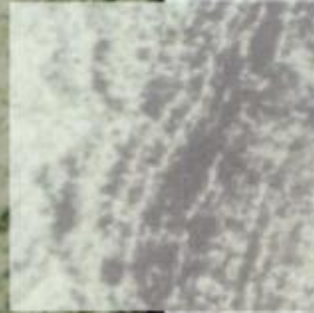
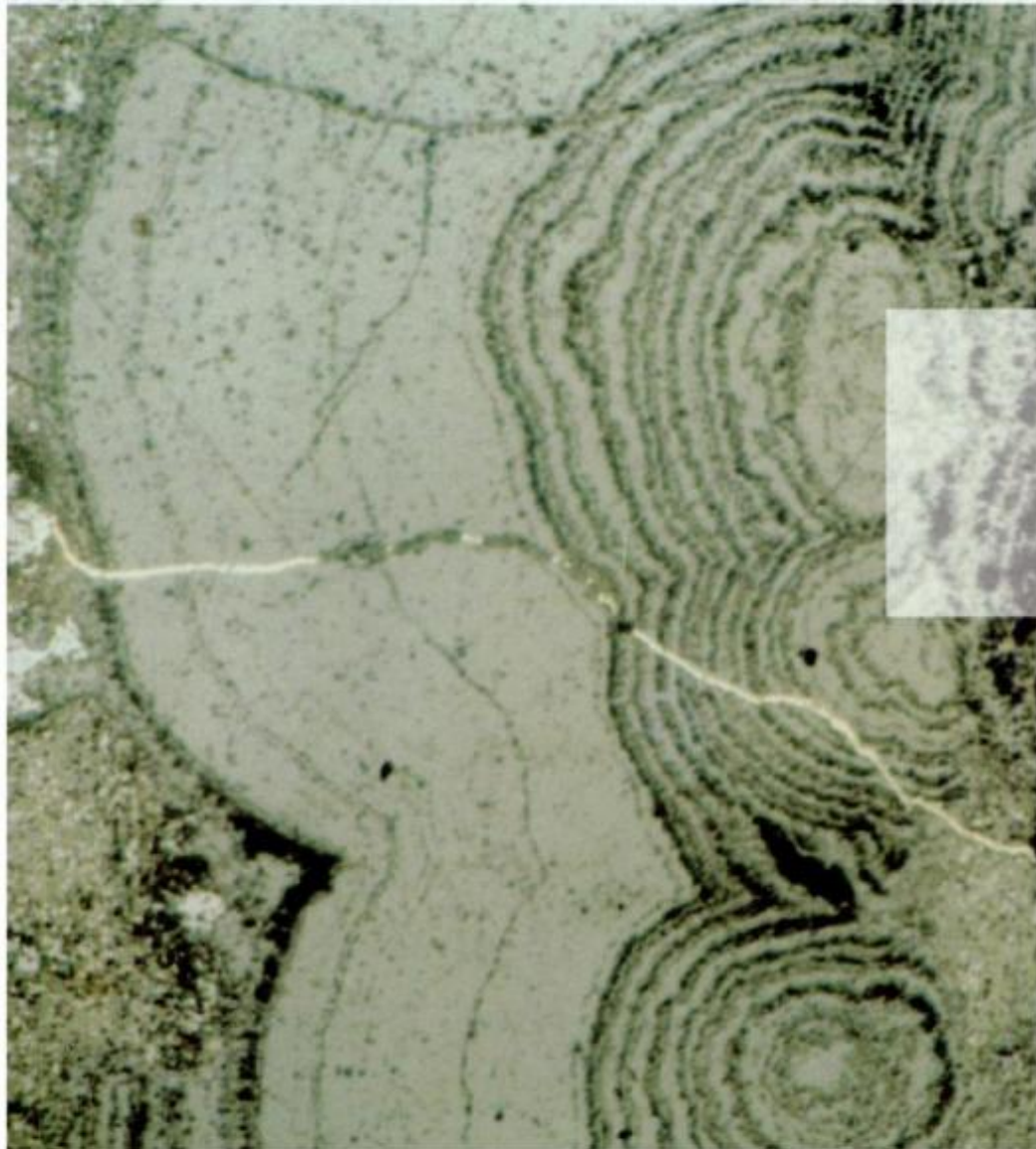


