la Formación Laguna del Hunco (Aragón y Romero 1984). La secuencia aflora con rumbo N 40° E y una inclinación de 20° al NO. Está constituida por limolitas de colores amarillos, grises y pardos, laminadas y frecuentemente con ondulitas, alternando con areniscas finas estratificadas con restos de troncos fósiles. Por su parte la Formación La Mimosa está conformada por conglomerados, areniscas, y tobas calcáreas friables portadoras de restos de bivalvos y ostrácodos de agua dulce (Turner 1982). El cuadro estratigráfico del sector se completa con depósitos de origen glacial que constituyen el Drift Tecka y por último depósitos aluviales y coluviales.

Geología y petrografía

Volcanitas del cerro Cucho

Los afloramientos principales se encuentran ubicados en el sector central del área de estudio (Fig. 1).

La roca más representativa del miembro lávico es una andesita afanítica gris oscura a negra con grados variables de alteración. Al microscopio, la textura de las muestras varía entre porfírica y seriada y se hallan

constituidas principalmente por fenocristales de plagioclasa (andesina-labradorita), piroxenos (augita-diopsido) y anfíboles. Los productos de alteración están representados por albita, calcita, epidoto, clorita y prehnita. La pasta es por lo general de fina granulometría, compuesta por microlitos de plagioclasa y material secundario como opacos, clorita, carbonato, sericita y sílice. Como minerales accesorios caben mencionar apatito (con inclusiones de óxidos de hierro que le confieren coloraciones rojizas), titanita y opacos. Existen variedades más porfíricas, es decir que, en muestra de mano, presentan fenocristales de plagioclasa entre 1 y 5 mm en una pasta gris verdosa afanítica. En algunos casos acompañan fenocristales de anfíbol, pero de menor tamaño. Estas variedades son levemente más ácidas que las anteriormente descritas, hecho que se traduce en una ausencia de piroxeno en la moda.

Se han observado, alternando en la secuencia, lavas de composición dacítica, constituidas por fenocristales de plagioclasa en pastas pilotácicas con cuarzo intersticial.

En algunas muestras se ha observado la presencia de xenolitos de formas irregulares, cuyo tamaño no excede los 5 mm. Se distinguen de la roca hospedante por tener mayor tamaño de grano y concentración de minerales opacos. La composición en general está dada por plagioclasa, máficos (anfíbol o piroxeno) alterados, opacos y apatito.

En el faldeo occidental del cerro, las volcanitas aflorantes se encuentran intercaladas con las sedimentitas y se caracterizan por la presencia de nódulos de anfíbol, que se formaron como consecuencia de la reacción por asimilación entre xenolitos (de la roca de caja) y el magma. La liberación de agua del xenolito permite el mayor desarrollo de la fase que cristalizaba en ese momento, en este caso el anfíbol (Mc Birney 1993, pág. 144).

En los afloramientos del sector sureste del área, las andesitas presentan líneas o filetes de flujo generadas por la isorientación de las plagioclasas. Éstas son estructuras típicas de las andesitas y se atribuyen generalmente a esfuerzos de cizalla producidos durante el flujo laminar (Cas y Wright 1988).

El miembro piroclástico está constituido por tobas, lapillitas y brechas volcánicas que afloran en la faja central (Fig. 1), engranándose lateralmente hacia el oeste con el Miembro Sedimentario y hacia el este con las volcanitas lávicas.

Las brechas constituyen afloramientos de dimensiones importantes, suelen ser de texturas muy gruesas, llegando a medir algunos fragmentos 1 metro de largo en el eje mayor. La mayoría de los clastos corresponden a fragmentos de andesitas, de forma angulosa y en general de colores morados o verdosos. La matriz es andesítica, de color verde grisáceo, compuesta por cristales de plagioclasa, ocasionalmente cuarzo y material de alteración: clorita, carbonato, arcillas. Las lapillitas y las tobas son característicamente de color mo-

rado, debido a la gran cantidad de óxidos de hierro que contienen. Los lapillos son subangulosos de colores verdes, grises, pardos y morados. Algunos corresponden a volcanitas porfíricas, otros son afaníticos y no es posible determinar su composición. Se observan cristoclastos de cuarzo redondeados y la pasta es afanítica, con un alto porcentaje de vidrio recristalizado y alterado. Las tobas son de granulometría muy fina, en su mayor parte constituidas por trizas vítreas recristalizadas a felsita o arcillas. Entre los componentes juveniles participan elementos vítreos, cristalinos y líticos en proporciones variables. Alternando en la secuencia se han observado escasos flujos ignimbríticos también de composición andesítica y tobas estratificadas de composición riódacítica.

Grupo Divisadero

El cerro Cucho se encuentra coronado por una lava de composición riódacítica, la única con estas características reconocida en el sector, que se asigna al Grupo Divisadero (Heim 1940; Haller y Lapido 1980). Es de color gris y textura porfírica, constituida por fenocristales de plagioclasa, cuarzo y biotita en una pasta gris afanítica. Sobre la base de las diferencias petrográficas con las volcanitas jurásicas que les infrayacen, se asigna este afloramiento con reservas al Cretácico. Estas diferencias son la presencia de fenocristales de cuarzo y biotita y la ausencia de la alteración propilítica, tan extendida en las rocas jurásicas.

Se incluyen también en esta formación una serie de diques andesítico-dacíticos que intruyen a las volcanitas jurásicas, pero que no se han reconocido en el sector de las sedimentitas terciarias y por esta razón son asignados al Cretácico. Afloran con un azimut aproximado de 210° y con corridas cortas, que no superan los 20 metros. Estos cuerpos se caracterizan por tener una coloración verde grisácea, con fenocristales de plagioclasa y máficos en una pasta afanítica de color verde.

Batolito Andino

En el sector noreste de la zona de estudio, afloran cuerpos granodioríticos (Fig. 1) que constituyen asomos aislados de escasa extensión.

Los contactos con la volcanita son netos y en las proximidades de los mismos se desprenden del cuerpo principal venas aplíticas de hasta 20 cm de espesor que penetran la roca de caja. En un sector se observó el efecto del contacto sobre la caja volcánica la que se transforma en un hornfels por metamorfismo térmico.

Las rocas en general muestran una notable homogeneidad tanto textural como composicional. Se trata de granodioritas de coloración gris clara y textura granular hipidiomorfa mediana a gruesa, a veces con cierta tendencia a porfiroide debido al mayor desarrollo al-

canzado por los cristales de plagioclasa y el anfíbol. Es característica la presencia de enclaves redondeados. Están constituidas por plagioclasa (oligoclasa-andesina), cuarzo, feldespato alcalino, hornblenda y biotita como minerales máficos. Entre los minerales accesorios se destacan titanita, circón, apatito y escasos minerales opacos. Intersticialmente se observaron ceolitas en muy baja proporción.

En el área afloran algunos pequeños cuerpos tipo pórfiros de composición tonalítica que se pueden interpretar como apófisis de la granodiorita.

Como se mencionara anteriormente, la granodiorita está caracterizada por la presencia de enclaves. Éstos son redondeados y pueden alcanzar un diámetro de hasta 20 centímetros. Se distinguen por tener menor tamaño de grano y mayor concentración de minerales máficos que la granodiorita que actúa como roca hospedante. La textura de estos enclaves es granular mediana a fina y el contacto con la roca de caja es neto. Al microscopio se observa que en general todos los minerales son poiquilíticos, ya que contienen numerosas inclusiones de forma redondeada. Los principales constituyentes son hornblenda y plagioclasa (oligoclasa-andesina) y, luego biotita y cuarzo. Como accesorios hay apatito, circón y opacos. El apatito se presenta en secciones prismáticas alargadas a aciculares.

Geoquímica

Volcanitas jurásicas

Se analizaron 19 muestras correspondientes al miembro volcánico lávico de las volcanitas del cerro Cucho por elementos mayores, menores y tierras raras en los laboratorios comerciales ACTLABS de Canadá. Se utilizó el método combinado de plasma y espectrometría de masas (MS-ICP). Los resultados analíticos se presentan en la Tabla 1 y han sido recalculados en base anhidra. Si bien los procesos de alteración se encuentran muy extendidos en las volcanitas jurásicas, para el estudio geoquímico se seleccionaron aquellas muestras que petrográficamente presentaban el menor grado de alteración. De todos modos, se considera que los análisis permiten una caracterización general del quimismo de estas rocas y en el caso de los elementos inmóviles, la elaboración de una hipótesis petrogenética.

El rango de sílice en las rocas analizadas varía entre 51 y 71%. Algunos valores son altos respecto de lo esperado y se atribuye a la presencia de sílice secundaria y minerales de alteración. Esto se hace evidente observando el alto contenido de LOI (pérdida por calcinamiento) de muchas muestras.

La aplicación de diagramas álcalis-sílice como el de la Fig. 2 (Cox *et al.* 1979) permite clasificar las rocas en un rango desde basaltos hasta riolitas, un poco más

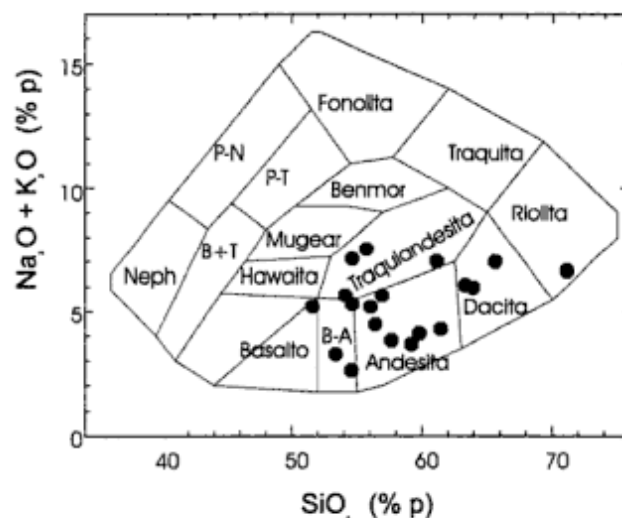


Figura 2: Diagrama de clasificación álcalis vs. sílice (Cox *et al.* 1979) correspondiente a las volcanitas jurásicas.

amplio que el determinado petrográficamente, según el cual las variedades abarcan desde basandesitas hasta riolodacitas.

El índice de aluminosidad de Shand (1951) las ubica en los campos meta y peraluminoso. En el diagrama AFM (Fig. 3) se puede ver claramente como algunas muestras presentan un tren de evolución toleítico, distinguiéndose del resto que conforma un característico tren de diferenciación calcoalcalino. Cabe aclarar que esta diferenciación es únicamente desde el punto de vista químico, ya que no existen relaciones estratigráficas o de campo que permitan distinguir los dos grupos.

En los diagramas Harker (Fig. 4), se puede apreciar una línea de descenso del líquido con tendencia negati-

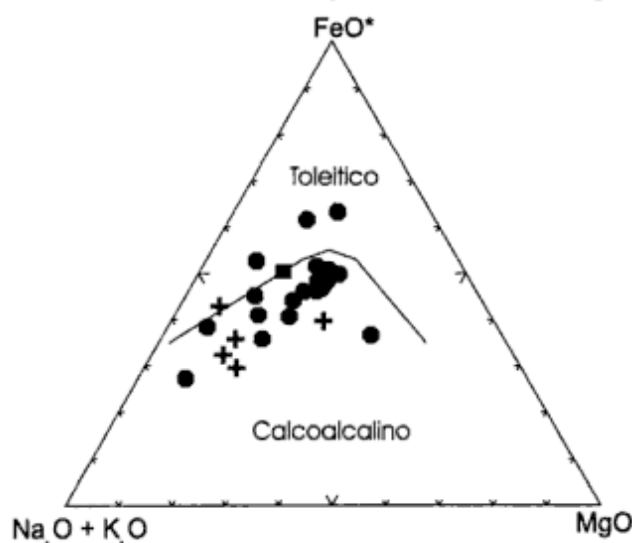


Figura 3: Diagrama AFM (Irvine y Baragar 1971) para las volcanitas jurásicas (círculos llenos) y los granitoides cretácicos (cruces). La mayoría de las muestras conforman un tren de evolución calcoalcalino, sin embargo algunas de las volcanitas jurásicas manifiestan un carácter toleítico.

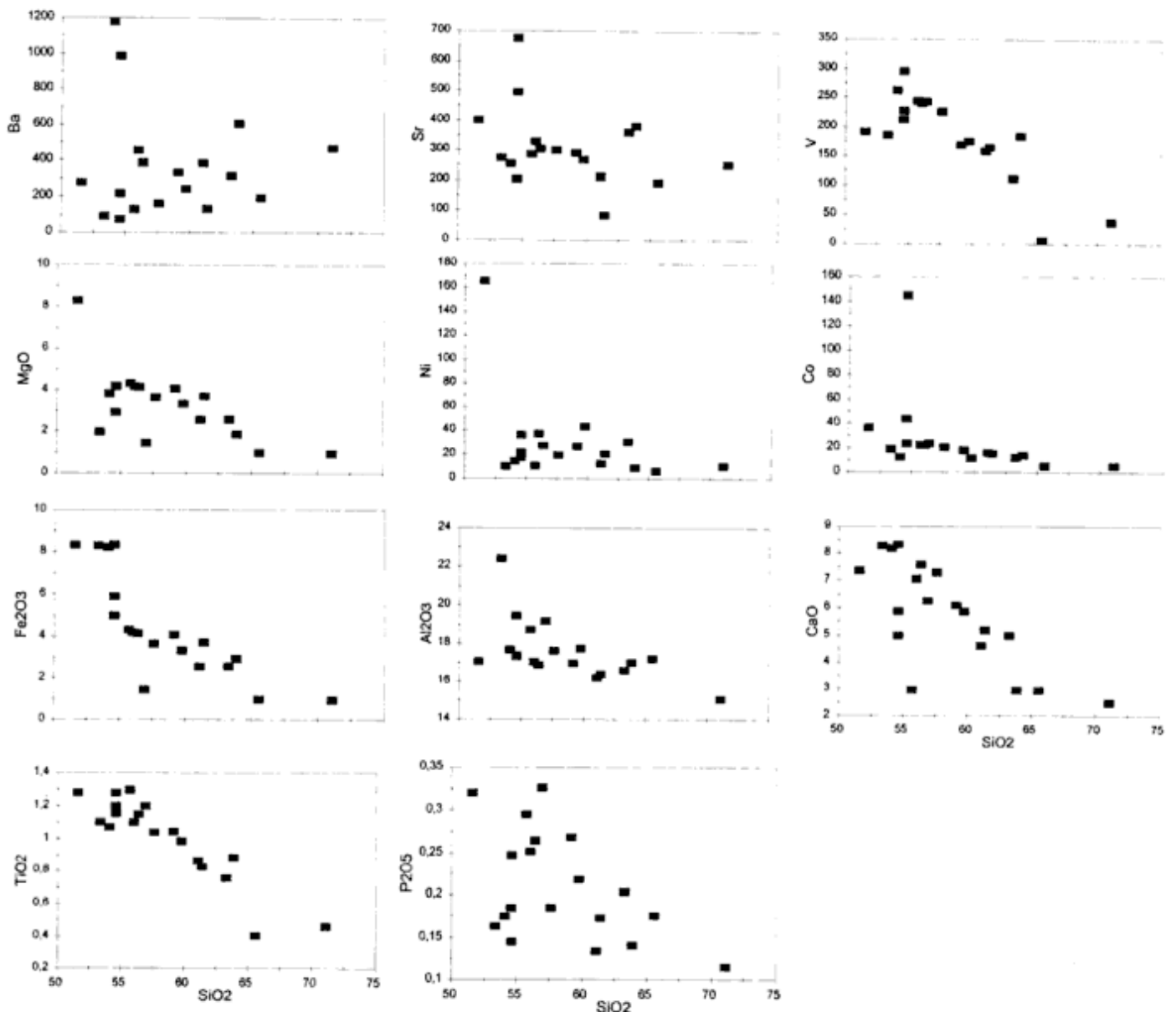


Figura 4: Diagramas Harker de elementos mayoritarios y minoritarios para las volcanitas jurásicas utilizando SiO_2 como índice de diferenciación. En general se observa una buena correlación para la mayoría de los elementos. El Na_2O y el K_2O no fueron incluidos por presentar una notable dispersión.

va para el TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , Al_2O_3 , CaO y P_2O_5 . El Na_2O y K_2O presentan comportamientos muy dispersos evidenciando los procesos de alteración. Los elementos menores muestran buena correlación negativa para el V, Co y el Ni, mientras que se observan trenes dispersos para el Ba y Sr.

Para obtener características de la fuente, se han graficado en diagramas normalizados aquellas muestras que presentan un porcentaje de SiO_2 menor a 56%. En el diagrama normalizado de la figura 5a el contenido de tierras raras es entre 10 y 100 veces mayor que el de los condritos y la pendiente es negativa con enriquecimiento en las tierras raras livianas, excepto en las muestras 37 y 38 que presentan un diseño plano. No se observa una marcada anomalía negativa de Eu, hecho

que concuerda con la falta de fraccionamiento de Sr o Ba. El Ta presenta un comportamiento anómalo para algunas muestras, con valores muy altos en relación al Nb. Esta anomalía podría atribuirse a un error analítico o contaminación durante la molienda. Los diagramas normalizados a Morb son útiles para identificar procesos de contaminación con la corteza o aporte de la placa subductada, ya que su diseño no se ve afectado por el grado de fusión parcial o procesos de cristalización fraccionada (Pearce 1983). Los diseños en general son empinados (Fig. 5b) con pendientes negativas desde el Rb hasta el Y, manifestando así un enriquecimiento relativo en grados variables de los elementos más incompatibles tales como el Rb, el Th y K, con anomalías negativas en Ti y Nb.

Petrogénesis de las volcanitas. Del análisis de los diagramas Harker (Fig. 4) se pueden elaborar algunas conclusiones generales. El Ti y el V presentan fraccionamientos constantes que indican la cristalización fraccionada de óxidos de Fe y Ti como ilmenita o magnetita, conclusión avalada por la variación, al menos en el conjunto calcoalcalino del Fe_2O_3 . La disminución de Co y Ni, junto con la de MgO a lo largo de la serie analizada indican cierto fraccionamiento de olivina y, el P_2O_5 muestra la cristalización fraccionada de apatito. En el conjunto calcoalcalino, la disminución de los tenores de CaO y Al_2O_3 con el aumento de la sílice indicarían a priori el fraccionamiento de plagioclasa, sin embargo ni el Sr, el Ba o el Eu, confirman esta tendencia. El efecto de cristalización de la plagioclasa posible-

mente se haría evidente si hubiera muestras consanguíneas más evolucionadas, ya que en el rango de rocas analizado este mineral estaba acumulándose. En cambio, el comportamiento observado del CaO y Al_2O_3 puede estar relacionado con el fraccionamiento de clinopiroxeno. Por lo tanto, y como era esperable en magmas generados en ambientes de arco, éste habría evolucionado en una primera etapa por la cristalización fraccionada de baja presión de óxidos de Fe y Ti, olivina y piroxeno. Posteriormente se estima que la evolución de los magmas pudo estar controlada en parte por la cristalización de anfíbol, pero al sumarse otras variables durante el ascenso, este control no se hace evidente a través de la química de las rocas.

La abundancia de tierras raras pesadas 10 veces mayor a la de los condritos, indica que no hubo granate residual en la fuente. Asimismo las bajas relaciones La/Yb, que varían entre 1 y 11, confirman este postulado. Las muestras 37 y 38 con un diseño plano estarían posiblemente representando el mayor grado de fusión parcial en el manto, y sus abundancias relativas de tierras raras serían similares a las de la fuente. Las muestras que tienen una pendiente más empinada, evidenciarían menor grado de fusión parcial, posiblemente con clinopiroxeno residual. Este mineral con coeficiente de partición mayor para tierras raras pesadas en relación a las livianas, provoca un enriquecimiento relativo de estas últimas en el líquido resultante.