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 55 N° 1-2 2000



55 1-2

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

1-144

Junio 2000

ISSN

0004-4822



Buenos Aires
Argentina

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 55, Number 1-2, June 2000

CONTENTS

ARTICLES

- Genesis of the clay deposits of Sierra de la Tinta, Tandilia
M.C. Frisicale and J.A. Dristas 3-14
- U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina
F. Söllner, M.K. de Brodtkorb, H. Müller, N.E. Pezzutti and R.R. Fernández 15-22
- Quaternary faulting in the Matagusanos depression, San Juan, Argentina
J.D. Paredes and L.P. Perucca 23-30
- Thermometry and textures in La Bragada Mine, Córdoba Province
M.M. González and G. Mas 31-43
- The Alvar Andesites: Jurassic alkaline volcanism of Paso del Sapo area, Chubut Province
E. Aragón, P.D. González, Y.E. Aguilera, C. Cavarozzi and E.J. Llambías 44-58
- Agua Poca hill, a basaltic quaternary cone bearing ultramafic xenoliths, western Province of La Pampa, Argentina
G.W. Bertotto 59-71
- Magmatic and tectonic evolution of the Cerro Blanco Granitic Complex, Famatina System, Argentina
C.E. Cisterna 72-82
- Lithostratigraphical definition of the Ciénaga del Río Huaco Formation (Cretaceous), Precordillera Central, San Juan, Argentina
C. Limarino, L. Net, P. Gutiérrez, V. Barreda, A. Caselli and S. Ballent 83-99
- Wollastonite-scapolite calc-silicate granulites from the San Carlos Massif, Sierras de Córdoba, Argentina
R.D. Martino and A.B. Guerreschi 100-110
- The ichnogenus *Cruziana* in the Early Cambrian of the Argentine Precordillera: the oldest record in South America
R.A. Astini, M.G. Mángano and W.A. Thomas 111-120
- SHORT NOTES
- First record of Tertiary marine sedimentites in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina
S.R.A. Bertolino, D.G. Poiré and C. Carignano 121-124
- Taca-Taca Alto porphyry copper deposit, Province of Salta: contribution to its knowledge
N. Rubinstein, S. Segal and E. Zappettini 125-128
- First record at the surface of continental Upper Cretaceous deposits in the Colorado Basin, southeast of La Pampa
S. Casadio, T. Manera, A. Parras, C. Montalvo and G. Cornachione 128-133
- DISCUSSION
- The Ordovician geotectonic setting in the Famatina region
Comment, *C.W. Rapela* 134
Reply, *R.A. Astini* 136
- MEMORIALS
- Carmelo I.C. de Ferrariis (1912-1998)
P.N. Stipanovic 139
- Guillermo Furque (1921-1999)
M. Caballé and A. Cuerda 141
- ERRATA 142

ON THE COVER

Microphotography of greigite. Province of Jujuy.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, 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\$ 90 (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

**REVISTA DE LA
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA**
VOLUMEN 55, NÚMERO 1-2, JUNIO 2000

CONTENIDO

ARTICULOS

Génesis de los niveles arcillosos de sierra de la Tinta, Tandilia <i>M.C. Frisicale y J.A. Dristas</i>	3-14
Dataciones U-Pb en circones de rocas metavolcánicas de la Sierra de San Luis, Argentina <i>F. Söllner, M.K. de Brodtkorb, H. Miller, N.E. Pezzutti y R.R. Fernández</i>	15-22
Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, San Juan, Argentina <i>J.D. Paredes y L.P. Perucca</i>	23-30
Termometría y texturas en Mina La Bragada, provincia de Córdoba <i>M.M. González y G. Mas</i>	31-43
Andesitas Alvar: volcanismo alcalino jurásico en el área de Paso del Sapo, provincia del Chubut <i>E. Aragón, P.D. González, Y.E. Aguilera, C. Cavarozzi y E.J. Llambías</i>	44-55
Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina <i>G.W. Bertotto</i>	59-71
Evolución magmato-tectónica del Complejo Granítico de Cerro Blanco, Sistema de Famatina, Argentina <i>C.E. Cisterna</i>	72-82
Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera Central, San Juan, Argentina <i>C. Limarino, L. Net, P. Gutiérrez, V. Barreda, A. Caselli y S. Ballent</i>	83-99
Las granulitas calcosilicáticas con wollastonita y escapolita del macizo de San Carlos, sierras de Córdoba, Argentina <i>R.D. Martino y A.B. Gueschi</i>	100-110
El icnogénero Cruziana en el Cámbrico Temprano de la Precordillera argentina: el registro más antiguo de Sudamérica <i>R.A. Astini, M.G. Mángano y W.A. Thomas</i>	111-120
NOTAS BREVES	
Primer registro de sedimentitas marinas terciarias aflorantes en las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina <i>S.R.A. Bertolino, D.G. Poiré y C. Carignano</i>	121-124
El pórfiro cuprífero Taca-Taca Alto, provincia de Salta: nuevos aportes al conocimiento del yacimiento <i>N. Rubinstein, S. Segal y E. Zappettini</i>	125-128
Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico Superior en la Cuenca del Colorado, sureste de La Pampa <i>S. Casadio, T. Manera, A. Parras, C. Montalvo y G. Cornachione</i>	128-133
COMENTARIOS	
El ambiente geotectónico del Ordovícico de la región del Famatina Comentario, C.W. Rapela	134
Réplica, R.A. Astini	136
NECROLÓGICAS	
Carmelo I.C. de Ferrariis (1912-1998) P.N. Stipanovic	This One 139
Guillermo Furque (1921-1999) <i>M. Caballé y A. Cuerda</i>	141
ERRATA	142



HCD1-66B-LT66

TAPA

Fotomicrografía de greigita. Mina Pirquitas. Provincia de Jujuy.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 62115) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, 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\$ 90 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

Miembro de la *American Association of Petroleum Geologists***COMISIÓN DIRECTIVA**

(1999-2001)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences***Directora**

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires
 S. Geuna, Universidad de Buenos Aires
 A.C. Riccardi, Universidad Nacional de La Plata

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

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

Presidenta: Lic. Norma E. Pezzutti.**Vicepresidente:** Dr. Carlos M. Urien.**Secretaria:** Dra. Milka K. de Brodtkorb.**Tesorerera:** Lic. Susana Valencio.**Vocales titulares:** Lic. Mariela Etcheverría, Dra. Silvana Geuna, Dr. Alberto C. Riccardi, Dra. Luisa M. Villar.**Vocales suplentes:** Dra. Graciela Mas, Dra. Paulina Nabel, Lic. Luis Stinco, Dr. Eduardo Zappettini.**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: Dr. Raúl Lira, Universidad Nacional de Córdoba.
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. Nélica Casali, Universidad Nacional del Comahue.
Puerto Madryn: Lic. Pablo Bouza, CENPAT.
Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Serralunga, Universidad de Río Cuarto.
Salta: Dra. Cristina Moya, Universidad Nacional de Salta.
San Juan: Dra. Lucia 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 Casadío, Universidad Nacional de La Pampa.
Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo.
Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC.

Delegados en Buenos Aires

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 y Lic. Mariela Echeverría.
Servicio de Hidrografía Naval: Dr. Roberto Violante.
YPF S.A.: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Paraná, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.
 Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., 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.

Génesis de los niveles arcillosos de sierra de la Tinta, Tandilia

María Cristina FRISICALE^{1,2} y Jorge A. DRISTAS^{1,3}

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

²CONICET

³C.I.C.