Tanto las rocas toleíticas como las calcoalcalinas resultan tener afinidades con rocas de arco. Esto se desprende de las características arriba señaladas que se traducen graficamente en algunos diagramas discriminatorios (Fig. 6). Las muestras 37 y 38 en algunos casos pueden graficar en campos correspondientes a ba-

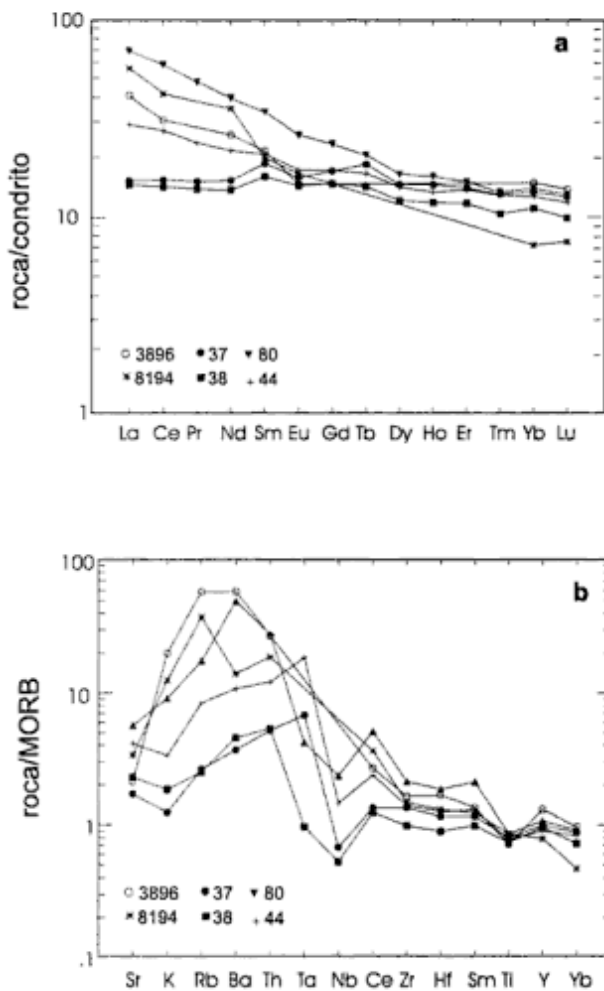


Figura 5: Diagramas normalizados de los contenidos de elementos menores y tierras raras de las volcanitas jurásicas. **a**, normalización a condrito según constantes de Nakamura (1974), en general la pendiente es negativa con enriquecimiento en las tierras raras livianas, excepto en las muestras 37 y 38 que presentan un diseño plano. **b**, MORB, según constantes de Pearce (1983). Los diseños en general son empinados con pendientes negativas desde el Rb hasta el Y, se destaca un enriquecimiento relativo de los elementos más incompatibles y anomalías negativas en Ti y Nb.

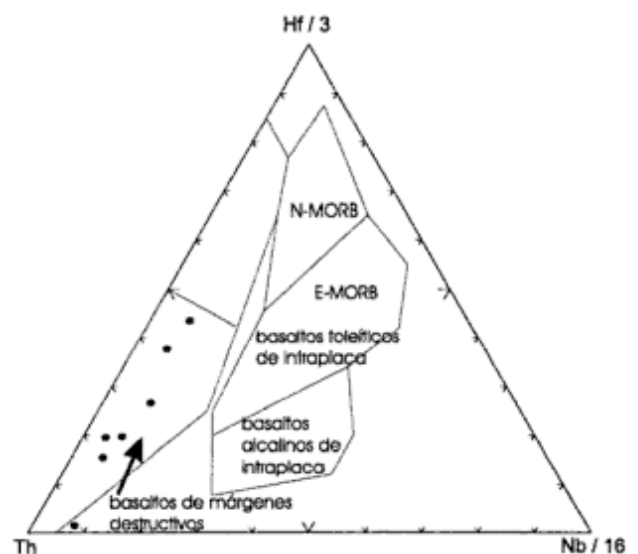


Figura 6: Diagrama discriminatorio de ambientes tectónicos para basaltos y sus diferenciados según Wood (1980) utilizado para las volcanitas jurásicas. Las muestras grafican en el campo correspondiente a basaltos de márgenes destructivos.

saltos de fondo oceánico debido a su afinidad toleítica, reflejando así una composición más cercana a la del manto, con menor interacción de la placa subductada y de la corteza continental. Esto es lo que sucede en general durante los primeros estadios de evolución del arco, cuando la corteza es relativamente delgada y por lo tanto los magmas no experimentan tanta contaminación durante el ascenso o fraccionamientos a alto nivel cortical. Para las muestras más evolucionadas hay evidencias de cristalización fraccionada de baja presión como resultado del almacenamiento del magma en cámaras instaladas a poca profundidad en la corteza. Una evidencia de la existencia de estas cámaras es la presencia de xenolitos en las lavas, los que podrían considerarse como fragmentos de cumulos de la base de la cámara. Otra es el mismo hecho de que exista una serie de diferenciación y, por último, la deformación sufrida sólo por algunas de las fases cristalinas están demostrando la presión ejercida sobre la cámara en zonas de compresión.

En el caso en estudio, se pueden identificar dos tipos de fuente, de un modo similar al que explican Hickey *et al.* (1986). En las rocas más toleíticas (37, 38, 44), que no muestran enriquecimiento en elementos LIL, la fuente debió haber estado empobrecida originalmente, de forma similar a la fuente de los MORB o IAB. Mientras que para el resto de las rocas (siempre tomando las composiciones más básicas), la fuente tiene características de enriquecimiento en LIL, es decir una fuente que podría estar más relacionada al manto litosférico. Este diferente comportamiento entre los dos grupos de rocas se puede interpretar de dos maneras posibles, que estén relacionadas a la misma fuente pero por un distinto grado de fusión parcial en cuyo caso las rocas toleíticas representan un porcentaje de fusión mayor que para el otro grupo; o bien que la fuente sea diferente, en un caso de tipo MORB y en el otro de tipo manto litosférico enriquecido. Un hecho sí es concluyente y es que en las rocas toleíticas habría menor grado de contaminación cortical, hecho que concuerda con un menor espesor de la corteza. Algunos autores (Cornejo *et al.* 1994) consideran que espesores normales o relativamente delgados que justifiquen la ausencia de granate serían menores a 35 km y, teniendo en cuenta que en la actualidad el espesor de la corteza es de aproximadamente 30 km (López Escobar *et al.* 1995), es posible suponer que el espesor de la corteza al momento de la formación de las rocas analizadas pudo haber sido menor a 30 km. Evidentemente, ambos grupos de rocas están manifestando el pasaje de un arco inmaduro a uno más maduro con engrosamiento de corteza continental, aunque no lo suficientemente espesa como para que exista granate. De este modo, el grupo de rocas toleíticas estaría ubicado temporalmente antes que el otro grupo analizado, aunque no hay evidencias estratigráficas que justifiquen esta hipótesis. No hay que descartar la posible relación de estas rocas toleíticas

con los procesos extensionales de intraarco que dieron origen a los cuerpos básicos toleíticos (Fm. Tecka) que caracterizan el Jurásico temprano del sector de las Sierras de Tecka y Tepuel (Page y Page 1990).

Al comparar los resultados obtenidos en las volcanitas aquí estudiadas con datos preexistentes en la literatura correspondientes a volcanitas de edad comparable de otros sectores de la Cordillera Patagónica Central (Baker *et al.* 1981; Haller 1985), se puede apreciar la similitud en cuanto al comportamiento geoquímico.

Las volcanitas cretácicas fueron analizadas químicamente y los resultados obtenidos (Massaferro 1998) no evidencian diferencias significativas con las correspondientes a las volcanitas jurásicas.

Granitoides cretácicos

Se dispone de 5 análisis químicos por elementos mayoritarios, minoritarios y tierras raras (Tabla 1). Cuatro de ellos corresponden a cuerpos graníticos aflorantes en la zona de estudio y uno a un enclave máfico. Los óxidos fueron recalculados a 100% en base anhidra.

Los cuerpos intrusivos se clasifican modalmente como granodioritas y tonalitas; el enclave clasifica como tonalita (Fig. 7). El porcentaje de sílice varía entre 63 y 68% para los granitoides, mientras que el enclave contiene 55% de este elemento. Los tenores de alúmina determinan un índice de Shand desde metaluminoso a débilmente peraluminoso. El pasaje a peraluminoso coincide con una disminución en el contenido de anfíboles.

En el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) (Fig. 3), se ubican dentro del campo de las rocas calcoalcalinas.

En los diagramas Harker, el enclave se ha diferenciado del resto de las muestras pero en general presen-

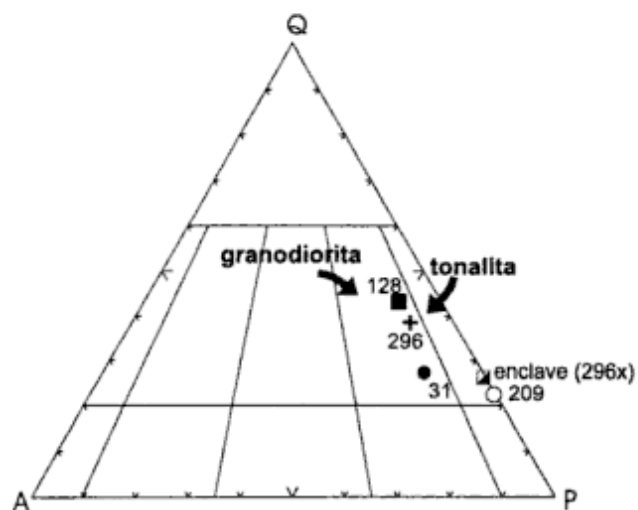


Figura 7: Diagrama QAP de clasificación modal de los granitoides cretácicos y el enclave. Los granitoides clasifican como granodioritas y tonalitas mientras que el enclave como tonalita.

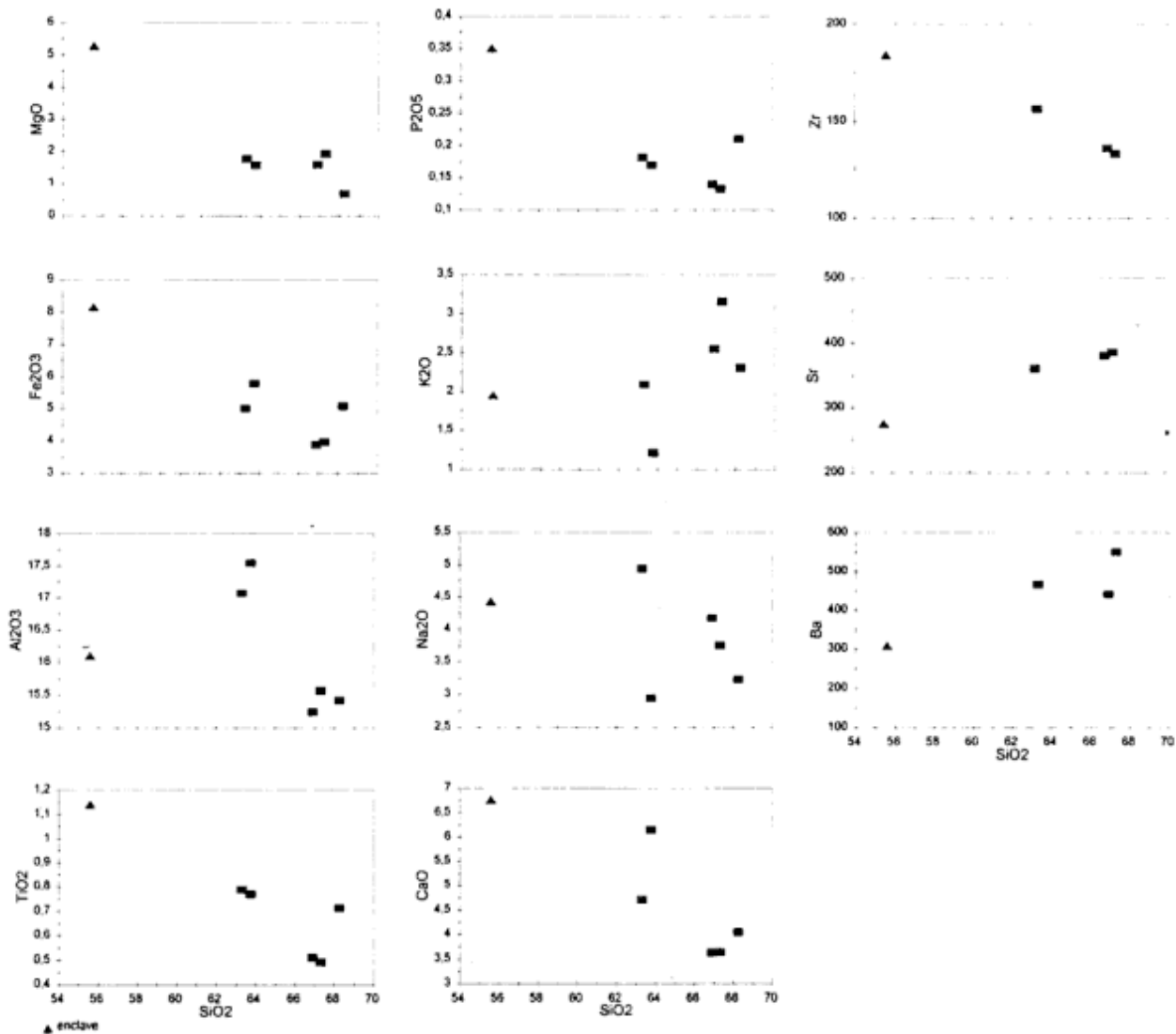


Figura 8: Diagramas Harker de elementos mayoritarios y minoritarios correspondientes a los granitoides cretácicos.

ta una buena alineación con éstas en la mayoría de los óxidos. El P_2O_5 , CaO , Fe_2O_3 , TiO_2 y MgO muestran buenas correlaciones negativas con la sílice (Fig. 8). El K_2O , a pesar de presentar dispersión de datos, muestra enriquecimiento con la diferenciación. La alúmina también presenta una correlación negativa para las muestras del granitoide, sin embargo la concentración en el enclave está empobrecida, apartándose de la tendencia. La tendencia del Na podría definirse en términos generales como negativa, sin considerar los valores bajos detectados en el enclave. El contenido de K es normal según los parámetros de Le Maitre (1989). El Ba y el Sr se concentran con el aumento en el contenido de sílice, mientras que el Zr decrece en forma lineal (Fig. 8). En especial el Sr muestra una concentración sin dispersión con el índice de diferenciación. Ambos elementos se comportan como incompatibles para este tramo de la diferenciación. El Zr en cambio presenta evidencias de compatibilidad.

En los diagramas de elementos trazas normalizados

a condrito (Fig. 9a) se observa una marcada pendiente para las tierras raras livianas, mientras que para las pesadas tiende a un diseño más plano.

Comparando el contenido de elementos incompatibles con los de un hipotético granito (ORG) formado a partir de la evolución por cristalización fraccionada de un MORB (Pearce *et al.* 1984) se aprecia un marcado enriquecimiento en elementos (Fig. 9b) tales como K, Rb, Ba y Th, con un pico marcado en el Rb. Los HFSE, Hf, Zr e Y y las tierras raras, muestran un enriquecimiento menor.

Petrogénesis de los granitoides. Las características petrográficas y relaciones de contacto de los granitoides previamente mencionadas permiten asegurar que se trata de un cuerpo de carácter epizonal, en acuerdo con lo expuesto por Spikermann (1978) y Benito y Chernicoff (1986), y como tal, emplazado a menos de 10 km de profundidad. La textura porfiroide gruesa indicaría facies de borde.

Las características texturales y mineralógicas de los

enclaves permiten definirlos como "enclaves microgranulares máficos", según la terminología empleada por Didier y Barbarin (1991). Existen numerosos trabajos en la literatura (Didier y Barbarin 1991; Elburg y Nicholls 1995) que explican a este tipo de enclave como el resultado de interacción y mezcla mecánica (*mingling*) de un magma ácido con un magma básico. El magma básico se separa en gotas o glóbulos dentro del magma hospedante, más ácido. Debido a que el magma básico tiene mayor temperatura, sufre un desequilibrio térmico y como respuesta para recuperar el equilibrio se sobreenfría, cristaliza rápidamente y genera así las texturas de grano fino generalmente observadas en este tipo de enclaves (Vernon 1991). Otra evidencia del sobreenfriamiento puede ser la cristalización del apatito en forma acicular (Wyllie *et al.* 1962). Los fenocristales de plagioclasa observados en los enclaves tienen algunas características (igual tamaño y composición que los de la granodiorita) que permiten suponer que cristalizaron en la roca hospedante y pasaron luego al enclave, atravesando el borde entre ambos, convirtiéndose por lo tanto en xenocristales (Barbarin y Didier 1991; pág. 259). Este intercambio es posible debido a que no existe en los enclaves un borde de enfriamiento que actuaría como sellador. Se puede extrapolar esta conclusión a algunos fenocristales de hornblenda, pero en ellos tal vez las evidencias no sean tan claras.

Las características mencionadas en relación a la textura, presencia de xenocristales y apatitos aciculares, permiten establecer la existencia de fenómenos de "*mingling*" que actuaron en la formación de los enclaves. A su vez la forma redondeada de los mismos y los contactos netos indican que el magma básico fue incorporado aún en estado plástico y transportado por el magma granítico durante el emplazamiento (Didier 1987). El argumento en contra de esta hipótesis es que en los alrededores no hay afloramientos de rocas básicas de la misma edad que la granodiorita. Podrían corresponder a fragmentos de la roca de caja, pero las formas redondeadas de los enclaves no avalarían esta hipótesis. Una explicación que debería ser analizada, correspondería a la presencia de residuos refractarios de la fuente que se comportaron como partes inmiscibles en el líquido (Chen *et al.* 1990 y Chen *et al.* 1991). Sin embargo esta hipótesis requiere de análisis de isótopos y mayor detalle petrológico para ser evaluada con éxito.

Por otro lado, cuando se incluye en el análisis al enclave, se puede observar en los diagramas de variación tipo Harker, que éste se alinea con la tendencia general. Asimismo, se puede apreciar a través de los diagramas normalizados que en general el comportamiento geoquímico es similar. De modo que se puede considerar a los enclaves máficos como representantes de una de las etapas de evolución del magma que dió origen a los cuerpos granodioríticos. Las rocas de composición

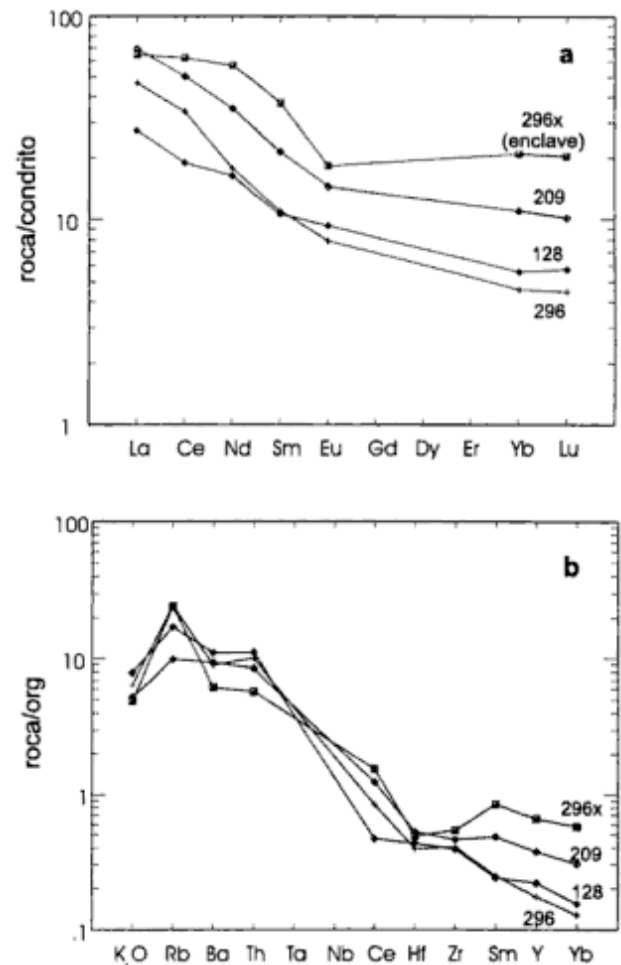


Figura 9: Diagramas normalizados para los granitoides cretácicos. **a**, condrito según constantes de Nakamura (1974). Se observa una marcada pendiente para las tierras raras livianas, mientras que para las pesadas tiende a un diseño más plano. **b**, ORG según Pearce *et al.* (1984), se aprecia un marcado enriquecimiento en los elementos más incompatibles.

intermedia pueden ser el resultado de la mezcla entre estos dos magmas. La línea de descenso del líquido representada en los diagramas Harker, es interpretada generalmente como evidencia de evolución a través de cristalización fraccionada. Sin embargo, estas tendencias también son típicas en procesos de mezcla. Las observaciones microscópicas corroboran la existencia del proceso de mezcla física (*mingling*) y el empobrecimiento en tierras raras pesadas en las rocas más diferenciadas, podría interpretarse como el resultado de la cristalización fraccionada de fases accesorias como el apatito, circón o titanita. De este modo, no se puede descartar ninguno de los dos procesos considerados (cristalización fraccionada y mezcla) como intervinientes en la evolución del magma.