E-mail: cfrisica@criba.edu.ar

jdristas@criba.edu.ar

ABSTRACT. *Genesis of the clay deposits of Sierra de La Tinta, Tandilia.* Clays interbedded with sandstones from a sedimentary sequence in the Sierra de La Tinta area, Tandilia, Buenos Aires province were studied using X-ray diffraction, chemical and petrographical techniques. Four vertical alteration zones in the thickest clay bed of Cantera 1, were identified on the basis of their mineral assemblages: "pyrophyllitic zone", "kaolinitic zone", "kaolinitic-pyrophyllitic zone" and "zeolitic zone". Also, a horizontal zonation of clay minerals was recognized with a nucleus of greatest alteration (pyrophyllite and kaolinite) in Cantera 1, and grading outward through lower temperature paragenesis including sericite, kaolinite, smectite, feldspar, zeolite and baryte. The clays of this area originated by hydrothermal alteration of pyroclastic rocks interbedded with the sandstones. The primary textures of the pyroclastic rocks, are preserved in some detail, especially in the less altered zones. The original pyroclastic fragments are replaced by pyrophyllite, kaolinite, sericite and rutile.

Key words: *Clay deposits, Tandilia, Province of Buenos Aires, Argentina*

Palabras clave: *Arcillas, Tandilia, Provincia de Buenos Aires, Argentina*

Introducción

La sierra de la Tinta forma parte de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires y se encuentra ubicada 11 km al oeste de la localidad de Barker. Está constituida por una serie de lomadas de poca altitud, con una disposición noreste-sudoeste. En estas lomadas existen varias canteras y excavaciones menores abandonadas, donde es posible observar y muestrear las unidades litológicas presentes. La cantera de mayores dimensiones estuvo sujeta a una intensa explotación económica.

En cuanto a la estratigrafía de Tandilia existen una serie de controversias, que se pueden resumir en dos hipótesis principales; aquellos que sostienen la existencia de una sola unidad sedimentaria denominada Formación La Tinta que se apoya sobre el basamento cristalino, denominado Complejo Buenos Aires; y quienes proponen la existencia de 4 o 5 secuencias sedimentarias pertenecientes a diferentes eventos sedimentarios. Una reseña esquemática sobre la bibliografía de la secuencia sedimentaria de Tandilia es posible encontrarla en Iniguez *et al.* (1989).

Leveratto y Marchese (1983) mantienen para Tandilia la existencia de una secuencia estratigráfica única denominada Formación La Tinta; en la localidad de

sierra de la Tinta reconocen que sobre el basamento Complejo Buenos Aires se deposita la sección basal de la Formación La Tinta. Zalba *et al.* (1988) e Iniguez *et al.* (1989) proponen para un área cercana a la sierra de la Tinta, una secuencia estratigráfica integrada por un basamento Precámbrico conformado por el Complejo Buenos Aires sobre el que se deposita el Grupo Sierras Bayas, perteneciente al Precámbrico Superior, integrado por las Formaciones Villa Mónica y Cerro Largo; a continuación se ubica la Formación Las Aguilas, también asignada al Precámbrico Superior y por último la Formación Balcarce, perteneciente al Ordovícico. No es el objetivo de este trabajo tomar parte de esta controversia, sino ubicar estratigráficamente los niveles arcillosos sujetos a estudio en la sierra de la Tinta. Estos niveles arcillosos estarían ubicados en la sección basal de la Formación La Tinta si se tiene en cuenta una única unidad sedimentaria (Leveratto y Marchese 1983) y según el esquema estratigráfico propuesto por Zalba *et al.* 1988 correspondería a la Litofacies 2 de la Formación Las Aguilas.

En lo que se refiere a la génesis de algunos minerales arcillosos intercalados en la secuencia sedimentaria de Tandilia existen al menos dos posiciones diferentes. Iniguez y Zalba (1974), Zalba (1979a y b, 1988a y b) en sus estudios sobre las arcillas de la zona de Barker,