El enriquecimiento en los elementos LIL (Figs. 35, 36 y 37), y la anomalía negativa de Ti, que se observan tanto en los granitoides como en el enclave, son caracte-

terísticas de las rocas originadas en arcos magmáticos. El enriquecimiento en LIL (especialmente Ba) se interpreta como el resultado de interacción con fluidos derivados de la placa subductada. En particular, las concentraciones de K y Sr (con valores más elevados que el ORG) pueden ser aportadas, al menos parcialmente, por la corteza continental. En consecuencia se puede decir que el magma que dió origen a estos cuerpos presenta indicios geoquímicos de aportes de la corteza subductada a través de los fluidos liberados que modifican la composición del manto litosférico y un escaso aporte de la corteza continental.

El ambiente tectónico correspondiente a estos granitoides es el de un arco magmático y, sobre la base de los bajos contenidos de K y Sr en relación a granitos de intraplaca se puede inferir una escasa contaminación cortical, estimándose un espesor de corteza relativamente delgado. Estas conclusiones concuerdan con las de Barbieri *et al.* (1994) y Haller *et al.* (1996). Según los parámetros de Brown *et al.* (1984), se puede establecer que el arco donde se emplazaron los granitoides correspondía a un arco normal (en relación a la madurez).

Teniendo en cuenta las características petrográficas y geoquímicas de este conjunto se los puede clasificar según el criterio de Barbarin (1990) como cuerpos de tipo HCA, es decir granitoides híbridos calcoalcalinos. Esto implica que la fuente de estos granitos tiene componentes de corteza y de manto superior, siendo dominante ésta última debido al bajo contenido de K. El ambiente tectónico correspondiente es una zona de subducción donde la corteza es relativamente delgada. La clasificación de Barbarin (1990) es equivalente a los granitoides tipo I de Chappell y White (1974).

Conclusiones

La estratigrafía del área del cerro Cucho se halla representada en gran parte por las rocas volcanoclásticas y granitoides correspondientes al ciclo magmático Jurásico-Cretácico. Se establece el inicio de este ciclo en el Pliensbachiano temprano, a diferencia de otros sectores de la Cordillera Patagónica donde se inicia en el Toarciano.

Los estudios petrográficos y geoquímicos han permitido diferenciar dentro de las volcanitas incluidas en el lapso Jurásico-Cretácico distintos tipos litológicos. Si bien el tipo dominante es una andesita afanítica de color gris oscuro, la columna comprende también dacitas y riocitas. El gran número de cristales que contiene el magma determinó un aumento de la viscosidad del mismo, originando efusiones explosivas con generación de gran cantidad de material piroclástico asociado.

El estudio geoquímico de las volcanitas reveló que se trata de un conjunto predominantemente calcoalcalino, si bien algunas muestras presentan afinidades toleíticas. Los elementos menores y trazas son consis-

tes con rocas generadas en arcos magmáticos continentales. Se estima que en los primeros estadios de este arco, el volcanismo pudo ser toleítico, evolucionando luego a calcoalcalino una vez que la corteza se engrosó lo suficiente como para permitir el establecimiento de cámaras magmáticas a alto nivel de la corteza, donde los magmas pudieron diferenciarse y contaminarse con material cortical. Las características del magmatismo se mantienen prácticamente constantes a lo largo de todo el período, extendiéndose inclusive hasta el Terciario temprano.

Los granitoides que afloran en el sector estudiado corresponden en su mayoría a granodioritas porfiroides con variaciones a tonalitas en forma subordinada. El emplazamiento de estos cuerpos es de carácter epizonal.

Las características petrográficas y químicas de estos granitoides permiten asignarlos a un ambiente de arco volcánico normal (en relación a la madurez) con un espesor de corteza relativamente delgado. La fuente del magma habría sido el manto superior y habría tenido aportes de la placa subductada y escasa contaminación cortical. Habría evolucionado a partir de cristalización fraccionada, sufriendo fenómenos de *mingling* durante su ascenso. Éstos últimos se corroboran a través del estudio de los enclaves microgranulares máficos.

Agradecimientos

La presente contribución constituye un resumen de la tesis doctoral, que fue desarrollada durante las Becas de Investigación otorgadas por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICET). Deseo expresar mi agradecimiento a los directores de tesis, Marcela Remesal y Miguel J. Haller; a éste último también mi reconocimiento por la lectura crítica del manuscrito. A los árbitros del trabajo, Suzanne M. Kay y Juan P. Spikermann por sus valiosas sugerencias para mejorar la versión final del mismo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aragón, E. y Romero, E., 1984. Geología, paleoambientes y paleobotánica de yacimientos terciarios del occidente de Río Negro, Neuquén y Chubut. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 4: 475-507. San Carlos de Bariloche.
- Baker, P.E., Skarmeta, W.J., Caminos, R. y Rex, D.C., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitud 46° Philosophical Transactions of the Royal Society of London, A303: 105-149. London.
- Barbarin, B., 1990. Granitoids: main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. Geological Journal, 25: 227-238.
- Barbarin, B. y Didier, J., 1991. Macroscopic features of mafic microgranular enclaves. En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.): Enclaves and Granite Petrology. Developments in Petrology, 13. Elsevier, 625p., Amsterdam.

- Barbieri, M., Ghiara, M. R., Haller, M. J., Stanzione, D. y Trudu, C., 1994. Genesis and evolution of granitoids from the Patagonian Batholith between 43° and 46° S. *Mineralogica et Petrographica Acta*, 37: 1-15.
- Benito, J. y Chernicoff, J., 1986. Geología del Cerro Caquel y alrededores, departamento Futaleufú, provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(1-2): 70-80.
- Borrello, A. V., 1969. Los Geosinclinales de la Argentina. Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales 14. Buenos Aires.
- Brown, G., Thorpe, R. y Webb, P., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma source. *Journal of Geological Society of London*, 141: 413-426.
- Cas, R. y Wright, J., 1988. *Volcanic Successions. Modern and Ancient*. Unwin Hyman, 528p., London.
- Cazau, L. B. 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En: Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 727-740. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Chappell, B. y White, A., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Chen, Y., Chappell, B. y White, A., 1991. Mafic enclaves of some I-type granites of the Palaeozoic Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.): *Enclaves and Granite petrology. Developments in Petrology*, 13. Elsevier, 625p., Amsterdam.
- Chen, Y., Price, R., White, A., Chappell, B., 1990. Mafic inclusions from the Glenbog and Blue Gum granite suites, southeastern Australia. *Journal of Geophysical Research*, 95: 17757-17785.
- Cox, K., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J., 1979. *The interpretation of igneous Rocks*. Allen and Unwin, 450p., London.
- Cornejo, P., Mpodozis, C., Kay, S. y Tomlinson, A., 1994. Volcanismo bimodal potásico en régimen extensional del Cretácico superior Eoceno en la región de El Salvador (26°-27° S), Chile. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1306-1310.
- Didier, J., 1987. Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geologische Rundschau*, 76: 41-50.
- Didier, J. y Barbarin, B., 1991. The different types of enclaves in granites, nomenclature. En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.): *Enclaves and Granite petrology. Developments in Petrology*, 13. Elsevier, 625p., Amsterdam.
- Elburg, M. y Nicholls, I., 1995. Origin of microgranitoids enclaves in the S-type Wilson's Promontory Batholith, Victoria: evidence for magma mingling. *Australian Journal of Earth Science*, 42: 423-435.
- Feruglio, E., 1927. Estudio geológico de la región pre y subandina en la latitud del Nahuel Huapi. *Anales de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos*. GAEA, 2(3):425-437.
- Feruglio, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Y.P.F. Contribuciones 1, 2 y 3. Buenos Aires.
- Franchi, M. y Page, R., 1980. Los basaltos cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2): 208-229.
- Haller, M. J., 1979. Descripción Geológica de la Hoja 44a-b, Trevelín, Prov. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito, Buenos Aires.
- Haller, M. J., 1985. El magmatismo mesozoico en Trevelín, Cordillera Patagónica, Argentina. *Actas 4° Congreso Geológico Chileno*, 3: 215-233. Concepción.
- Haller, M. J. y Lapido, O. R., 1980. El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(2): 230-247. Buenos Aires.
- Haller, M., Barbieri, M., Ghiara, M., Stanzione, D., Castorina, F. y Meister, C., 1996. Génesis y Evolución del Granito Futaleufú, Andes Patagónicos. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino*, 3: 507-514. Buenos Aires.
- Heim, A., 1940. Geological observations in the Patagonian Cordillera (preliminary report). *Eclogae Geologicae Helveticae*, 32(1): 25-1, Zürich.
- Herbst, R., 1968. Las floras liásicas argentinas con consideraciones estratigráficas. *Actas 3° Jornadas Geológicas Argentinas*. Actas Y: 145-162. Buenos Aires.
- Hickey, R., Frey, F. and Gerlach, D., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the andes (34°-41° S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle, and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91, B6: 5963-5983.
- Irvine, T. N. y Baragar, R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Lapido, O., Beltramone, C. y Haller, M., 1988. Glacial deposits on the Patagonian Cordillera at latitude 34° 30'S. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 6: 257-266.
- Le Maitre, R., 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Scientific Publications, 193 p., Oxford.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp 601-654. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- López Escobar, L., Parada, M., Hickey-Vargas, R., Frey, F., Kempton, P. y Moreno H., 1995. Calbuco Volcano and minor eruptive centers distributed along the Liquiñe-Ofqui Fault Zone, Chile (41°-42° S): contrasting origin of andesitic and basaltic magma in the Southern Volcanic Zone of the Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 119: 345-361.
- Massaferro, G., 1998. *Estratigrafía, petrología y alteración hidrotermal en el cerro Cucho, Departamento Futaleufú, Chubut*. Universidad de Buenos Aires. Tesis Doctoral, inédita. 147 p.
- Mc Birney, A., 1993. *Igneous petrology*. Jones and Bartlett Publishers International, 508 p., London.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na y K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-773.
- Nullo, F. y Proserpio, C., 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. *República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(2): 133-150.
- Page, S. y Page, R., 1990. Magmatismo toleítico en el Intra-arco jurásico de la Precordillera del Chubut. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 98-100. San Juan.
- Pearce, J. A., 1983. Role of sub-continental lithosphere en magma genesis at destructive plate margins. En: C.J. Hawkesworth y M. J. Norry (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*, pp. 230-249. Nantwich, Shiva.
- Pearce, J.; Harris, N. y A Tindle, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956-983.
- Ramos, V. A., 1976. *Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, Prov. del Chubut*. *Actas 1° Congreso Geológico Chileno*, 1 (A): 43-64. Santiago.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F., 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c, Río Chico, Pcia. de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín n° 148. Buenos Aires.
- Robbiano, J. A., 1971. Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, provincia del Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24(1): 41-56.
- Rolleri, E., 1970. Discordancia en la base del Neopaleozoico al este de Esquel. *Actas 4° Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 273-277. Buenos Aires.
- Shand, S. J., 1951. *The study of rocks*. Thomas Murby and Co., 236p., London.

- Spikermann, J. P., 1978. Contribución al conocimiento de la intrusividad en el Paleozoico de la región extraandina del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33(1): 17-35. Buenos Aires
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O., Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67-98.
- Turner, J. C., 1982. Descripción geológica de la hoja 44c Tecka. Servicio Geológico Nacional, Boletín n°180. Buenos Aires.
- Vernon, R., 1991. Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. En: Didier, J. y Barbarin, B. (Eds.): *Enclaves and Granite Petrology*. Developments in Petrology, 13. Elsevier, 625 p., Amsterdam.
- Vizán, H., Alberti, R., Revol, P., Conti, E. y Spikermann, J., 1996. Geología del extremo septentrional de la sierra de Tecka (Chubut). Nueva interpretación para la estratigrafía del área de Ap Iwan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(4): 365-377.
- Volkheimer, W. y Lage, J., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42 c, Cerro Mirador, Pcia. del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín n° 181. Buenos Aires.
- Wood, D. A., 1980. The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to stabilising the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 45: 326-336.
- Wyllie, P. J., Cox, K. y Biggar, G., 1962. The habit of apatite in syntectonic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology*, 3: 238-243.

Recibido: 5 de setiembre, 1998

Aceptado: 7 de mayo, 1999

Las fajas miloníticas de Brealito, Valles Calchaquíes, Salta

Fernando D. HONGN¹ y Raúl A. BECCHIO²

¹CONICET Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta

²Fachgebiet Petrologie. EB. 15, Technische Universität Berlin, Straße 17 des Juni 135,
D-10623 Berlin. Alemania

ABSTRACT. *The Brealito mylonitic belts, Valles Calchaquíes, Salta.* The Neoproterozoic-Eopaleozoic, plutonic-metamorphic basement of Brealito area shows mylonitic shear zones mainly developed in very low to low-grade metamorphic conditions. Mylonitic belts are Ordovician, close to the age to the syntectonic granite of Brealito (472 Ma) and can be assigned to the Guandacol diastrophism. Width of the shear zones varies from few centimetres up to 200-250 meters. They strike NW and dip principally toward SW. The shear zones are made up of tectonites -protomylonites, mylonites, ultramylonites and phyllonites- with well-defined planar and linear fabrics. From both, mesoscopic and microscopic fabric analyses it was possible to analyse the processes and conditions of the deformation, and the kinematic of the structures. Rheological variations related with plutonic dykes and fluid activity were the principal strain-softening mechanisms and strongly controlled the progressive deformation. Replacement of feldspars by fine-grained mica was one of the main factors for tectonic softening. The shear belts include quartz-oligisth veins with weak Ag anomalies that can be the target for ore exploration. The Brealito mylonites are part of a regional system with ductile deformation zones located at the eastern margin of the Puna Austral and Valles Calchaquíes basement. If all the belts were Ordovician, as the Brealito belt is, they could be related to a transpressive setting associated with an oblique convergence.

Introducción

Las zonas de alta deformación dúctil constituyen estructuras de interés, entre otros aspectos por su significado tectónico (Hancock 1994), por su importancia económica (Bursnall 1989) y porque a partir de su investigación ha sido posible avanzar sensiblemente en la comprensión de los mecanismos y procesos de la deformación dúctil a diferentes escalas (Passchier y Trouw 1996).

Las investigaciones sobre el basamento neoproterozoico-eopaleozoico de la Puna de Salta y Catamarca y de su contrafuerte oriental han determinado que las zonas de alta deformación dúctil constituyen un rasgo estructural mayor del basamento (Hongn 1994, Mon y Hongn 1996). Sin embargo, los estudios detallados sobre estas estructuras son escasos (entre otros, Willner 1990, Le Corre y Rossello 1994, Hongn *et al.* 1996) y proceden de milonitas originadas en condiciones metamórficas de grado medio a alto (facies de anfibolita-granulita).

El basamento ígneo-metamórfico de los Valles Calchaquíes, entre 25° y 26°15' de latitud sur muestra fajas de alta deformación dúctil originadas en condiciones metamórficas de muy bajo a bajo grado (facies de esquistos verdes).

Este trabajo analiza: geometría, mecanismos, condiciones y naturaleza de la deformación, cinemática, interés económico y significado geológico regional de las fajas miloníticas del basamento en las inmediaciones

de Brealito (Salta). Se presentan los primeros resultados de un proyecto que contempla el estudio sistemático de las fajas miloníticas del basamento de los Valles Calchaquíes.

Ubicación de la zona y método de trabajo

La zona estudiada se encuentra en las inmediaciones del caserío de Brealito, departamento Molinos (Salta). El acceso es por un camino en buen estado que desde la ruta 40 desvía en Seclantás con destino a Brealito y al valle de Luracatao. Las zonas de alta deformación dúctil afloran sobre y en las inmediaciones del camino.

Para este trabajo se relevaron cuatro perfiles detallados, con colección de muestras orientadas sobre las que se confeccionaron cuarenta secciones delgadas paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación para el análisis microestructural y petrográfico. Los perfiles detallados se levantaron sobre ampliaciones 1:10.000 a 1:20.000 de fotografías aéreas a escala 1:50.000 (Fotogramas 2567-409a-23/24/25); en las áreas de mayor interés se llevaron a cabo levantamientos a brújula y pasos. Además se analizaron nueve muestras por Au, Ag, Cu, Mo, Pb, As, Sb, Bi, W, Sn, Zn, Fe y Hg en las zonas miloníticas con mineralización. Para la descripción de la fábrica y microfábrica se siguió la terminología propuesta por Passchier y Trouw (1996).

Geología del área

La geología del área de Brealito está compuesta por un basamento metamórfico de muy bajo a bajo grado intruido por granitoides eopaleozoicos. El conjunto está cubierto en discordancia por sedimentitas cretácicas de la cuenca sinrift del Subgrupo Pigua y por sedimentos modernos de bajadas aluviales y rellenos de cauce (Fig. 1).

Basamento metamórfico

El basamento metamórfico corresponde a una secuencia turbidítica neoproterozoica afectada por polimetamorfismo. Las turbiditas con metamorfismo de muy bajo a bajo grado son generalmente asignadas a la

Formación Puncoviscana y las con mayor metamorfismo a la Formación La Paya (véase trabajos en Aceñolaza *et al.* 1990).

La Formación Puncoviscana está definida por una alternancia de pelitas y psamitas (grauvacas y en menor medida areniscas cuarzosas) con estratificación gradacional y ciclos turbidíticos bien definidos. El conjunto está afectado por metamorfismo de muy bajo grado, anquimetamorfismo a epimetamorfismo (Toselli y Rossi 1990).

Un evento metamórfico térmico superpuesto al metamorfismo regional de muy bajo-bajo grado originó la Formación La Paya, constituida por filitas y esquistos moteados, gneises y migmatitas (Toselli y Rossi 1990). Los afloramientos de la Formación La Paya están restringidos a la parte oriental de la zona estudiada (Fig. 1) y corresponden a filitas moteadas.