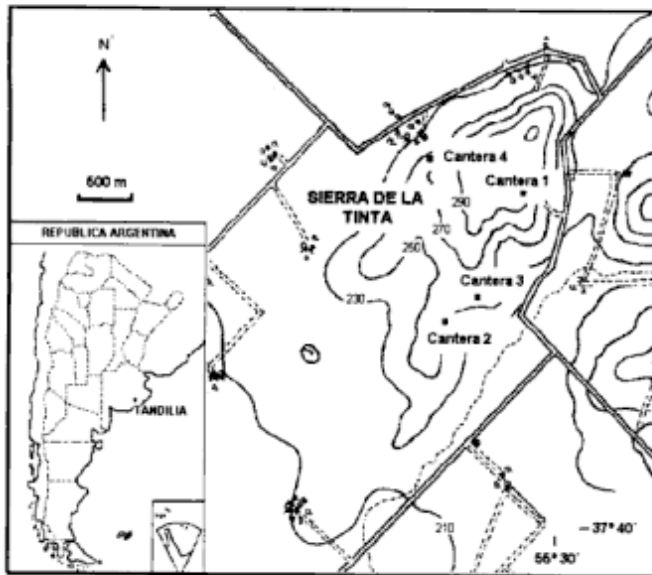


Figura 1: Mapa de ubicación de las canteras estudiadas.

consideran que las paragénesis de minerales arcillosos como caolinita, pirofilita, sericita, dickita y minerales accesorios como diásporo, alunita, son el resultado de procesos detríticos, diagenéticos y evaporíticos. Por otro lado, Marchese y Di Paola (1975) describen en la sierra de la Tinta, una secuencia integrada por cuarcitas, arcilitas, y en la base domos pelíticos alineados y silicificados, los cuales se habrían originado por movimientos tectónicos que provocaron fallamiento y deslizamiento de bloques de sierra, acompañados por movilización de líquidos hidrotermales; según estos autores, tanto la illita presente en el miembro pelítico como la pirofilita asociada a sílice en los "domos" habrían sido originadas por actividad hidrotermal. Dristas y Frisicale (1987, 1991, 1992, 1996), Frisicale (1991) y Frisicale

ca y Dristas (1996) explican las paragénesis arcillosas estudiadas en diferentes localidades cercanas a Barker, como el resultado de la alteración hidrotermal de rocas piroclásticas intercaladas en la secuencia sedimentaria de Tandilia.

El propósito de esta contribución es determinar las condiciones de formación de los yacimientos de arcilla de la sierra de La Tinta, como así también establecer las relaciones geológicas que existen con los niveles arcillosos presentes en localidades vecinas las cuales han sido objeto de estudios detallados en trabajos previos. Para ello, se estudiaron cuatro perfiles pertenecientes a otras tantas canteras que se encuentran en las laderas de la sierra de la Tinta, (Fig. 1). En el sector sur de la sierra, la secuencia sedimentaria se encuentra buzando en dirección sudoeste, y está cubierta por relleno moderno. El basamento cristalino no fue observado en ninguna de las canteras visitadas.

En la Fig. 2 se muestran los perfiles esquemáticos de las 4 canteras estudiadas. Se comparan regionalmente los niveles litológicos presentes en cada una de ellas, teniendo en cuenta su mineralogía y texturas características.

La cantera de mayores dimensiones está ubicada en el flanco este de la sierra y ha sido identificada como Cantera 1; se reconoció la siguiente secuencia: areniscas cuarzosas inmaduras en la base, seguido por un nivel arcilloso de base irregular, con un espesor máximo de 3 m, y areniscas cuarzosas maduras en la parte superior del perfil.

Sobre el mismo flanco de la sierra, 2 km al sur de la cantera 1, está ubicada la cantera 2, caracterizada por una alternancia de niveles arcillosos impuros y areniscas cuarzosas, seguida por areniscas conglomerádicas, y en la parte superior del perfil un nivel arcilloso con intercalaciones de areniscas cuarzosas, de 1,30 m de espesor aproximado.

La cantera 3 es un destape de reducidas dimensiones ubicado a 500 m en dirección NE de las canteras anteriores, tiene escaso desarrollo y está constituido por un nivel arcilloso en la parte inferior seguido por areniscas conglomerádicas.

La cantera 4 está ubicada a 1,5 km al oeste de la cantera principal, sobre una falla de dirección NO-SE que atraviesa la sierra de la Tinta. En este perfil se reconoce un nivel arcilloso de escaso espesor, intercalado entre areniscas cuarzosas.