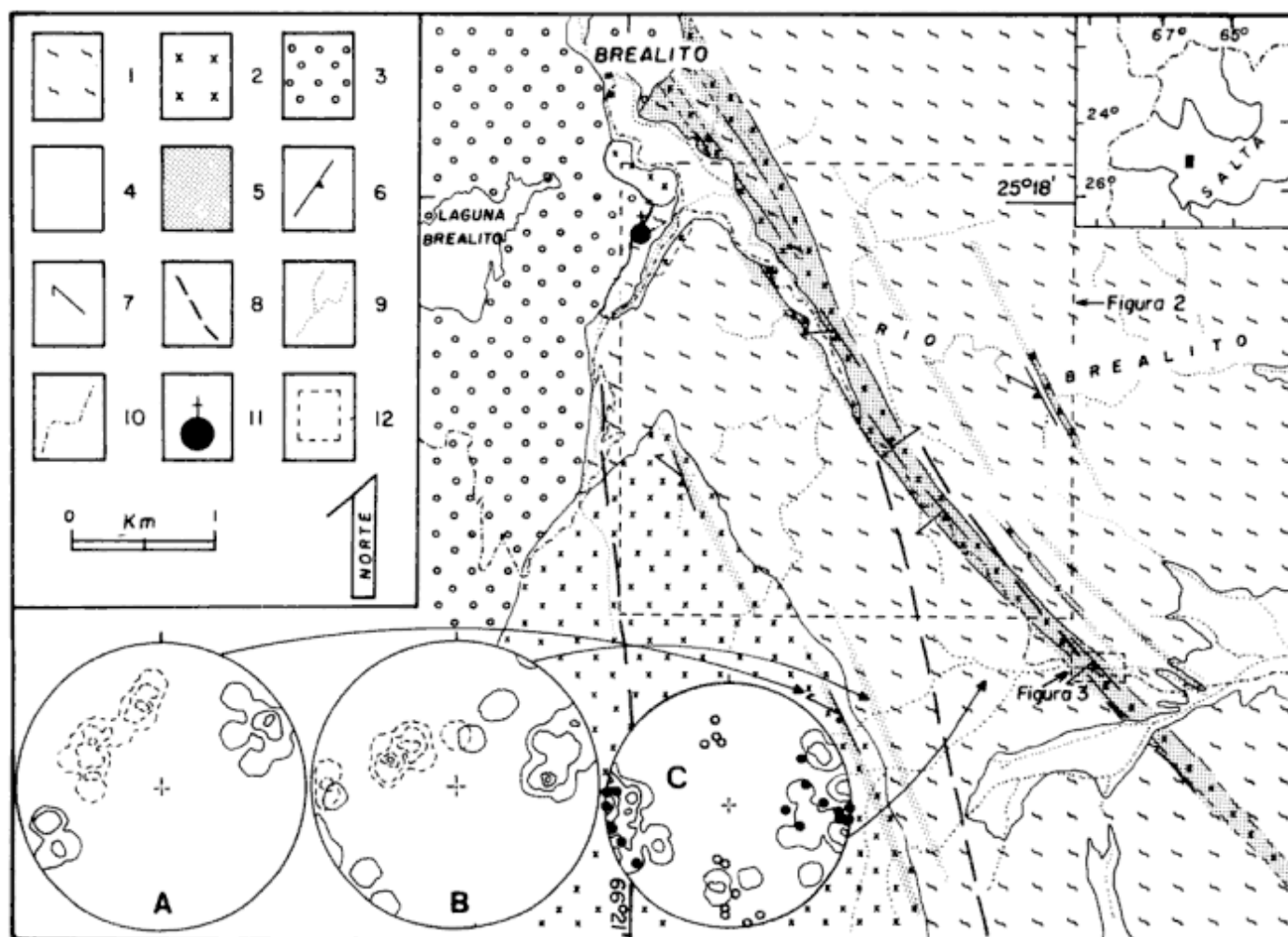


Figura 1: Mapa geológico de las inmediaciones del río Brealito. 1. Metamorfitas neoproterozoicas (Metareniscas, pizarras, filitas y filitas moteadas); 2. Plutonitas ordovícicas (granitos, pegmatitas, aplitas); 3. Sedimentitas cretácicas; 4. Sedimentos cuaternarios; 5. Fajas de alta deformación dúctil; 6. Foliación milonítica; 7. Lineación de estiramiento; 8. Falla; 9. Curso de agua principal (temporario y permanente); 10. Camino; 11. Cementerio; 12. Ubicación de los mapas de las Figs. 2 y 3. Diagrama A: Foliación (líneas llenas: 9,09-18,18-27,27%; n=11) y lineación (líneas discontinuas: 9,09-18,18-27,27%; n=11) miloníticas en el granito principal. Diagrama B: Foliación (líneas llenas: 4,35-13,04-21,74-26,09%; n=23) y lineación de estiramiento (líneas discontinuas: 10-20-30-40%; n=10) en roca de caja con deformación ordovícica. Diagrama C: Estratificación (curvas: 3,70-7,41-11,11%; n=27), clivaje (círculos llenos) y líneas axiales de pliegues-lineación de intersección (círculos abiertos) en roca de caja con deformación ordovícica suave o ausente.

Basamento plutónico

Las metamorfitas están intruidas por un monzogranito de 472-475+/-1 Ma (U-Pb, monacita, Lork y Bahlburg 1993). El monzogranito de Brealito (Fig. 1) es gris, porfírico, con fenocristales de feldespato potásico de hasta 10 cm de longitud inmersos en una pasta de grano grueso de cuarzo, feldespato potásico,

plagioclasa, biotita y en menor cantidad muscovita.

El plutón tiene localmente facies de borde de leucogranitos equigranulares de grano fino a mediano enriquecidos en muscovita, con foliación magmática bien definida por bandas con distintos contenidos de mica y feldespato. Diques aplíticos, pegmatíticos y venas de cuarzo generalmente paralelos a las zonas de deformación ocurren en la zona de borde.

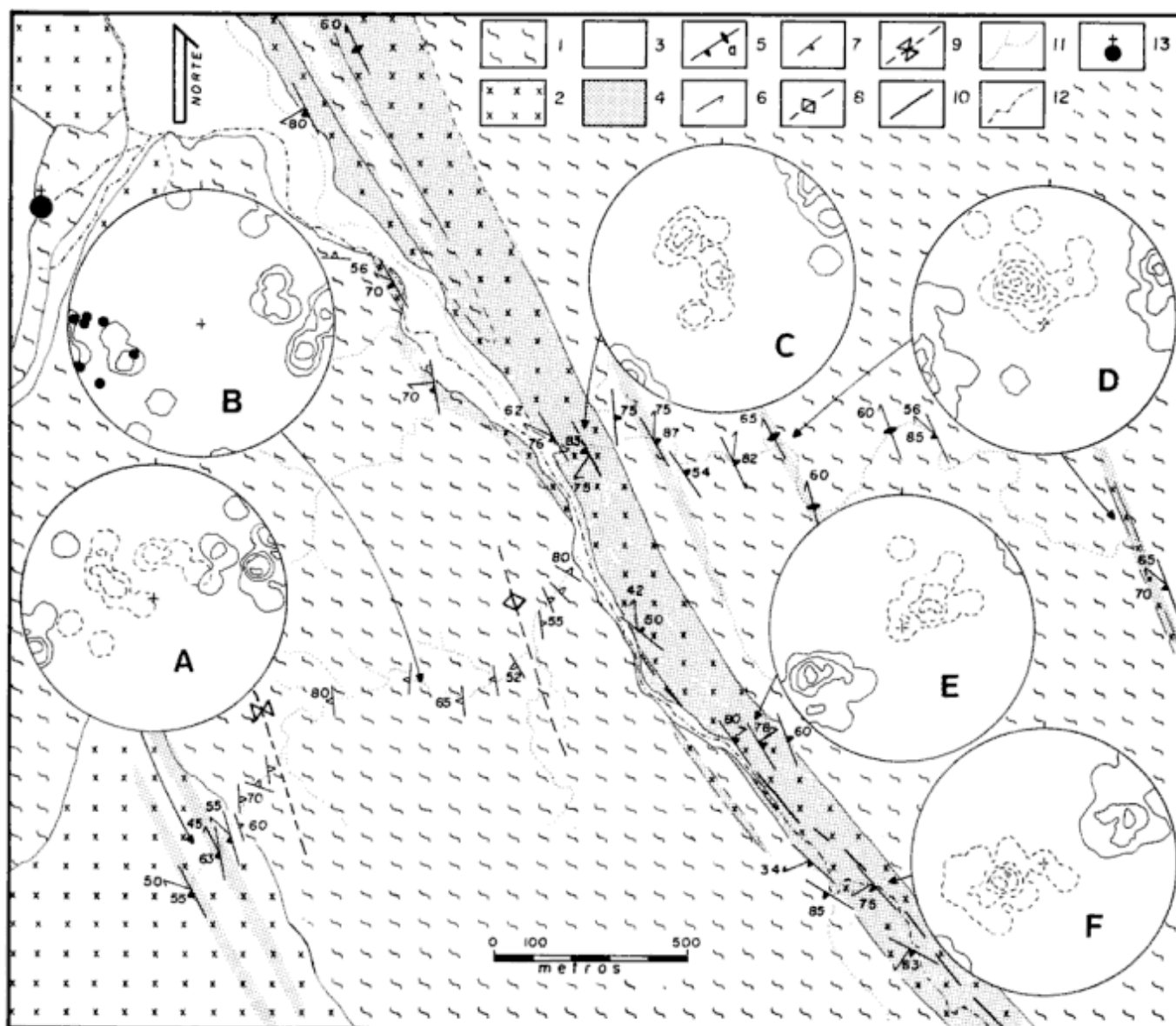


Figura 2: Mapa estructural (Véase ubicación en Fig. 1). 1. Metamorfitas neoproterozoicas (Metareniscas, pizarras, filitas y filitas moteadas); 2. Plutonitas ordovícicas (granitos, pegmatitas, aplitas); 3. Cubierta cretácico-cuaternaria; 4. Fajas de alta deformación dúctil; 5. Foliación milonítica, a. Foliación milonítica vertical; 6. Lineación de estiramiento; 7. Clivaje neoproterozoico; 8. Antiforma; 9. Sinforma; 10. Falla; 11. Curso de agua principal (temporario y permanente); 12. Camino; 13. Cementerio. Diagrama A: Foliación (líneas llenas: 6,25-12,50-18,75-25,00%; n=16) y lineación (líneas discontinuas: 8,33-16,67%; n=12) en fajas miloníticas en el plutón monzogranítico. Diagrama B: Clivaje neoproterozoico sobre perfil del río (curvas: 4,35-8,70-13,04-17,39%; n=23) y en las inmediaciones del contacto con el granito (círculos llenos). Diagrama C: Foliación (líneas llenas: 6,25-18,75-31,25-43,75%; n=16) y lineación (líneas discontinuas: 8,33-16,67-25,00%; n=12) miloníticas en tectonitas graníticas en faja de deformación más potente en el río Brealito. Diagrama D: Foliación (líneas llenas: 2,27-9,09-15,91-20,45%; n=44) y lineación de estiramiento (líneas discontinuas: 2,56-10,24-17,95-25,64-33,33%; n=39) en metamorfitas con deformación ordovícica en el río Brealito. Diagrama E: Foliación (líneas llenas: 4,55-13,64-22,73-31,82%; n=22) y lineación (líneas discontinuas: 6,67-20,00-33,33%; n=15) miloníticas. Diagrama F: Foliación (líneas llenas: 3,70-14,81-25,93-33,33%; n=27) y lineación (líneas discontinuas: 4,35-13,04-18,75-25,00%; n=23) miloníticas sobre corte del camino.

El contacto del granito con las leptometamorfitas es neto y muestra diferentes grados de deformación, en partes modificado por las zonas de deformación dúctil, o afectado por fallas menores con pliegues de arrastre (Fig. 5a) o sin evidencias de deformación.

La intrusión del granito generó una aureola de metamorfismo térmico constituida por una zona de corneanas de 30 a 50 m de espesor que pasan a una franja de aproximadamente 400 m de ancho donde las metapelitas presentan pequeñas motas, generalmente menores de 1 milímetro.

Además de los afloramientos del plutón mayor existen diques y apófisis cuya composición original se supone granítica que sufrieron cambios mineralógicos importantes por la circulación de fluidos. Los diques muestran diferentes potencias, el mayor tiene un espesor aproximado de 200 m, dispuesto en las inmediaciones del camino (Figs. 1, 2 y 3). Donde la deformación es suave se distingue un granito inequigranular, localmente porfirico, de grano fino a mediano, con tonalidades verdosas por enriquecimiento de clorita secundaria. Los contactos con la roca de caja están generalmente afectados por la deformación y son subparalelos a la foliación de las rocas miloníticas.

Diques menores afloran al oeste y al este del dique principal, en todos los casos poseen deformación. Los más orientales reconocidos afloran sobre el río Brealito (Figs. 1 y 2) y corresponden a tres diques de pórfiro granítico con texturas subvolcánicas, de 1, 3 y 20 m de potencia. Los diques de granitoides milonitizados

también alojan pegmatitas, aptitas y vetas de cuarzo, generalmente deformadas y paralelas a la foliación.

Sedimentitas cretácicas

Una secuencia de conglomerados y areniscas rojas con intercalaciones pelíticas menores, perteneciente al relleno de un hemigraben de la cuenca *sinrift* del Subgrupo Pírgua del Cretácico, cubre al basamento ígneo-metamórfico. Las sedimentitas apoyan sobre las diferentes litologías que constituyen el basamento, situación que indica que con anterioridad al Cretácico ya afloraba un basamento heterogéneo. Las estructuras antiguas controlaron parte de los bordes de los hemigrabenes cretácicos.

Estructura

El basamento del área de Brealito registra cuatro eventos de deformación superpuestos, de naturaleza tanto frágil como dúctil.

El primer evento corresponde a la Fase Tilcárca (Turner y Méndez 1975) de edad Neoproterozoico tardío a Eocámbrico. Está registrado por pliegues apretados tipo "chevron" de rumbo meridiano (Fig. 4A) y líneas axiales que buzan con alto ángulo hacia el NO (Fig. 4C). Asociado al plegamiento se distingue un cli-

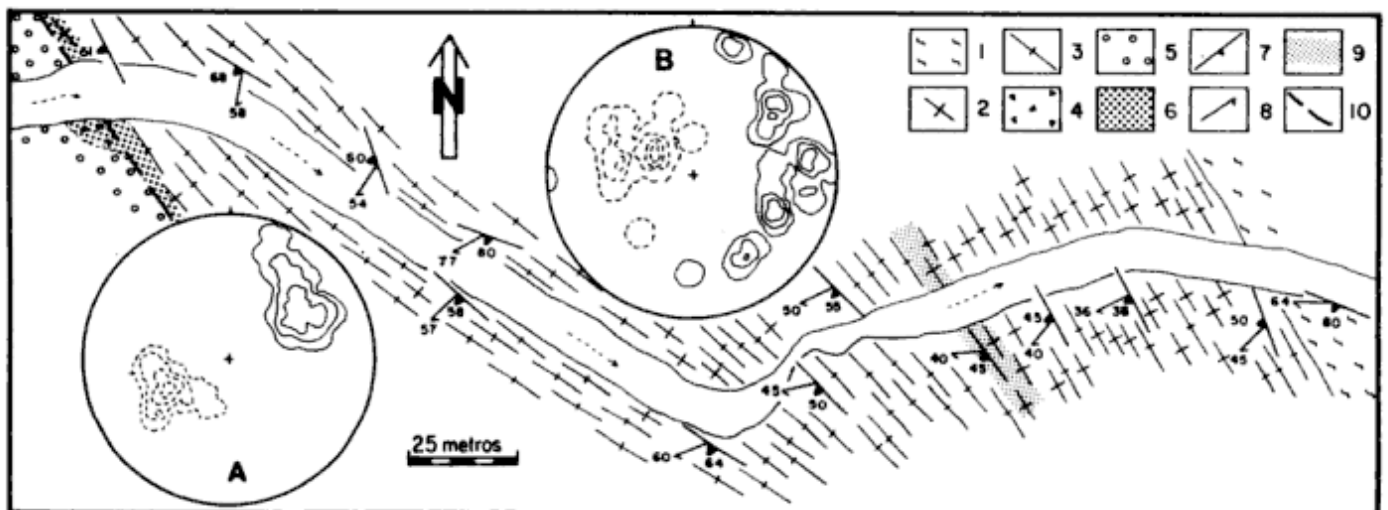


Figura 3: Mapa estructural (Véase ubicación en Fig. 1). 1. Metamorfitas neoproterozoicas (roca de caja); 2, 3. Granitoides deformados (2- Milonitas y ocasionales protomilonitas; 3. Filonitas); 4. Brecha silícea con cataclastos de tectonitas; 5. Cubierta moderna; 6. Zona con abundantes venillas de cuarzo; 7. Foliación; 8. Lineación; 9. Límite entre zonas con distintos sentidos de movimiento; 10. Falla supuesta. Diagrama A: Foliación (líneas llenas: 3,33-10,00-20,00-30,00%; n=30) y lineación (líneas discontinuas: 7,14-14,29-21,43-28,57%; n=28) miloníticas. Diagrama B: Foliación (líneas llenas: 4,17-8,33-12,50%; n=24) y lineación (líneas discontinuas: 4,55-13,64-22,73-27,27%; n=22) sobre roca de caja con deformación ordovícica. Incluye datos de zona incluida en la figura y de otras ubicadas aguas abajo.

vaje de plano axial, continuo en las pelitas y espaciado en las areniscas. El clivaje tiene rumbo norte e inclina preferentemente con alto ángulo hacia el oeste (Fig. 4B). La intersección entre el clivaje y la estratificación define una lineación subparalela a las líneas axiales, de rumbo NO y buzamiento alto (Fig. 4C). Este episodio deformacional estuvo acompañado por un metamorfismo regional de muy bajo a bajo grado (Toselli y Rossi 1990).

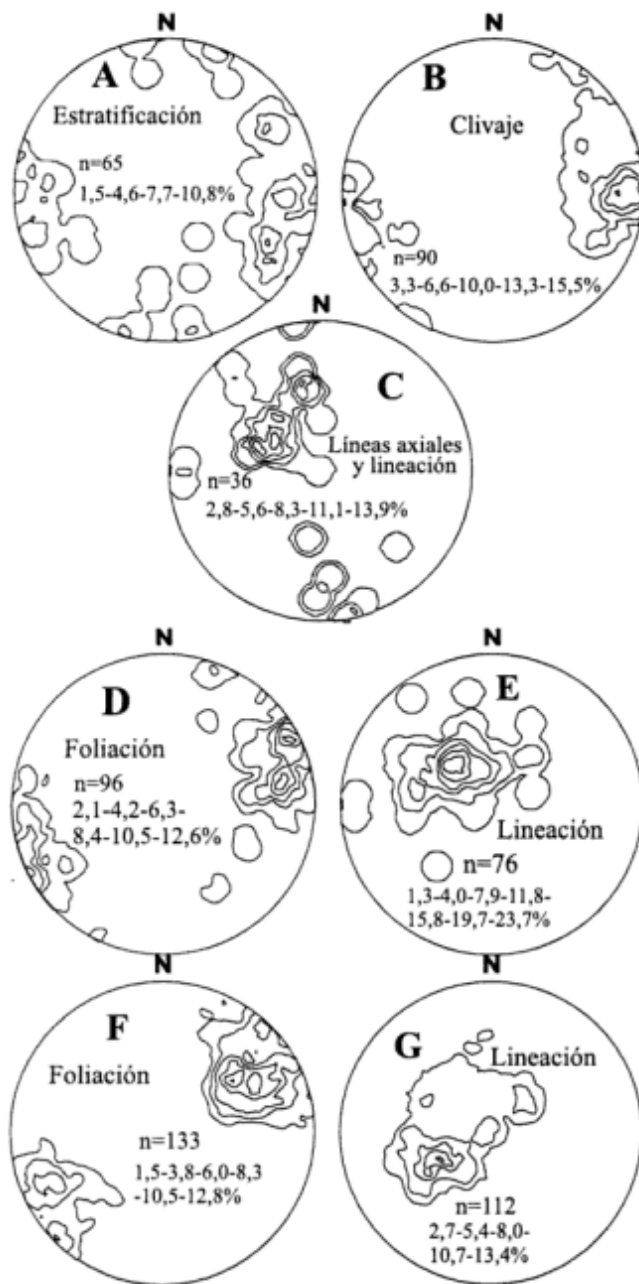


Figura 4: Orientación de las estructuras neoproterozoica y ordovícica. Diagramas A a C: Metamorfitas con deformación neoproterozoica. Diagramas D y E: Metamorfitas con deformación ordovícica superpuesta. Diagramas F y G: Milonitas originadas a partir de intrusivos (plutón y diques) ordovícicos.

El segundo evento originó las fajas miloníticas cuya aparente contemporaneidad con la intrusión del granito (472-475+/-1 Ma., Lork y Bahlburg 1993) permite asignarlas al Ordovícico. Las fajas ocurren en los granitoides y en las metamorfitas, con fábricas planar y lineal bien definidas. La lineación de estiramiento no se observa donde la deformación milonítica fue débil y su presencia sirve como guía para distinguir las metamorfitas con deformación ordovícica debido a que no se perciben lineaciones de este tipo asociadas a la deformación tildárica.

Además de las fábricas miloníticas planar y lineal, la orientación de las estructuras (Figs. 1, 2, 3 y 4) constituye otro criterio, de aplicación local, para distinguir las metamorfitas con deformación ordovícica superpuesta. La Fig. 4 sintetiza el total de datos colectados en roca de caja con deformación ordovícica indicada por la lineación de estiramiento y la foliación en areniscas (diagramas D y E) y en milonitas cuarzo-feldespáticas originadas a partir de las rocas magmáticas (diagramas F y G). Se observa que las estructuras del basamento con deformación ordovícica superpuesta tienen orientaciones intermedias entre las de las metamorfitas con estructura preordovícica y las de las milonitas sobre protolito magmático ordovícico. Esta posición intermedia respondería a una reorientación parcial de las estructuras previas ocurrida durante la deformación ordovícica.

A la deformación ordovícica también se atribuyen las sinformas y antiformas que afectan al clivaje tildárico de las leptometamorfitas (Fig. 2) y las *kink bands* de rumbo norte e inclinación suave hacia el este.

Los tercer y cuarto eventos son de naturaleza frágil y corresponden a las fallas extensionales asociadas al desarrollo de la cuenca *sinrift* cretácica del Subgrupo Piragua y a las fajas corridas y plegadas neógenas. Es interesante destacar que durante estas deformaciones ocurrieron reactivaciones de las estructuras del basamento, las que en algunos casos obliteraron las fábricas originadas durante la deformación dúctil. Las brechas de falla con cataclastos de milonitas son habituales.