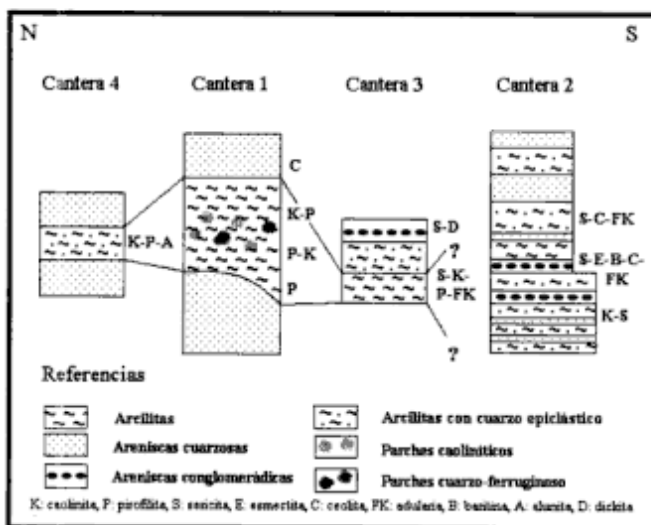


Figura 2: Corte N-S que muestra los perfiles esquemáticos de las cuatro canteras estudiadas.

Metodología

La ubicación de los yacimientos se realizó teniendo como base las fotografías aéreas y los mapas topográficos disponibles. Se efectuaron muestreos sistemáticos de las canteras visitadas, tratando de reconocer las unidades litoestratigráficas presentes en cada perfil. Se confeccionaron cortes delgados de las rocas que in-

tegran cada uno de los perfiles, con la finalidad de caracterizarlas petrográficamente.

Los minerales arcillosos se estudiaron mediante difracción de rayos X sobre muestras no orientadas, para identificar las distintas especies minerales arcillosas presentes; para confirmar la presencia de esmectita se realizaron difractogramas sobre muestras naturales sin orientación y posteriormente tratadas con etilen glycol; el espaciado basal (001) de este mineral está ubicado en 15 Å y al ser tratado con etilen glycol se expande a 17 Å. Todos los diagramas de rayos X se realizaron para valores de 2θ entre 2° y 65° .

Se efectuaron análisis químicos de elementos mayoritarios, minoritarios y trazas de los diferentes niveles identificados en la cantera 1, y de los niveles arcillosos de las canteras 2 y 3. Estos análisis fueron realizados mediante técnicas de fusión-ICP y digestión-ICP por Actlabs, Canadá, con la finalidad de caracterizar geoquímicamente y evaluar la evolución del material arcilloso. Los elementos mayores, Ba, Sr, Y y Zr fueron analizados por fusión ICP-AES; Cu, Pb, Zn, Ag, Ni y V usando ICP-AES por digestión total de las muestras, mientras que Co, Cr, Hf, Sc, Th, U, La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb y Lu fueron analizados por INAA.

Se realizaron análisis con microsonda electrónica y EDAX para la identificación de adularia y baritina.

Resultados obtenidos

Petrografía

Cantera 4. En la base de este pequeño destape se desarrolla un nivel arcilloso de 30 cm de espesor, formado principalmente por caolinita, sericita y esmectita con escasa proporción de cuarzo epiclástico.

En la parte superior de la secuencia expuesta en esta cantera, existe una arenisca cuarzosa con escasa matriz arcillosa de caolinita y escasa proporción de sericita y pirofilita; los bordes de los granos de cuarzo están reemplazados generalmente por caolinita, y en algunos casos por sericita y/o pirofilita. Se observan agregados de cuarzo microcristalino asociados a cristales de caolinita que reemplazan los bordes del cuarzo. Entre los granos de cuarzo se detectaron finos cristales pseudocúbicos de alunita, y agregados de cristales de un mineral prismático, de alto relieve, que corresponderían a baritina.

Cantera 1. En el sector sur de esta cantera existe un pilar rocoso donde se conserva una porción limitada de la sucesión estratigráfica de la zona. El perfil está constituido por areniscas cuarzosas en la base, que en algunos sectores adquieren forma de domos silicificados (Marchese y Di Paola 1975).