Las Fajas Miloníticas

Descripción general

Las zonas de cizalla dúctil tienen rumbo NO e inclinación alta hacia el SO (diagramas de Figs. 1 a 4). En algunos casos la inclinación de la faja cambia a lo largo de su rumbo, como ocurre con la zona deformada principal que muestra un segmento con inclinación hacia el NE (mapas y diagramas de Figs. 1 a 3). Las potencias de las zonas de cizalla varían entre pocos centímetros y aproximadamente 200-250 m (Figs. 1, 2 y 3).

Si bien la deformación alcanzó tanto a las rocas mag-

máticas como a las metamórficas de la caja, sólo las tectonitas originadas a partir de las primeras exhiben las estructuras más ilustrativas dada su naturaleza inicial casi isótropa.

El borde oriental del monzogranito presenta numerosas y delgadas -0,1 a 3 m- fajas de cizalla, las que se tornan menos frecuentes hacia el interior del cuerpo (Figs. 1 y 2). Las zonas de deformación generalmente coinciden con diques aplítico-pegmatíticos y venas de cuarzo, con generación de milonitas con turmalina y más ricas en cuarzo que las provenientes del granito. Además de las milonitas observadas en el borde del plutón mayor, las mejor desarrolladas están asociadas a los diques intruidos en las metamorfitas. Todos los diques observados están deformados y es evidente que concentraron la deformación. Entre éstos se destaca el de mayor espesor (Figs. 1, 2 y 3) donde las rocas intrusivas -granitoides y pegmatitas- están transformadas casi en su totalidad en tectonitas, con una alta proporción de filonitas (Figs. 3, 5 y 6) mientras que la roca de caja tiene deformación sólo en las zonas de contacto.

Las tectonitas poseen fábricas planar y linear bien definidas. La foliación milonítica está marcada por la alternancia de dominios micáceos, cuarzosos y feldespáticos mientras que la lineación de estiramiento por cuarzo -monocristalino o policristalino- estirado o por la disposición de agregados policristalinos de cuarzo, mica y feldespato, aunque este último corresponde a fragmentos provenientes de cristales mayores fracturados y alineados en el sentido de flujo.

Las zonas de cizalla tienen bordes subparalelos, con algunas ramificaciones como ocurre en la porción septentrional de la más potente. En su interior, fajas de mayor deformación engloban porciones menos deformadas según un diseño anastomosado.

La serie milonítica completa (protomilonitas, milonitas, ultramilonitas y filonitas, Sibson 1977) está representada en la tectonitas desarrolladas sobre protolitos graníticos. Entre ellas, las milonitas y filonitas constituyen las más difundidas. Las milonitas tienen pasajes graduales a protomilonitas y ultramilonitas, constituyendo la diferenciación entre estos términos una cuestión de los criterios a emplear para distinguir materiales original y recrystalizado (Sibson 1977). En tal sentido, el tamaño de grano y la composición original controlaron fuertemente esta diferenciación, como se observa en la Fig. 5e, donde coexisten fajas protomiloníticas, miloníticas y ultramiloníticas derivadas de materiales originales diferentes.

Al aumentar la proporción de micas, las milonitas y ultramilonitas se transforman en filonitas, en el sentido de Passchier y Trouw (1996), clorítico-sericiticas, en algunos casos con aspecto de verdaderas filitas, las que se distinguen en los afloramientos por sus tonos verdosos. Las filonitas mejor desarrolladas están en la zona de deformación principal, siempre dominantes en la mitad occidental de los perfiles relevados, en algunos

casos dispuestas en fajas de hasta 20 metros de potencia. En las otras zonas de cizalla reconocidas, los niveles de filonitas son delgados, pocos milímetros, o están ausentes, por ejemplo en el borde oriental el plutón monzogranítico. Un buen ejemplo de las filonitas se observa en la margen sur del corte del camino sobre la zona de cizalla principal, donde aflora una faja de aproximadamente tres metros de espesor de una roca verdosa con aspecto filítico que tiene contactos graduales con la milonita granítica por un lado y con la caja deformada por el otro.

Las metamorfitas de la roca de caja evolucionaron localmente hasta desarrollar tectonitas S, L o L-S (Passchier y Trouw 1996). Los límites de estas zonas son difusos dado que pasan gradualmente a rocas donde la estructura neoproterozoica no está modificada intensamente. La alineación de sombras de presión a partir de fenoblastos (motas) define una estructura linear característica en las metamorfitas moteadas afectadas por la deformación dúctil ordovícica. Sin embargo, la microfábrica de estas zonas no alcanzó un grado de desarrollo tan avanzado como el que muestran las tectonitas originadas a partir de un protolito magmático. La fábrica planar previa de las leptometamorfitas inhibió la formación de nuevas fábricas.

Mecanismos de la deformación

El bandeado de las tectonitas refleja la partición del flujo tectónico durante el cizallamiento, con mecanismos de deformación específicos sobre cada fase mineral, principalmente cuarzo, micas y feldespatos. A partir del análisis microscópico de las milonitas y filonitas se describen las microestructuras y los principales mecanismos que afectaron a estos minerales.

Cuarzo: Muestra una deformación intracristalina avanzada, indicada por extinción ondulante, bandas de deformación y una recrystalización dinámica que produjo subgranos y nuevos granos. Los subgranos y nuevos granos oblicuos a la foliación milonítica definen una fábrica de forma (Law *et al.* 1984, Lister y Snoke 1984) conspicua en muchas de las cintas de cuarzo. La deformación interna del cuarzo también se manifiesta en la fábrica cristalográfica con los ejes [c] dispuestos con alto ángulo respecto a la lineación de acuerdo con el análisis cualitativo llevado a cabo con la lámina de yeso. Esta disposición de los ejes [c] indica que la deformación interna de este mineral posiblemente ocurrió por la activación de un sistema de deslizamiento (0001) <a>(Passchier y Trouw 1996).

Los procesos de disolución y migración del cuarzo están documentados en las bandas filoníticas deprimidas en cuarzo. El cuarzo reprecipitó en cristales mayores (30-40 μm) en las sombras de presión originadas en las inmediaciones de feldespatos o en los espacios correspondientes a fracturas abiertas en feldespatos. Parte

del cuarzo disuelto fue redepositado en venillas y venas. Delgadas cintas de cuarzo que constituyen la foliación, con sus ejes [c] subparalelos o con bajo ángulo respecto a la lineación, pueden corresponder a cuarzo con disolución avanzada (Hippertt 1994).

Existen también cintas de cuarzo monocristalinas, donde no es posible distinguir si se trata de granos originales grandes fuertemente aplanados o producidos por un fenómeno de migración de borde de grano para

regenerar cristales mayores con menor deformación interna que constituirían un estado energético más estable del sistema (Hanmer y Passchier 1991).

Feldespatos: Los feldespatos (feldespato potásico y plagioclasa) exhiben un intenso microfracturamiento que originó fragmentos angulosos. Las fracturas son sintéticas y antitéticas al flujo general, los dos sistemas son frecuentes en algunos fenocristales. Los movimientos a través de las microfracturas modificaron la

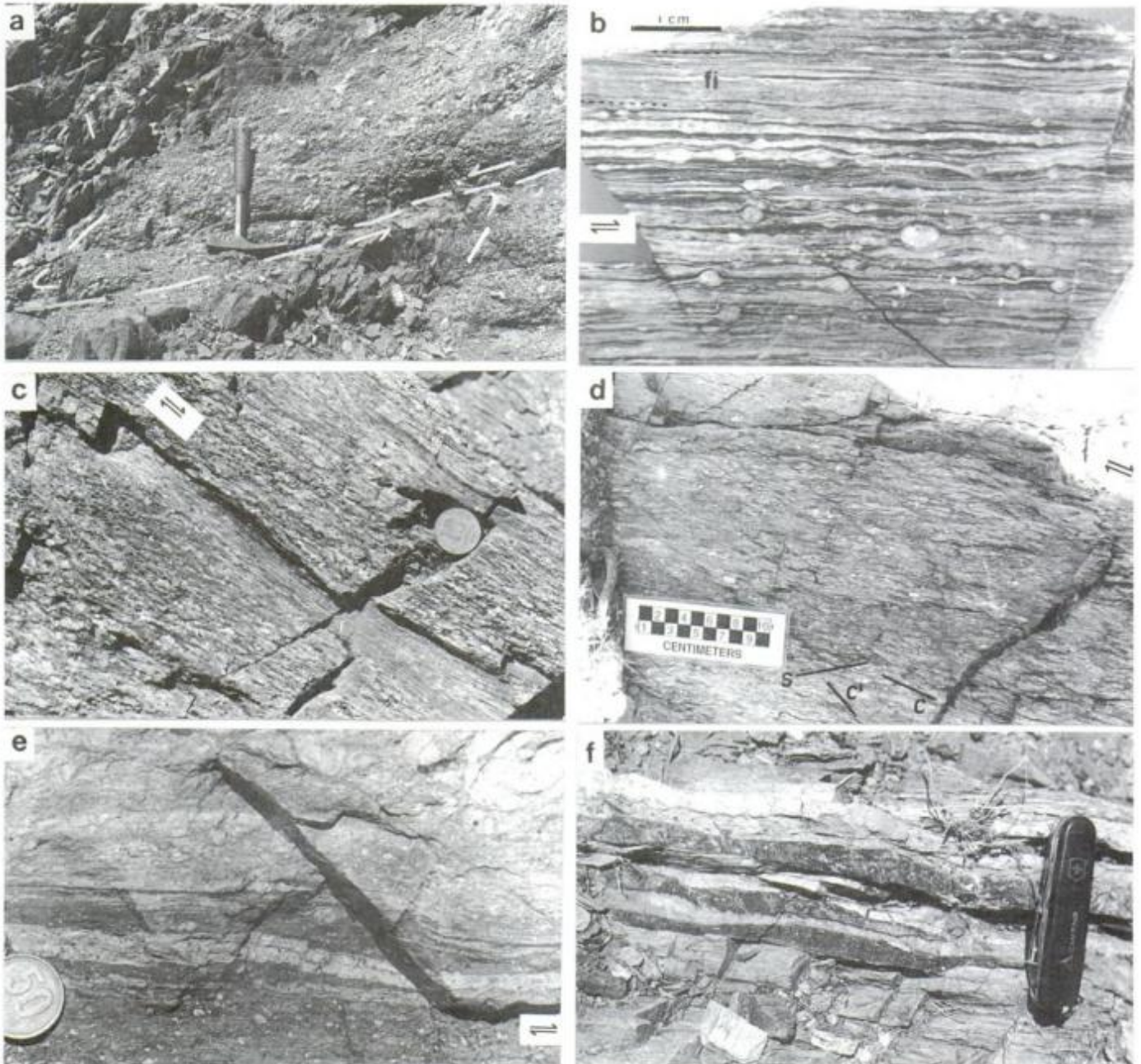


Figura 5: Estructura mesoscópica. **a**, Contacto granito-metamorfita afectado por zona de cizalla frágil con pliegues de arrastre. Zona norte del contacto del intrusivo mayor. **b**, Milonita-ultramilonita con faja filonítica (fi) delgada. La línea negra inclinada hacia la derecha en la parte inferior de la foto corresponde a una venilla de oligisto. **c**, Deflexión de la foliación en zona de mayor deformación. **d**, Superficies S o de aplanamiento, C o de cizalla y C' o banda de cizalla; **e**, Protomilonitas (parte superior) y milonitas (parte inferior). Porfiroclasto δ en faja milonítica más oscura (parte central de la fotografía). **f**, Vetas de cuarzo (blanco) con oligisto (oscuro) en milonita (gris). **b a f** corresponden a afloramientos de la zona de deformación más potente.

forma de algunos fenocristales, los que tienen formas alargadas paralelas a la foliación y mantienen su identidad como granos, pero están compuestos por un agregado de fragmentos originados durante la cataclasis. Estos cristales representan un estado previo a la formación de bandas con flujo cataclástico (Passchier y Trouw 1996). Se observa ocasionalmente extinción ondulante en parches, *kink bands* y flexión de planos cristalográficos, microestructuras generalmente relacionadas con deformaciones a temperatura alta (Passchier y Trouw 1996).

Los feldespatos muestran distintos grados de transformación a mica blanca de grano fino (<20µm) producida por reacciones de ablandamiento (Passchier y Trouw 1996) fuertemente controladas o asistidas por fluidos y fracturas (Fig. 6a). Las superficies de fractura y bordes de grano son las zonas donde preferentemente se inician estas transformaciones de feldespato a mica. También existe un control cristalográfico dado que las micas crecen según planos de clivaje en feldes-

pato potásico y de maclas en plagioclasa. En menor medida las reacciones ocurren sobre pertitas. La transformación de feldespato en mica produjo la reducción drástica de los cristales originales, tal se observa en algunos niveles filoníticos donde el feldespato corresponde a pequeños fragmentos relicticos provenientes de los cristales mayores afectados por cataclasis y por las reacciones que originaron las micas.

Un agregado fino de feldespato y mica neoformada rodea a los núcleos feldespáticos definiendo sistemas porfiroclásticos. Se interpreta este agregado como resultado de la acción combinada entre la destrucción mecánica y química de los núcleos.

Mica: Las micas (biotita-muscovita) tuvieron una participación fundamental en el proceso de deformación global. Son fases poco resistentes que se transforman rápidamente en micas de grano fino (sericita-clorita).

Las micas originales de grano grueso dispuestas con sus planos basales con alto ángulo respecto a la folia-

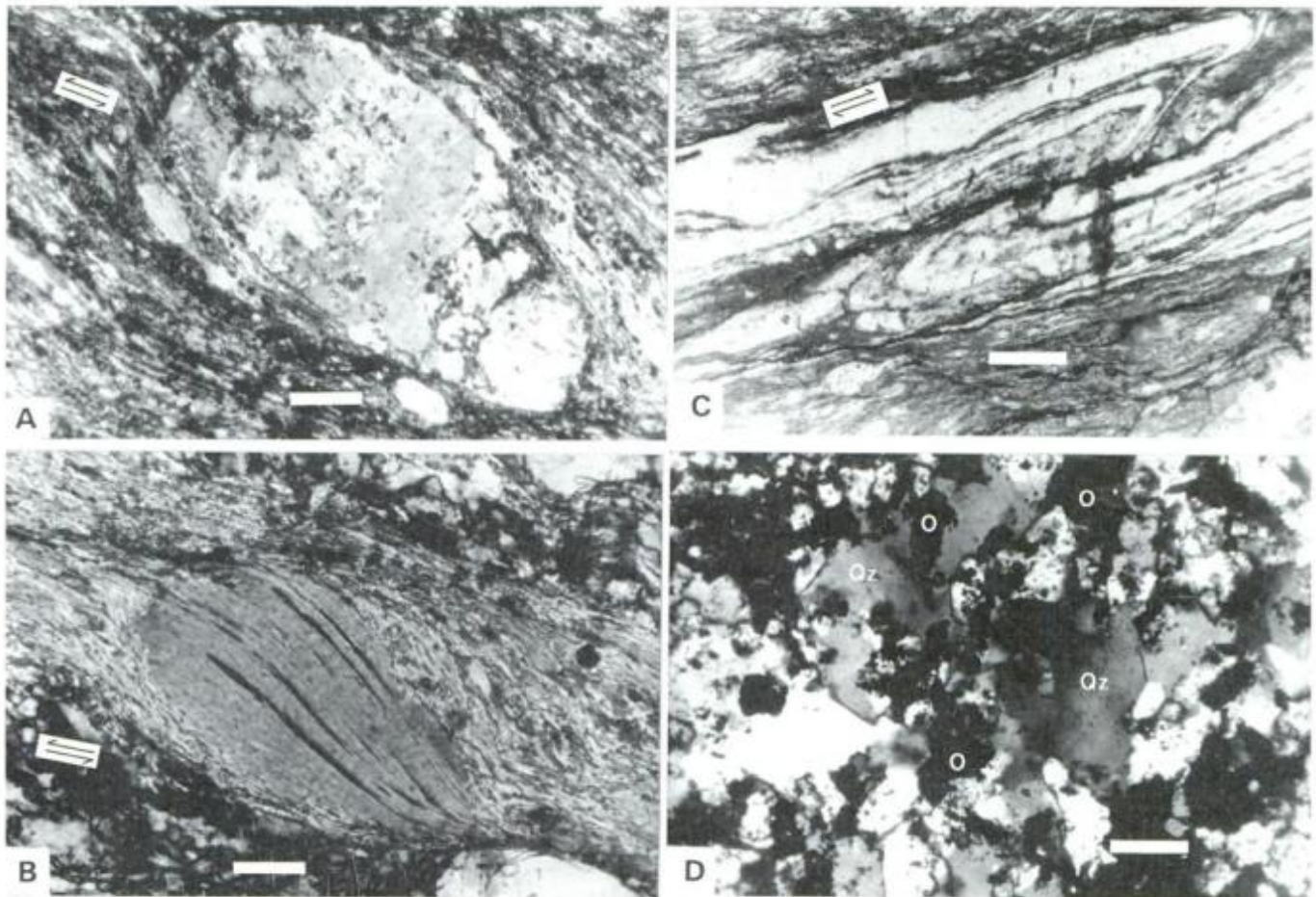


Figura 6: Estructura microscópica. Todas las fotos con nicóles cruzados, en secciones paralelas a la lineación y perpendiculares a la foliación. Barra=50 µm. **a,** Porfiroclasto de plagioclasa. La matriz con avanzado grado de recristalización dinámica. El porfiroclasto transformado parcialmente en agregados de mica fina, las que ocupan planos cristalográficos (parte izquierda del cristal) o en zonas de fracturas (parte derecha). **b,** *Mica fish* biotítico en una banda constituida por mica de grano fino originada por destrucción de los cristales originales de mica y feldespato. **c,** Cinta de cuarzo con pliegue de flujo. Fajas de mica fina coincidentes con el plano de flujo cortan el flanco menor del pliegue. **d,** Mineralización de oligisto (o) asociada a cuarzo (Qz) con extinción ondulante. **a, b y d** provienen de muestras de la zona de deformación mas potente y **c** de las milonitas originadas sobre el plutón monzogranítico.

ción muestran pliegues *kink* y flexiones. Las orientadas con bajo ángulo respecto al flujo tectónico muestran una activación de sus planos basales como planos de deslizamiento intracristalino, originándose porfiroclastos o *mica fish* (Fig. 6b). La muscovita fue más resistente que la biotita, dado que los porfiroclastos de mica o los *mica fish* de las milonitas y filonitas corresponden en más del 80% de los casos a muscovita.

Las reacciones asistidas por fluidos fueron eficientes para transformar la mica original en un agregado de mica fina. La biotita muestra generalmente fenómenos de desferritización, transformándose en clorita y en mica blanca con alto color de interferencia, como paso previo a su transformación en un agregado fino clorítico-sericítico. Este agregado de micas finas en algunos casos contiene leucoxeno como fase residual de la destrucción de la biotita.

Las micas neofornadas se disponen con sus planos basales paralelos al flujo tectónico, favoreciendo la circulación de los fluidos y las reacciones que producen nuevas micas. Cuando estas micas definen folias continuas constituyen los dominios reológicamente más débiles a través de los cuales se concentra la deformación. En estos estadios de la deformación progresiva, las diferentes velocidades del flujo sobre los distintos dominios generaron perturbaciones que producen plegamiento y posterior disrupción de los dominios más duros (Fig. 6c) constituyendo a la vez un mecanismo que tiende al aumento de la proporción de mica y a la disminución de cuarzo y feldespato (Hippertt y Hongn 1998).

Condiciones de la deformación

Los mecanismos de deformación frágil en feldespato y dúctil en cuarzo -con activación de sistemas de deslizamiento (c) <a>- y mica, sugieren que la deformación ocurrió en condiciones de muy bajo a bajo grado metamórfico (T=450°C) con una actividad de fluidos que favoreció el debilitamiento tectónico (Williams *et al.* 1994) y que tuvo un papel principal en el desarrollo de la deformación progresiva. La ausencia de recristalización estática en cuarzo también indican deformación a baja temperatura, aunque es posible que un cambio brusco en las condiciones de la deformación haya congelado el sistema y no transcurrió el tiempo necesario para esta recristalización, que ocurre aun a temperaturas bajas; en tal sentido, la formación de vetas de cuarzo en espacios abiertos durante un régimen frágil puede atribuirse también a un cambio en las condiciones de la deformación.

Por otro lado, los feldespatos con pliegues *kink* y extinción ondulante indican una deformación inicial a mayor temperatura, quizá durante el enfriamiento del intrusivo, cuyas estructuras resultantes fueron posteriormente modificadas por la deformación a temperatura baja.

Indicadores de sentido de movimiento

Las tectonitas contienen una amplia variedad de indicadores cinemáticos y de sentido de movimiento a escalas mesoscópica y microscópica (Figs. 5 y 6)

Deflexión de foliaciones y fábricas compuestas (S-C-C'): Constituyen los indicadores más seguros del sentido de movimiento a escala de afloramiento y muestra de mano (Figs. 5c y 5d). Las deflexiones de las foliaciones se distinguen con mayor nitidez en zonas de protomilonitas o milonitas con una foliación bien definida que es oblicua con respecto a delgadas fajas de ultramilonitas o filonitas (Fig. 5c). Las fábricas compuestas están mejor preservadas en las milonitas, diferenciándose con claridad la superficie C o de cizallamiento que corresponde al plano del flujo tectónico, la superficie S o de aplanamiento y el clivaje espaciado que define la superficie C' o banda de cizalla (Fig. 5c). Existen fábricas compuestas por dos superficies y en muchos casos no es posible determinar con precisión a qué superficie corresponde cada una de ellas dada la dificultad para establecer el plano de flujo. Estos indicadores son escasos o dudosos en las ultramilonitas y filonitas donde los planos C y S forman un ángulo bajo entre sí.

Porfiroclastos y sombras de presión: Los porfiroclastos se originan a partir de fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa, englobados por colas constituidas por un agregado de grano fino de feldespato -proveniente de la destrucción mecánica del núcleo- y micas -clorita y sericita- originadas a partir de las reacciones asistidas por fluidos y fracturas que desestabilizaron el feldespato. Ocasionalmente se distinguen porfiroclastos de turmalina en las milonitas asociadas a pegmatitas.

Los porfiroclastos tienen diseños σ y δ (Figs. 5e y 6a). Existe una relación entre la forma del sistema porfiroclástico, el tamaño del núcleo y el grado de deformación. Los porfiroclastos δ son generalmente más pequeños y se distinguen en las zonas donde la deformación es mayor o donde el contraste reológico entre los fenocristales y la matriz es más acentuado (Fig. 5e). Algunos porfiroclastos se fragmentan por deformación frágil y a partir de los fragmentos separados del núcleo mayor se forman porfiroclastos más pequeños.

Las sombras de presión asimétricas sobre objetos más rígidos, generalmente feldespatos, constituyen también indicadores del sentido de movimiento. Las sombras de presión son ocupadas generalmente por cuarzo no deformado o con menor grado de deformación que el de las cintas, cristalizado a partir de las soluciones ricas en sílice que encuentran en estas áreas condiciones aptas para la precipitación. Muchos de los sistemas porfiroclásticos están acompañados por sombras de presión.

Los porfiroclastos y sombras de presión como indicadores del sentido de movimiento son útiles en las rocas de grano fino donde los criterios de campo son escasos.

Donde los porfiroclastos son abundantes producen anomalías en el flujo tectónico, especialmente si existen porfiroclastos mayores.

"Mica fish": Constituyen indicadores cinemáticos de valor en las rocas de grano fino, generalmente en las ultramilonitas y filonitas (Fig. 6b). La mayor parte de ellos está constituido por muscovitas con un borde de clorita y sericita de grano fino. La biotita se presenta como *mica fish* en los estadios iniciales y desaparece o es escasa en las tectonitas que representan estados más avanzados de la deformación progresiva.

Micropliegues: Constituyen buenos indicadores cinemáticos sólo aquellos originados en las rocas con una fábrica planar muy bien definida, con una microestructura cintada compuesta por dominios micáceos, cuarzos y feldespáticos. Los diferentes comportamientos reológicos de estos dominios producen perturbaciones en el flujo que originan los micropliegues. Así, se forman pliegues cuya asimetría permite inferir el sentido de movimiento (Fig. 6c).

Los otros micropliegues generalmente están asociados a perturbaciones del flujo tectónico en las inmediaciones de los porfiroclastos y su valor como indicador de sentido de movimiento es limitado dado que pueden registrar deformaciones locales cuya cinemática es opuesta al flujo global.

Fábricas de forma y cristalografía en cuarzo: La fábrica morfológica definida por la disposición oblicua de los subgranos o nuevos granos de cuarzo con respecto a los límites de la cinta que los contiene es habitual. Es un buen indicador en las áreas alejadas de los porfiroclastos, porque cuando una cinta de cuarzo es flexionada alrededor de un objeto más rígido suele ocurrir una fábrica morfológica orientada en sentido contrario al flujo global.

La fábrica cristalográfica no fue estudiada con platina universal por lo que su valoración como indicador de sentido de movimiento está limitado al análisis cualitativo llevado a cabo con la lámina de yeso. La mayoría de las cintas de cuarzo muestran una fuerte orientación de los ejes [c] con alto ángulo respecto a la lineación. En algunos casos la orientación preferencial es tan marcada que sólo con la lámina de yeso es posible determinar el sentido del ángulo entre los ejes [c] y la dirección de estiramiento, ofreciendo otro criterio para determinar el sentido de movimiento. Debido a las limitaciones de la metodología utilizada este indicador se utilizó con precaución.

Cinemática

La abundancia y la buena definición de los indicadores cinemáticos permitieron detectar uno de los problemas quizá más interesantes que presentan las zonas de alta deformación de Brealito, consistente en fuertes anomalías en el sentido del flujo tectónico. El análisis

cinemático detallado se llevó a cabo en las zonas de deformación desarrolladas sobre el monzogranito y sobre el dique mayor (Fig. 1, 2 y 3).

Las milonitas sobre el plutón principal muestran en todos los casos indicadores consistentes con bloque suroccidental ascendido, lo que significa un movimiento inverso para la mayoría de ellas dada su inclinación hacia el SO. En estas fajas se advierte también una componente de rumbo en la deformación, correspondiente a un movimiento hacia el sur del bloque levantado. Esta componente de rumbo se manifiesta en la posición de la lineación de estiramiento, intermedia entre el rumbo y la inclinación de la foliación (diagramas A de Figs. 1 y 2).

Los cuatro perfiles detallados levantados sobre la faja de deformación principal (áreas correspondientes a los diagramas C, E y F de la Fig. 2 y a la Fig. 3) muestran dos zonas con sentido de movimiento opuesto. En los cuatro perfiles se distinguió una zona -aproximadamente dos tercios de la franja- con el bloque SO ascendido ubicada hacia el oeste y la parte restante donde el bloque SO descendió. En esta zona milonítica, la componente de rumbo de la deformación es mínima según lo indican las lineaciones de estiramiento paralelas a la inclinación de la foliación.

La Fig. 3 muestra donde el cambio de sentido de movimiento tiene mejor expresión. Se observa una zona estrecha que separa una faja esencialmente filonítica hacia el SO -zona con bloque SO ascendido- de otra donde dominan protomilonitas y milonitas con fajas delgadas de filonitas correspondiente a la zona con el bloque SO descendido. En esta última porción existen indicadores dudosos que sugieren algunas fajas estrechas con movimiento opuesto, es decir donde el bloque SO ascendió. El espesor integrado de las rocas filoníticas en la zona con bloque SO ascendido es superior a 50 m. En los otros perfiles analizados también hay mayor participación de filonitas en las zonas con bloque SO ascendido. Otra observación de carácter general para los cuatro perfiles consiste en que los indicadores de sentido de movimiento tienen mejor definición y son más consistentes entre sí en las zonas con bloque SO ascendido.

Controles expeditivos a escalas mesoscópica y microscópica sobre dos delgadas fajas de deformación dispuestas al naciente de la mayor indican también bloque SO ascendido. El movimiento global para las zonas de deformación se interpreta como ascenso del bloque SO dado que la mayor parte de las fajas controladas muestran este sentido de movimiento.

Naturaleza de la deformación

A escala de fajas delgadas individuales o porciones de la faja milonítica más potente, la deformación ocurrió por un flujo con una fuerte componente de cizalla

simple, según lo indican las asimetrías marcadas en la fábrica y microfábrica de las tectonitas. A escala global de la zona analizada, las anomalías detectadas en la vorticidad del flujo y las cinemáticas con mayor o menor componente de rumbo pueden responder a una componente de cizalla pura en el sistema. Para explicar las anomalías en la vorticidad cabe también la hipótesis de la combinación de diferentes mecanismos, entre los principales: a) Una cizalla general (Simson y De Paor 1993) con una componente marcada de cizalla pura, quizá vinculada a una situación transpresiva, b) Una factorización de la deformación (Ramsay y Huber 1987, p. 598), y c) Un gradiente en la velocidad de flujo que produce zonas con vorticidades opuestas (Passchier y Trouw 1996, p.16). Investigaciones en curso permitirán develar la naturaleza de estas anomalías.

Geología económica

La zona de deformación más potente contiene sistemas de vetas-vetillas de cuarzo con minerales de hierro. Las potencias de estas vetas varían entre pocos milímetros y 20 centímetros. Las vetas mayores son concordantes o ligeramente discordantes a la foliación milonítica. Además de las vetas mayores, existen vetillas con diferentes posiciones y abundancia, en algunos casos formando sistemas de venillas entrecruzadas tipo *stockwork*, con distintas relaciones entre ganga (cuarzo-carbonato) y mena (oligisto).

Las mejores exposiciones de esta mineralización se encuentran en el corte del río Brealito. Allí se observaron cuatro zonas mineralizadas, tres correspondientes a vetas con espesores de entre 5 y 20 centímetros (Fig. 5f) y la restante constituida por un sistema de vetillas que definen una franja aproximadamente paralela a la foliación, si bien muchas de ellas son fuertemente discordantes.

La mineralización ocurre en bandas masivas o en

Tabla 1: Análisis realizados en SGS Chile Limitada, Informe N°00009461 (20/12/96). Además de los que figuran en la tabla, se analizaron otros elementos (Mo, As, Sb, Sn, Hg) no encontrándose valores superiores al límite de detección. Métodos utilizados: Ensayo a fuego y absorción atómica (Au). Ataque ácido y absorción atómica (Sn). Ataque ácido e ICP (Otros elementos analizados) B-63: Veta de cuarzo en faja milonítica sobre plutón monzo-granítico. B71-B72-B73-B76-B77: Vetas de cuarzo con oligisto en corte del río Brealito sobre faja de deformación más potente.

	Au ppb	Ag g/tn	Cu g/tn	Pb g/tn	W g/tn	Zn g/tn	Fe %
B63	10	0,8	23	16	18	10	1,42
B71	<5	1,2	27	<10	36	37	8,46
B72	5	1,6	5	<10	42	7	12,07
B73	<5	1,4	47	<10	64	10	10,87
B76	<5	2,0	7	12	58	11	21,89
B77	10	2,0	30	14	86	11	18,71

brechas de cuarzo cementadas por cuarzo y oligisto. Algunas vetas muestran superficies abiertas tapizadas por cristales de cuarzo, tipo drusas. Los contactos de las vetas con la milonita son netos. El análisis detallado de una de estas vetas muestra una zona de borde de pocos milímetros de espesor formada por cristales de cuarzo cuyo tamaño más frecuente varía entre 30 y 100 μm , entre los que se disponen cristales de oligisto. El cuarzo de esta zona muestra deformación dúctil manifestada por extinción ondulante (Fig. 6d). La parte interna de la veta está formada por cristales de cuarzo de mayor tamaño (>200 μm) en los que no se observó evidencia de deformación dúctil. Entre éstos se disponen cristales tabulares de oligisto, que tienen sus lados mayores orientados de forma perpendicular a la pared de la veta.

Los controles geoquímicos llevados a cabo sobre muestras pertenecientes a estas zonas (Tabla 1) muestran alto contenido de hierro. Algunas de ellas además presentan anomalías débiles de Ag y muy débiles de Au, estas últimas deben comprobarse con otros métodos analíticos, que indican la capacidad del sistema para movilizar y concentrar metales preciosos.

Para conocer la génesis de esta mineralización se requieren nuevas investigaciones. Como hipótesis de trabajo se considera que en su origen convergen fluidos comagmáticos ricos en metales, mecanismos de disolución del cuarzo durante la deformación dúctil y un cambio brusco en las condiciones de la deformación que pasó de dúctil a frágil para producir los espacios donde precipita el cuarzo con su carga de metales. El cuarzo del borde de las vetas con deformación intracristalina (Fig. 6d) documentaría la transición entre las deformaciones dúctil y frágil.

El interés de esta mineralización no radica en su potencial económico, el que no sería significativo de acuerdo con los controles geoquímicos llevados a cabo, sino en su aplicación como guía de prospección en el basamento del noroeste argentino. A un sistema de vetas de este tipo podría corresponder la manifestación Vallecito, margen oriental del valle de Pucará, que muestra fuertes anomalías de Au relacionadas con vetas cuarzosas y granitos deformados (Cécere 1975).

Discusión

Consideraciones locales

Un esquema simplificado de la evolución de las zonas miloníticas de Brealito contempla las siguientes etapas (Fig. 7):

En el Ordovícico Inferior ocurrió el emplazamiento somero del plutón de Brealito (472-475+/-1Ma, Lork y Bahlburg 1993) intruido en leptometamorfitas con deformación tilcárica (Neoproterozoico-Eocámbrico).

Se definen fajas de deformación localizadas sobre diques alojados tanto en el granito como en la roca de caja. Ocurre deformación a temperatura alta durante el enfriamiento de los intrusivos. Varias interpretaciones son posibles para explicar la relación entre los diques y

las zonas de deformación, entre ellas: 1. Los diques ocupan estructuras previas y concentran la deformación dúctil. En este caso el dique controla la deformación; 2. La forma tabular de las intrusiones póstumas, especialmente los diques graníticos en la roca de caja, se deben a que se intruyeron en zonas donde ocurría deformación dúctil (Emerman y Marrett 1990). En este caso la deformación controla la forma de las intrusiones, y 3. Un modelo combinado donde en parte los diques controlan la localización de la deformación y después ocurren nuevas intrusiones en estas zonas. A favor de esta última interpretación se encuentran las generaciones de diques con diferentes estados de deformación que se observan en algunas de las fajas miloníticas donde coexisten, por ejemplo, pegmatitas fuertemente deformadas con otras ligeramente deformadas.

Los fluidos se transforman en un factor principal de debilitamiento tectónico (Williams *et al.* 1994), generándose reacciones que desestabilizan los feldespatos y las micas, y promueven la ductilidad. Así comienzan a formarse las fajas filoníticas. A los fluidos comagmáticos se le agregan soluciones ricas en sílice originadas a partir de la disolución por presión del cuarzo. Algunas tectonitas se empobrecen en cuarzo por este fenómeno y las soluciones ricas en sílice migran. Las soluciones también concentran y transportan metales, principalmente Fe.

Ocurre un cambio brusco en las condiciones de la deformación, la deformación cambia de dúctil a frágil y se generan fracturas y espacios donde precipitan las soluciones que constituyen los sistemas de vetas y vetillas de cuarzo con oligisto.

Consideraciones regionales

El basamento del borde oriental de la Puna y de los Valles Calchaquíes entre 25° y 26° LS (Fig. 8) exhibe fajas miloníticas cuya naturaleza permite separarlas en tres grupos -occidental, central y oriental- de acuerdo con su ubicación en las elevaciones que constituyen la divisoria de aguas entre la Puna y los Valles Calchaquíes: 1. El occidental sobre el faldeo oeste, comprende fajas miloníticas originadas en ambiente de mediano a alto grado metamórfico, generalmente inclinadas hacia el este, con bloque oriental-superior ascendido y corrido hacia el oeste (Hongn *et al.* 1996), 2. El central sobre la zona de divisoria de aguas y parte superior del faldeo oriental, constituido por milonitas formadas en grados metamórficos bajo y mediano, ocasionalmente alto. Las estructuras muestran inclinaciones y rumbos variables, aunque dominan las de inclinación alta y como rasgo distintivo poseen una cinemática con una fuerte componente de rumbo, y 3. El oriental desde la parte inferior del faldeo este hacia el naciente, donde dominan las milonitas de grados metamórficos muy bajo y bajo, generalmente inclinadas hacia el oeste y con bloque O-SO ascendido.

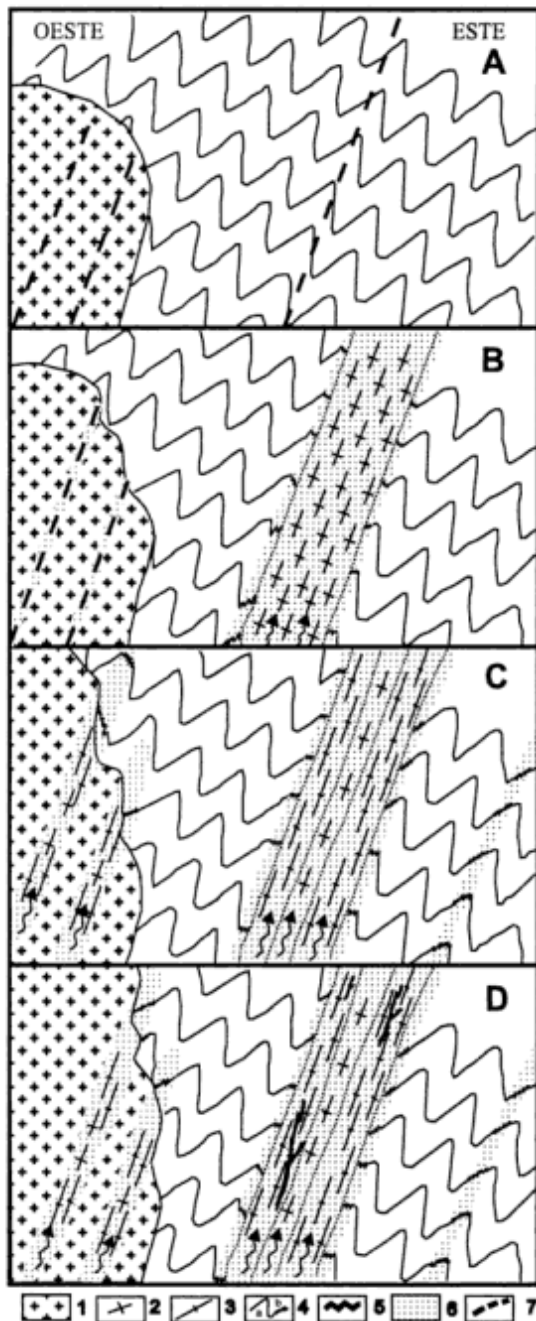


Figura 7: Esquema de evolución de la estructura de la zona. a. Intrusión del granito; b. Formación de las fajas miloníticas; c. Acción de fluidos que favorece la deformación; d. Cambio en las condiciones de deformación y formación de las vetas de cuarzo con Fe. 1. Granito; 2. Milonita; 3. Filonita; 4. Metamorfita (a. sin deformación ordovícica, b. con deformación ordovícica); 5. Vetas de cuarzo; 6. Zonas de alta deformación ordovícica; 7. Probables estructuras que controlaron el emplazamiento de los diques.

Todas estas fajas afectan a granitoides supuestamente ordovícicos, por lo que se les asigna esa edad (Hongn 1994) y se las relaciona con la Fase Guandacol (Salfity *et al.* 1984). Definen un edificio de doble vergencia y pueden interpretarse como un sistema de zonas de cizalla eslabonadas o enlazadas (Davison 1994), quizá vinculado con un régimen de convergencia oblicua que produce una situación transpresiva (Oldow *et al.* 1991).

El edificio de doble vergencia muestra una fuerte partición en la cinemática, con zonas miloníticas principales -grupo occidental- inclinadas hacia el este, a través de las cuales ocurrieron los desplazamientos más significativos que habrían levantado niveles de la corteza media. Las milonitas de los grupos central y oriental serían secundarias, las centrales con una deformación con mayor componente de rumbo y las orientales como un sistema antitético al principal, desarrollado en niveles más someros de la corteza como las milonitas de Brealito. Las variaciones cinemáticas que muestran las milonitas de Brealito, con una parte con mayor componente de rumbo en la deformación, quizá reflejen la partición de la cinemática que se observa a escala regional.

Este sistema de fajas miloníticas es intracontinental, póstumo o posterior al episodio metamórfico de aproximadamente 500 Ma que afectó a gran parte del basamento del norte de Argentina y Chile (Becchio *et al.* 1997). El sistema contribuyó al levantamiento del borde oriental de la Puna, y controló parcialmente la

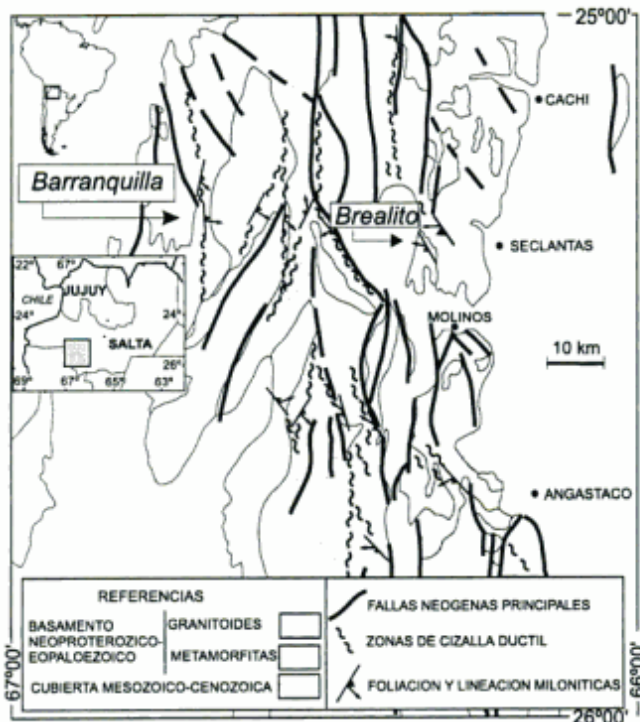


Figura 8: Bosquejo de las principales zonas de cizalla del basamento del borde oriental de la Puna y de los Valles Calchaquíes, entre 25° y 26° LS.

geometría y naturaleza de los depósitos ordovícicos postguandacólicos de la Puna austral, constituidos por una secuencia turbidítica de por lo menos 4000 m de espesor.

La diversidad de las fajas miloníticas del basamento del noroeste argentino, también marcada en la variedad de rocas a partir de las cuales se originaron, aconsejan su revisión con fines de exploración minera dada la presencia de mineralización sintectónica a tardiotectónica como ocurre en las milonitas de Brealito.

Conclusiones

El basamento ígneo-metamórfico de la región de Brealito está afectado por fajas de alta deformación dúctil originadas en condiciones de muy bajo-bajo grado metamórfico.

Las milonitas son contemporáneas con el plutón sintectónico de Brealito con edad absoluta de 475-472 \pm 1 Ma (Lork y Bahlburg 1993).

Las milonitas poseen una fábrica fuertemente asimétrica que indica su origen vinculado con un flujo tectónico con una marcada componente de cizalla simple. El análisis conjunto de las fajas sugiere que en la deformación global de la zona estudiada la componente de cizalla pura fue mayor que a escala de las fajas individuales.

La deformación milonítica produjo fábricas planar y linear superpuestas sobre la estructura tilcárica previa de las leptometamorfitas neoproterozoicas. Estas fábricas permiten, con algunas reservas, diferenciar las metamorfitas con deformación ordovícica sobreimpuesta.

Las variaciones reológicas relacionadas con diques magmáticos concentraron la deformación. Las reacciones asistidas por fluidos constituyeron uno de los principales mecanismos de debilitamiento tectónico y facilitaron el desarrollo de la deformación progresiva.

Durante la evolución de la deformación progresiva ocurrieron condiciones apropiadas para la circulación de fluidos, la concentración y precipitación de metales. El sistema concentró metales preciosos, aunque no en grado de interés económico, sí suficiente para demostrar su capacidad de movilización y concentración, por lo tanto para indicar a las fajas miloníticas de la región como posibles blancos de interés minero.

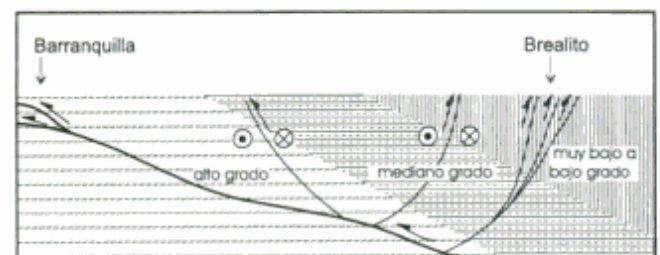


Figura 9: Perfil esquemático con zonas de cizallas con distintas características entre la Puna y los Valles Calchaquíes.

Las milonitas de Brealito forman parte de un sistema regional de zonas de cizalla en el basamento del noroeste de Argentina aparentemente relacionadas con la Fase Guandacol en el sentido de Salfity *et al.* (1984).

Agradecimientos

Esta investigación fue posible por los fondos recibidos de: CIUNSA (T621-T691-P639-P570), CONICET (PIP5020-PEI427/97) y del SEGEMAR. Se agradece a Ricardo Domínguez por la confección de las secciones delgadas orientadas. Las sugerencias y correcciones de José María Tubía, Raúl Seggiaro y los árbitros -Eduardo Rossello y otro anónimo- contribuyeron a mejorar sensiblemente la versión final de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. G., Miller, H. y Toselli, A. J. (Eds.), 1990. El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 4, 227 p. Tucumán.
- Becchio, R., Lucassen, F., Franz, G. y Viramonte, J., 1997. Condiciones de P-T del basamento metamórfico de alto grado. Borde oriental de la Puna austral argentina. Actas 8° Congreso Geológico Chileno, 2: 1220-1224. Antofagasta
- Bursnell, J. T. (Ed.), 1989. Mineralization and shear zones. Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 6, 300 p. Montreal.
- Cécere, H., 1975. Area de Reserva n° 25, Vallecito, departamento San Carlos, Salta. Plan de Exploración NOA I, Dirección General de Fabricaciones Militares. Informe interno, 32 p. (Inédito).
- Davison, I., 1994. Linked fault systems; Extensional, Strike-Slip and Contractual. En: Hancock, P. L. (Ed.): Continental deformation, pp. 121-142. Pergamon Press
- Emerman, S. y Marrett, R., 1991. Why dikes? *Geology*, 18: 231-233.
- Hancock, P. L. (Ed), 1994. Continental deformation. Pergamon Press, 421 p.
- Hanmer, S. y Passchier, C., 1991. Shear-sense indicators: a review. Geological Survey of Canada, Paper 90-17, 72 p.
- Hippertt, J.F., 1994. Microstructures and c-axis fabric indicative of quartz dissolution in sheared quartzites and phylonites. *Tectonophysics*, 229: 141-163.
- Hippertt, J.F. y Hongn, F. D., 1998. Deformation mechanisms in the mylonite-ultramylonite transition. *Journal of Structural Geology*, 20: 1435-1448
- Hongn, F. D., 1994. Estructuras precámbricas y paleozoicas del basamento del borde oriental de la Puna; su aplicación para el análisis regional de la faja eruptiva. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 256-268.
- Hongn, F. D., Mon, R., Cuevas, J. y Tubía, J. M., 1996. Esquisse structural et cinématique de zones de cisaillement calédoniennes à haute température dans la Quebrada Barranquilla, Puna Oriental (Argentina). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*. 323(s.IIa): 809-815.
- Law, R., Knipe, R. y Dayan, H., 1984. Strain path partitioning within thrust sheets: microstructural and petrofabric evidence from the Moine Thrust zone at Loch Eriboll, northwestern Scotland. *Journal of Structural Geology*, 6(5): 477-497.
- LeCorre, C. y Rossello, E., 1994. Kinematics of Early Paleozoic ductile deformation in the basement of NW Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 301-308.
- Lister, G. y Snoke, A., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6(6): 617-638.
- Lork, A. y Bahlburg, H., 1993. Precise U-Pb Ages of Monazites from the Faja Eruptiva de la Faja Eruptiva de la Puna Oriental, NW Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 1-6. Mendoza.
- Mon, R. y Hongn, F. D., 1996. Estructura del basamento proterozoico y paleozoico inferior del norte argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1): 1-10.
- Oldow, J. S., Bally, A. y Avé Lallemant, H. G., 1991. Transpression, orogenic float and lithospheric balance. *Geology*, 18: 991-994.
- Passchier, C. y Trouw, R., 1996. *Microtectonics*. Springer Verlag, 289 p. Berlin.
- Ramsay, J. y Huber, M., 1987. The techniques of modern structural geology. Volume 2: Folds and fractures. Academic Press, pp. 309-700. Londres.
- Salfity, J., Malanca, S., Brandan, E., Monaldi, C. y Moya, C., 1984. La fase Guandacol (Ordovícico) en el Norte Argentino. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1: 555-567. Bariloche.
- Sibson, R., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal Geological Society*, 133: 191-213.
- Simson, C. y DePaor, D., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15(1): 1-20.
- Toselli, A. y Rossi, J., 1990. Metamorfismo de baja presión en las Sierras Pampeanas y Cordillera Oriental en el NW de Argentina. Relaciones con el plutonismo granítico. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1: 174-177. San Juan.
- Turner, J. C. y Méndez, V., 1975. Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, Provincia de Salta. República Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 51(1-2): 11-24. Córdoba.
- Williams, P.F., Goodwin, L. B. y Ralser, S., 1994. Ductile deformation processes. En: Hancock, P. L. (Ed.): Continental deformation, pp. 1-27. Pergamon Press
- Willner, A. P., 1990. División tectonometamórfica del basamento del Noroeste Argentino. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J., (Eds.): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica, 4: 113-159. Tucumán.

Recibido: 13 de setiembre, 1997

Aceptado: 4 de abril, 1999

NOTA BREVE

Significado de la edad isotópica de diques básicos intruidos en la Formación Beauvoir (Cretácico Temprano), Tierra del Fuego

Daniel R. MARTINIONI¹, Enrique LINARES² y Rogelio D. ACEVEDO¹

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

²Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS-CONICET). Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

Introducción

La geología de la sierra de Beauvoir (Fig. 1b) ha sido interpretada como relativamente homogénea y correspondiente a una sola unidad, representada en su mayor parte por grauvacas negruzcas, denominada Formación Beauvoir (Camacho 1948, 1967; Furque 1966). Esta formación fue asignada a diversos niveles del Cretácico, relacionándose con las capas plegadas del Aptiano-Albiano del Hito XIX (Camacho 1967) y considerándose su posible extensión hasta el Jurásico Tardío en la isla de los Estados (Caminos 1980).

Recientes investigaciones geológicas realizadas por uno de los autores (DRM) en el sector serrano del centro de la isla Grande de Tierra del Fuego permitieron establecer, a pesar de la aparente homogeneidad, una subdivisión estratigráfica sobre la base de diferencias litológicas y de la edad de los escasos fósiles registrados.

Esta nota tiene por objetivo documentar la presencia de un elemento previamente desconocido constituido por diques ígneos que atraviesan parte de las rocas sedimentarias de la sierra de Beauvoir en el cerro Rodríguez (Fig. 1b). Se discute brevemente la relación que guardan la edad atribuida a la roca de caja y la edad obtenida para los diques, sobre la base de una primera datación isotópica de estos últimos.

Marco Geológico

La sierra de Beauvoir está comprendida dentro del ámbito de la faja corrida y plegada de los Andes de Tierra del Fuego (Caminos 1980; Winslow 1982). Forma parte del borde más austral de la placa Sudamericana y de la amplia faja con fallamiento de rumbo de desplazamiento levógiro que comprende la Falla de Magallanes-Fagnano (Winslow 1982), que separa la placa Sudamericana de la placa de Scotia (Fig. 1a).

Un amplio sector del área serrana está preponderan-

temente caracterizado por rocas fangolíticas, las que se pueden separar en fangolitas y lutitas pizarreñas/pizarras, y cuyo espesor se estima en varias centenas de metros. El área incluye además otras unidades con escasa participación de areniscas y conglomerados en zonas vecinas ubicadas más al norte. El descubrimiento de escasos bivalvos inocerámidos de características distintivas contribuye a establecer una asignación de edad preliminar a parte de las monótonas sucesiones fangolíticas reconocidas.

Las unidades estratigráficas informales reconocidas en la región, basadas en Martinioni (1997), se muestran en la Figura 1b y se describen a continuación. En la vertiente sur de la sierra de Beauvoir, sobre la costa norte del lago Fagnano, afloran lutitas pizarreñas/pizarras negras con marcado clivaje, que se hallan deformadas, plegadas e inyectadas por venillas de cuarzo y son asignables en sentido amplio al ¿Jurásico Tardío?-Cretácico Temprano. En el eje central de la sierra aparecen fangolitas negras, plegadas, sin evidencias de metamorfismo regional, que conforman un espeso paquete sedimentario y contienen una asociación de invertebrados fósiles, pobremente preservados, de edad cretácica temprana. Estas últimas rocas pertenecen a la Formación Beauvoir (según Camacho 1967) y afloran en el cerro Rodríguez, donde constituyen la roca de caja de una serie de diques ígneos aborados con mayor detalle más adelante. En los valles de los ríos Mío y Claro y en el flanco norte de la sierra de Beauvoir afloran fangolitas oscuras, que en los términos estratigráficamente superiores alternan con capas de arenisca de hasta un par de metros de espesor. En sentido amplio esta última unidad se refiere al Cretácico Tardío, siendo portadora de invertebrados fósiles (bivalvos y fragmentos de amonites) diferenciables del resto de los registrados en las demás rocas de la sierra. Sólo los niveles superiores de las fangolitas y areniscas del Cretácico Tardío, que asoman en las laderas de la sierra de Apen (Fig. 1b), tienen una asignación de edad más precisa, atribuible al Maastrichtiano (Martinioni *et al.* 1996). En ese cordón montañoso, que se erige justo al

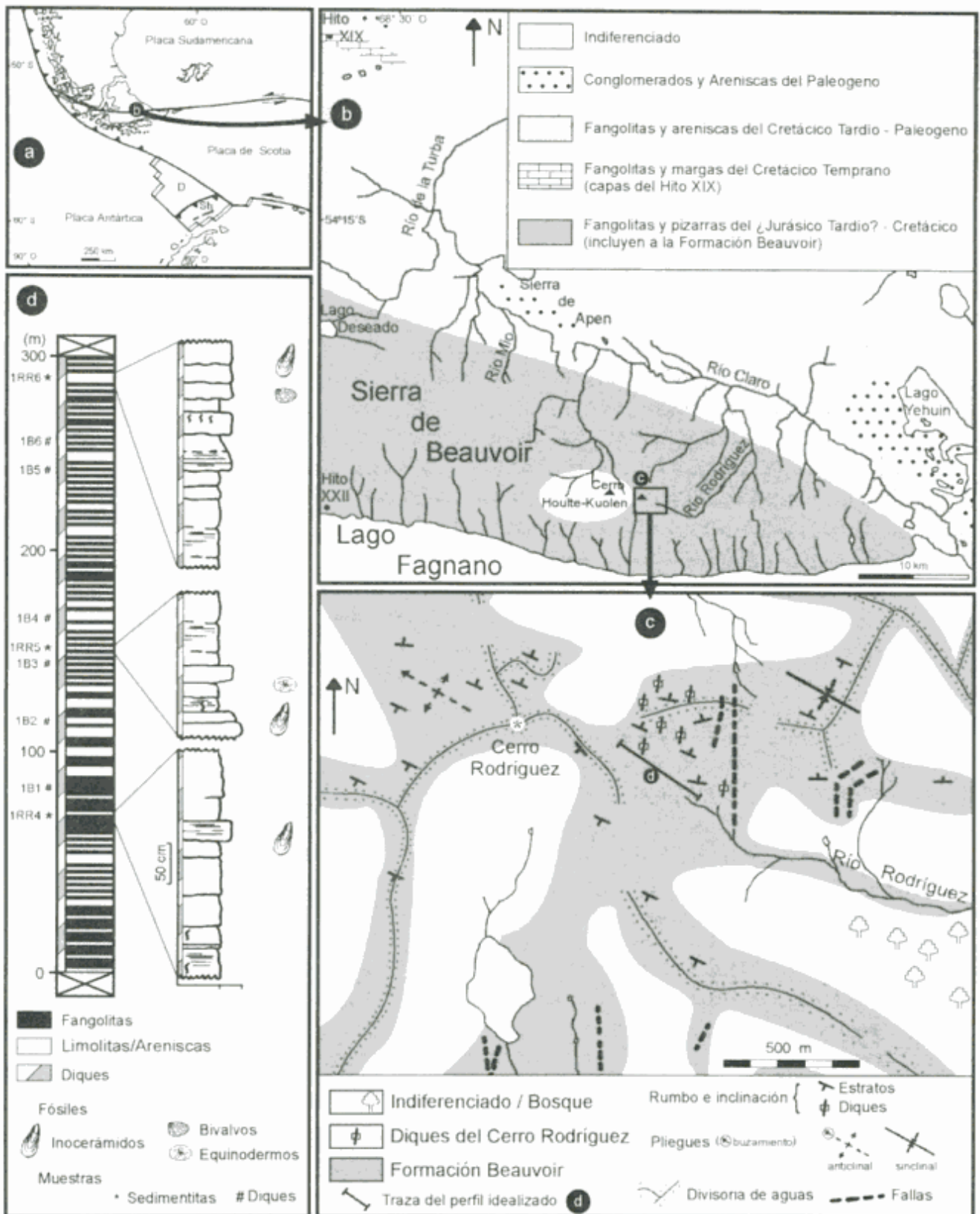


Figura 1: a, Ubicación del área y marco geotectónico (D = Placa Drake; Sh = Placa Shetland). b, Mapa de ubicación de localidades y estratigrafía generalizada del sector central de Tierra del Fuego (basado en Martinioni 1997). c, Mapa geológico fotointerpretado del cerro Rodríguez, sierra de Beauvoir, Tierra del Fuego, Argentina. d, Perfil columnar esquemático del filo este del cerro Rodríguez con la ilustración de tramos representativos idealizados de la sucesión sedimentaria atravesada por diques ígneos.

norte de la depresión del río Mío, la sucesión de fangolitas y areniscas es cubierta en discordancia por unidades clásticas más gruesas, hasta conglomerádicas, asignables al Paleoceno (Martinioni *et al.* 1996). Equivalentes litológicos de estas últimas también asoman en el extremo oriental de la sierra de Beauvoir, en la zona inmediatamente al sur del lago Yehuín (Fig. 1b).

Geología del cerro Rodríguez

Formación Beauvoir

La roca de caja que alberga los diques ígneos forma parte de una espesa sucesión dominada por fangolitas de colores oscuros entre gris, gris verdoso y castaño oscuro a negro. Esta sucesión se dispone en el núcleo del cordón central de la sierra de Beauvoir, de orientación este - oeste, aflorando en parte de la vertiente norte del mismo y en forma discontinua en las cabeceras del río Rodríguez (Fig. 1b,c). Su espesor no se pudo determinar fehacientemente, teniendo en cuenta las complicaciones estructurales y la existencia de sectores cubiertos; sin embargo, se estima que sería superior a los 300 m (véase el perfil; Fig. 1c,d). La sucesión es muy homogénea, con bancos de espesores variables, entre un par de centímetros y un metro, constituidos, en orden decreciente de representatividad, por fangolita, limolita/arenisca muy fina y toba. Algunos sectores poseen alternancia rítmica de capas delgadas de limolita/arenisca muy fina y fangolita. Los bancos son principalmente masivos, algunos presentan laminación paralela difusa y unos pocos, delgados, estratificación gradada. En algunos horizontes se concentran fósiles, principalmente bivalvos, resultando capas de un par de centímetros de espesor. Al microscopio se observa que en las fangolitas domina una matriz submicroscópica y la fracción clástica reconocible está compuesta por cuarzo, con clastos de hasta 0,03 mm de diámetro máximo promedio.

Los escasos invertebrados fósiles marinos presentes poseen un grado de preservación muy pobre, lo que dificulta su determinación. Éstos comprenden bivalvos, principalmente inocerámidos, y un equinodermo (Fig. 1d), además de trazas fósiles. Los bivalvos inocerámidos registrados guardan similitud con elementos del Cretácico Temprano tardío de Antártida occidental, las islas Georgias y Nueva Zelanda (F. A. Medina, comunicación personal).

En el área del cerro Rodríguez las capas se encuentran plegadas y falladas (Fig. 1c). El rumbo general varía entre 90° y 130° y se registraron inclinaciones variables de capas. Las rocas poseen clivaje de plano axial de rumbo 100° e inclinación subvertical a muy fuerte al sur. Los pliegues son en general abiertos y asimétricos. Sus planos axiales se orientan según un rumbo aproxi-

mado este - oeste, lo que concuerda con el estilo estructural registrado en gran parte de la sierra (Martinioni 1997). Se reconoció un patrón de fallas subverticales con rumbo aproximadamente norte - sur, de rechazo escaso a nulo.

Diques ígneos del cerro Rodríguez

Enjambres de diques de rocas hipabisales y posibles apófisis de cuerpos intrusivos se hallan ampliamente expuestos en el filo este del cerro Rodríguez, localizado al sudeste del cerro Houlté-Kuolen (Fig. 1b,c). El sistema principal de diques está constituido por rocas hipabisales de apariencia basáltica de color gris oscuro en superficie fresca, las que, no obstante, suelen encontrarse muy afectadas por alteración. El rumbo general de los diques es norte - sur, la inclinación subvertical, con corrida de varias decenas de metros y con potencia en término medio de un metro, aunque existen diques delgados de unos pocos centímetros de espesor. También se hallan otros diques clasificables en el campo como fenoandesitas. Un tercer tipo de roca hipabisal lo constituye una entidad granitoide leucocrática de grano fino, presente como tabiques y apófisis irregulares, presumiblemente correspondientes a un cuerpo mayor aún no reconocido más que por su caja de hornfels granatífero expuesta unos 2 km hacia el sur, sobre la costa norte del Lago Fagnano.

Los diques oscuros muestran al microscopio una textura microporfírica, fluidal. Su composición mineral está representada por fenocristales de anfíbol (de la familia de las hornblendas) y, en menor cantidad, clinopiroxeno, todos inmersos en una mesostasis de plagioclasa (andesina) y algo de cuarzo intersticial. Como minerales accesorios hay apatita y opacos. Como minerales de alteración aparecen albita, clorita y epidoto, como asimismo carbonato (muy abundante). Teniendo en cuenta la alteración de su pasta y en relación con sus características petrográficas, podría decirse también que la roca tiene afinidades espiliticas. Desde el punto de vista petrográfico, aunque no químico (ya que son deficitarios en potasio), estos diques podrían ser clasificados como lamprófiros (en sentido amplio). Los diques se hallan en avanzado estado de alteración deutérica de sus feldespatos. Fragmentos de la roca leucocrática antes referida, cuya composición es granodiorítica y de la cual se aprecia, además, una inclusión silícea en uno de los cortes petrográficos analizados, están contenidos en los diques básicos.

La datación radimétrica por el método K/Ar sobre roca total de la muestra fresca de dique básico AK n° 3876 (1B2) arrojó los siguientes datos analíticos.

K: 1,04 %	⁴⁰ K: 3,104 x 10 ⁻⁸ mol/g
⁴⁰ Ar _g : 1,933 x 10 ⁻¹⁰ mol/g	⁴⁰ Ar _g : 49,5 %
Edad: 104 ± 4 Ma	Error porcentual de la edad: 3,5 %

Conclusiones

Se documenta la existencia de rocas ígneas que intruyen sedimentitas del Mesozoico pertenecientes a la Formación Beauvoir en el cerro Rodríguez, sierra de Beauvoir, Isla Grande de Tierra del Fuego. La primera datación isotópica de los diques ígneos del cerro Rodríguez permite acotar la edad de la Formación, sugiriéndose que ésta ha de ser más antigua que 104 ± 4 millones de años. Coincidentemente, sobre la base de evidencias paleontológicas preliminares, aún en estudio, se puede concluir que la Formación Beauvoir es asignable al Cretácico Temprano. Hasta el presente, la edad de esta unidad sólo se había inferido sobre la base de correlaciones con localidades distantes y desconectadas.

Agradecimientos

Estas investigaciones son parte de la Tesis Doctoral (UBA) de uno de los autores (Martinioni, en elaboración). Se agradece la orientación paleontológica brindada por Francisco A. Medina (CIRGEO-CONICET, Buenos Aires) y Eduardo B. Olivero (CADIC-CONICET); así como la asistencia de Marc Diraison (Universidad de Rennes, Francia) en las tareas de campo. Se aprecian además las sugerencias y comentarios planteados por los árbitros Carlos Cingolani y Miguel Haller. Este estudio es una contribución al Proyecto IGCP N° 381 "South Atlantic Mesozoic Correlations" y está incluido en el Proyecto "Estratigrafía y Sedimentología del Mesozoico - Paleógeno de Tierra del Fuego" (PIP CONICET N° 4304; Director: Dr. E. B. Olivero).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Camacho, H. H., 1948. Geología de la cuenca del lago Fagnano o Cami, Gobernación Marítima de Tierra del Fuego. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 543, 66 p. (inédito).
- Camacho, H. H., 1967. Las transgresiones del Cretácico superior y Terciario de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (4): 253-280.
- Caminos, R., 1980. Cordillera Fueguina. En: Turner, J. C. M. (Ed.). Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2: 1463-1501. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Furque, G., 1966. Algunos aspectos de la geología de Bahía Aguirre, Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21 (1): 61-66.
- Martinioni, D. R., 1997. Cretaceous-Paleogene surface stratigraphy of the Austral Basin in the southernmost Andes: new evidences from central Tierra del Fuego, Argentina. *Gaea heidelbergensis* 3: 231-232.
- Martinioni, D. R., Olivero, E. B. y Palamarczuk, S., 1996. Stratigraphy of unconformable Upper Cretaceous-Paleogene units in central Tierra del Fuego, Argentina. Simposio "Paleógeno de América del Sur". Resúmenes: 23. Buenos Aires.
- Winslow, M. A., 1982. The structural evolution of the Magallanes Basin and neotectonics in the southernmost Andes. En: Craddock, C., (Ed.). *Antarctic Geoscience* 15: 143-154. University of Wisconsin, Madison.

Recibido: 9 de junio, 1998

Aceptado: 14 de abril, 1999

COMENTARIO

Revista de la Asociación Geológica Argentina: de nosotros depende

Actualmente la Revista de la Asociación Geológica Argentina recibe un alto número de trabajos para su publicación. La temática de los mismos es variada. Como puede constatarse fácilmente, la mayor parte de las contribuciones proceden del ámbito académico, y el número de trabajos de ese origen ha tendido a incrementarse en los dos últimos años. El nivel general de los trabajos, en última instancia reflejo del nivel de la comunidad científica y profesional, puede considerarse bueno y ha experimentado un ascenso permanente en los últimos años. Los arbitrajes también han mejorado sustancialmente en ese período. Esto ha sido acompañado, afortunadamente, por una mejor aceptación por parte de los autores de las críticas a sus trabajos. En este aspecto, se observa una maduración de la comunidad en cuanto a los alcances de la crítica científica, tanto por parte de los árbitros como por parte de los autores. En la Subcomisión de Publicaciones asistimos frecuentemente a cambios de opiniones, que afortunadamente no trascienden al plano personal, como solía ocurrir en otras épocas.

Por lo expresado más arriba podríamos estar tentados a creer que la situación general es buena y que todo transcurre fluida y automáticamente. No es así. Aún hay mucho que mejorar para llegar a un nivel óptimo. Particularmente me interesa referirme aquí a los aspectos formales de los trabajos. Sin duda todos coincidiremos en los beneficios que, para la comunidad geológica, traerá el hecho de que la revista alcance un máximo nivel internacional. En todas las revistas internacionales de buen nivel es indispensable una muy buena presentación de los trabajos por parte de los autores. Sin embargo la presentación de los trabajos en nuestra revista suele mostrar cierto descuido respecto de las normas editoriales de la revista. Esto redundará en demoras innecesarias y en un considerable exceso de trabajo para la Subcomisión de Publicaciones.

Cierto menosprecio a las normas suele ser una característica de nuestra idiosincracia que, juntamente con el apuro que los autores solemos experimentar en los tramos finales de la redacción e ilustración del trabajo, se reflejan a menudo en presentaciones deficientes. Estas no sólo dificultan la tarea de los árbitros sino también el trámite editorial del trabajo, produciendo demora e idas y venidas irritantes. La mala presentación de los trabajos resulta desmoralizante para la gente que participa, destinando gratuitamente mucho de su tiempo, en los arbitrajes y tareas editoriales. Este aspecto no es secundario, ya que resulta cada vez más difícil encontrar colegas dispuestos a actuar como miembros de la Subcomisión de Publicaciones. En esto concurren variados motivos. Muchos, propios de la sociedad actual, están lejos de nuestras posibilidades de solucionarlos en forma inmediata. Otros, sin embargo,

pueden ser resueltos con una decidida colaboración de los autores.

La presentación de un trabajo es, en última instancia, un reflejo de la imagen que el autor tiene de la revista. Debemos decir de "su" revista, ya que la mayoría de los autores son socios de la Asociación Geológica Argentina. Si el autor valora la revista como un medio óptimo para dar a conocer sus hallazgos y logros, será cuidadoso en la preparación de la presentación. Si el autor no valora la revista, esto se verá reflejado en trabajos de naturaleza preliminar o poco sustanciales, y en malas presentaciones. Esto último representa costos adicionales para los socios y conspira contra la forma final de la revista, ya que por muchas correcciones y sugerencias que se realicen, el producto final es siempre mejor si la presentación inicial fue mejor. Los problemas con la presentación de las listas de trabajos citados en el texto y con las ilustraciones, por ejemplo, no son de ninguna manera exclusivos de nuestra revista. En muchas publicaciones internacionales este tipo de falencias motiva un rechazo inmediato del trabajo a los fines de su adecuación a las normas y previamente al arbitraje. Creemos que en una revista que publica trabajos de sus socios este tipo de actitudes no debería ser necesario. Es claro que todos nos beneficiaremos si la revista, además de contener información interesante, se ve bien.

El tratamiento formal cuidadoso es la cara de un trabajo científico metódico y sistemático. Así se entiende internacionalmente y debemos coincidir en que este concepto no es ilógico. Queda claro que la esencia del trabajo no es su presentación, pero evidentemente esta es importante para que el contenido sea accesible fácilmente a los lectores. Siempre las distintas épocas históricas se han caracterizado por sus formas de redacción propias. En ese sentido, también es importante tratar de recurrir a una redacción e ilustración modernas, adecuada a los tiempos y a los medios de que se dispone. Es cierto que esto requiere, a veces, un esfuerzo adicional, pero también el mismo resulta en una comunicación clara y concreta entre el autor y sus lectores. Las nuevas normas, complementarias de las actuales, que se publicarán en el próximo número de la revista, apuntan a facilitar este proceso, considerando en forma exhaustiva las variadas posibilidades de presentar la información.

Casi todos coincidimos en que la Revista de la Asociación Geológica Argentina es un medio importante para dar a conocer nuestra tarea. Que es una de las cartas de presentación de nuestra comunidad frente a las comunidades geológicas de otros países. Que es un elemento insustituible para publicar temas de interés regional. Pensemos que la Revista nos pertenece, como un legado del esfuerzo de varias generaciones de colegas. La permanencia y mejora de la revista es tarea de todos, la revista es de todos. De nosotros depende.

Roberto A. Scasso
Director de la Revista

NOTAS NECROLÓGICAS

† Otto Schneider (1912-1999)



Otto Schneider nació en Böhlitz, Alemania, el 20 de enero de 1912; tras la derrota de su país en la Gran Guerra pasó unos meses en Noruega. Se graduó en la Universidad de Berlín en 1936; la tesis de su PhD se tituló "Influencias solares en la variación lunar del geomagnetismo"; fue dirigida por Julius Bartels, a quien él reconocería como su maestro.

Su profesión lo orientó a la Meteorología y el Geomagnetismo, y su inquietud intelectual lo llevó a incursionar en la Historia y en la Filosofía de la Ciencia.

En Berlín, entre 1936 y 1939 fue asesor científico en Meteorología en la Compañía Askania-Werke, fabricantes de instrumental de precisión; allí desarrolló un psicrómetro termoelectrónico aspirado para investigaciones micrometeorológicas.

Llegó al país con su esposa y una beba en 1939, una semana antes de declararse la Segunda Guerra, tras atravesar un océano vigilado por submarinos y la incerteza de llegar ilesos o deber regresar. Lo había contratado el Servicio Meteorológico Nacional donde se desempeñó hasta 1958, llegando a ser Jefe del Departamento de Instrumental y posteriormente del de Geofísica.

En la Escuela Superior de Meteorología fue profesor de Estadística Matemática, Teórica y Aplicada en 1948 y al año siguiente profesor de Geofísica General. Entre 1953 y 1958 fue profesor de Geofísica General en el Departamento de Meteorología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires.

Entre 1956 y 1969 fue Jefe del Departamento Científico del Instituto Antártico Argentino; creó un grupo de estudios de la alta atmósfera e inició en Sudamérica la investigación de auroras, relacionando su morfología con parámetros ionosféricos, en particular la absorción.

Pasó cuatro meses de un largo verano (1958) a bordo del rompehielos San Martín reconociendo las bases antárticas, durante el Año Geofísico Internacional.

Entre 1968 y 1975 fue profesor de Magnetismo Terrestre y Electricidad Atmosférica y Jefe del Departamento de Geomagnetismo en el Observatorio Astronómico de la Universidad Nacional de La Plata, siendo responsable del funcionamiento de las estaciones de Las Acacias (Buenos Aires) y Trelew (Chubut) y del procesado de sus observaciones. Se abocó al estudio de las mareas geomagnéticas lunares.

En 1975 fue designado profesor del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, cargo que mantuvo hasta 1979 e Investigador Superior de Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Sus trabajos se volcaron hacia la caracterización de las variaciones geomagnéticas en territorio argentino, su comparación con las registradas en otras latitudes y su relación con las auroras, los índices de actividad geomagnética y los parámetros interplanetarios.

Su conocimiento del castellano databa de su época de estudiante, se expresaba en él sin dificultad y con precisión. Conversar con Otto Schneider era no sólo ameno sino una invitación a la reflexión; sabía escuchar sin juzgar.

Su dominio del inglés y el francés le permitían acceder con facilidad a las publicaciones internacionales; era un lector infatigable y mantenía una frondosa correspondencia epistolar.

Tradujo de alemán "Introducción a la Meteorología" de Sverre Peterssen (Espasa-Calpe Argentina, 1946), capítulos del "Cosmos" de Alexander von Humboldt (Espasa-Calpe Argentina, 1949) y fue autor de "Geofísica" del tomo "Geofísica y Geodesia" de la serie Evolución de las Ciencias en la República Argentina, 1923-1972 (Sociedad Científica Argentina, 1980).

Dirigió tesis de licenciatura, fue jurado en la evaluación de tesis de licenciatura y doctorales, actuó como jurado para proveer cargos de profesor en las universidades de Buenos Aires, La Plata, Cuyo y Rosario en Argentina, y de Gujarat y Bombay en India; asesoró en el planteo de temas geofísicos; fue jurado en la adjudicación de Premios Nacionales en Ciencias de la Tierra. Su preocupación permanente fue actuar o decidir con objetividad, sin dejar que lo perturben sus sentimientos.

Fue miembro de la Sociedad Científica Argentina, de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA), de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, que presidió entre 1967 y 1971, de la American Geophysical Union, del Deutsche Gesellschaft für Polarforschung, del Deutsche Geophysikalische Gesellschaft.

Perteneció a numerosas Comisiones Asesoras de or-

ganismos nacionales: a la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (1964-1969), a la Secretaría de Ciencia y Técnica, a la Dirección Nacional de Investigación y Desarrollo (1974-1980), al Observatorio de Física Cósmica (1969-1970), Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y otras; y a Comités Científicos de organizaciones internacionales: al Instituto Panamericano de Geografía e Historia (1951-1956), a la International Association of Geomagnetism and Aeronomie, de la cual fue miembro de su Comité Ejecutivo (1957-1960, 1960-1963, 1971-1975) y a distintos Subcomités, del Scientific Committee of Antarctic Research, entre otros.

Organizó la Primera Conferencia Latinoamericana de Geofísica, Geodesia e Investigación Espacial Antártica (1990) patrocinada por el Centro Latinoamericano de Física (CLAF) con meticulosidad y gran dedicación y participó en un sinnúmero de Congresos y Reuniones Científicas entre 1938 y 1993, estimulando siempre los enfoques interdisciplinarios.

Sus pláticas, en simposios, reuniones o simplemente con un café de por medio eran amenas y movilizantes. Decía que no había nada más aburrido que decirlo todo.

Fue asesor de redacción y árbitro de artículos en diversas revistas nacionales e internacionales.

Recibió el Premio Academia Nacional de Ciencias de Buenos Aires (1965), Diploma y Medalla de Honor al Mérito de la Universidad Nacional de La Plata (1977), de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas (1977), Placa de reconocimiento por servicios prestados de la Dirección Nacional de Investigación y Desarrollo del Ministerio de Defensa (1980), Distintivo de Plata de la American Geophysical Union (1988), Premio Konex en Ciencias de la Tierra (1983) y Distintivo de Oro de la American Geophysical Union (1997) por su cincuentenario como socio.

Fue Socio Honorario de la Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, Socio Emérito y Honorario de la Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas, Miembro Consulto del Instituto Antártico Argentino, Socio Vitalicio de la Sociedad Científica Argentina, Académico Correspondiente de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales (1992), y Socio Honorario de la Asociación Geológica Argentina (1995).

El Geological Survey of the Department of the Interior de la Estados Unidos denominó (1965) "Schneider Hills" a un cordón de montañas antárticas cerca de los 83° de latitud Sur y 43° de longitud oeste, designación no adoptada en la toponimia oficial argentina.

La Universidad de Buenos Aires lo designó Profesor Honorario en 1985; la Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas de la Universidad Nacional de La Plata lo nombró Profesor Extraordinario con carácter de Honorario (1987), e Investigador Emérito (1995) el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Fue un enciclopedista, devoto de la música clásica, de la literatura occidental e interesado por los localismos; muy reservado con sus sentimientos fue respetuoso de las creencias ajenas, generoso con sus conocimientos, abierto a las ideas renovadoras y rebelde con las imposiciones. Fue un racionalista que solía decir "nada de lo humano me es ajeno".

Hace unos años se nacionalizó porque quería morir argentino.

M.A. van Zele
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Universidad de Buenos Aires

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto P. Calmels

YPF S.A.

Panamerican Energy LLC

BHP-Utah International Exploration Inc.

Borax Argentina S.A.

Petrolera Argentina San Jorge

y los aportes de:

S. Archangelsky

H. Bassi

J.C. Benvenuti

J.L. Bianchi

C.A. Gentili

A.R. Gramajo

R.L. Moreno

H.J. Pendola

E.O. Rolleri

E.R.D. Saccone

F. Vervoorst

W. Volkheimer

Edición realizada por Vergara Oroño-Frascarelli ediciones
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 30 de junio de 1999
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para sus 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", 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, 1º piso, 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión completa de cada artículo, no deberá ser mayor de 15 páginas impresas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas

en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirá como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre de la editorial y lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metagenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas* [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. *A geologic time scale 1989*. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

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.

GUIDELINES FOR AUTHORS

The **Revista de la Asociación Geológica Argentina** publishes original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America.

Copyright to all papers published in the **Revista** belongs to the Asociación Geológica Argentina.

More detailed instructions to authors were published in vol. 47 (1): 124-128 of the *Revista*.

Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. All papers submitted to the *Revista* are read critically by at least two referees before they are accepted for publication.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscript, including captions of figures and tables. All original illustrations must be submitted, plus two additional copies at publication size.

Manuscripts must be submitted to:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1° piso, 1006 Buenos Aires,
Argentina

Manuscripts in English or Spanish are acceptable. They must be submitted on either 21.5 x 28.0 cm (8 1/2 x 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed or letter-quality typed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide ample margins. A limit of 15 published pages is placed on all papers within the *Revista*.

The first page must include the title, names and complete addresses of authors.

The second page must include an abstract that is not expected to exceed 250 words. For manuscripts in Spanish the abstract must be in English, beginning with a translation of the title. Manuscripts written in English must include a translation of the title and an abstract in Spanish.

The text must start on the third page. Organization of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgments, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every three printed pages of text. Explanations of

figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript.

References

References must begin on a separate page at the end of the manuscript. All references mentioned in the text, figures, captions, tables and appendixes must be listed. Only references cited in the paper must be listed. Particular care should be given to reference format, order and punctuation, according to the examples given below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by second author. For references with more than two authors, list alphabetically by first author and then chronologically, earliest year first. Do not abbreviate journal titles of book publishers in references. Do not use roman numbers. For books include the name of the editor and the city of publication.

- Angelelli, V. and Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogénicos de la Argentina. In: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. and Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado Roque, P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (unpublished).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-405.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. and Smith, D.G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Reprints

Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs.

Costs to be paid by authors

Costs for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Authors

To publish a paper in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

ISSN 0004-4822

Volumen 54 - Número 1 - Págs. 1-96
Buenos Aires - Marzo 1999

Registro de la Propiedad
Intelectual 999530

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-1-3253104