Sobre esta base irregular se observa un nivel arcilloso de color blanquecino y espesor variable entre 2 y 4 metros, constituido por pirofilita laminar, caolinita y

pequeños cristales de rutilo. En la parte inferior y superior de este nivel, es posible reconocer relictos de la textura original de la roca, que corresponderían a fragmentos de pumicitas actualmente reemplazados por caolinita, similares a los que fueron ampliamente descritos y documentados por Dristas y Frisicale (1987, 1991, 1992) y Frisicale (1991), para otras localidades de Tandilia (Figs. 3a-d). De acuerdo con las texturas relicticas observadas, la roca original de estos niveles arcillosos serían tobas y areniscas tobáceas, las cuales podrían ser consideradas como equivalentes distales de los lapillis observados en la zona de cerro del Corral, sierra de la Tigra y cerro Nuevo (Dristas y Frisicale 1987). Estas rocas habrían sido retrabajadas y en la mayoría de los casos están mezclados con cuarzo epiclástico.

En el sector central del nivel arcilloso existen parches (*patches*) o agregados de caolinita prácticamente pura y parches cuarzo-ferruginosos en una matriz de caolinita y pirofilita, similares a los descritos por Allen (en Cas y Wright 1988), para sucesiones volcánicas antiguas alteradas hidrotermalmente.

En esta matriz de caolinita y pirofilita se observan venillas muy pequeñas (50 μm) discordantes con respecto a la estratificación, formadas por cristales de caolinita con una disposición perpendicular a los bordes de la venilla (Fig. 4). En el contacto con las areniscas suprayacentes el material arcilloso está compuesto por caolinita, pirofilita y rutilo.

Las areniscas cuarzosas superiores están formadas por granos de cuarzo parcialmente reemplazados en sus bordes por caolinita. Dristas y Frisicale (1988), describen cristales de ceolita y de baritina que se encuentran rellenando oquedades y cubriendo tanto cristales de cuarzo como de caolinita. Esta ceolita corresponde a una heulandita portadora de Ba, con alta relación Si/Al según la clasificación de Alietti (1972).

Cantera 3. La base del perfil está constituida por un nivel arcilloso compuesto por sericita, caolinita, pirofilita, y esmectita. Dentro de esta matriz arcillosa es posible observar algunos relictos de pumicita reemplazados por material arcilloso, que conservan sus formas originales. Hacia arriba aumenta la proporción de pirofilita y disminuye notablemente la sericita, manteniéndose constante la caolinita; se observan granos de cuarzo epiclástico, cuyos bordes están parcialmente reemplazados por los minerales arcillosos.

La parte superior de la secuencia aflorante está constituida por una arenisca conglomerádica, compuesta por cuarzo epiclástico, agregados de cuarzo secundario microcristalino y escasa matriz sericítica. Los granos de cuarzo epiclásticos tienen sus bordes reemplazados por dickita. Los agregados de cuarzo microcristalino están atravesados por finas venillas de dickita (Fig. 5), determinada por difracción de rayos X.

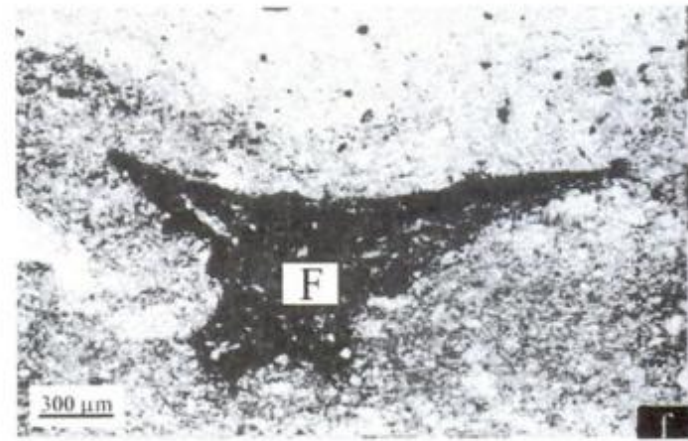
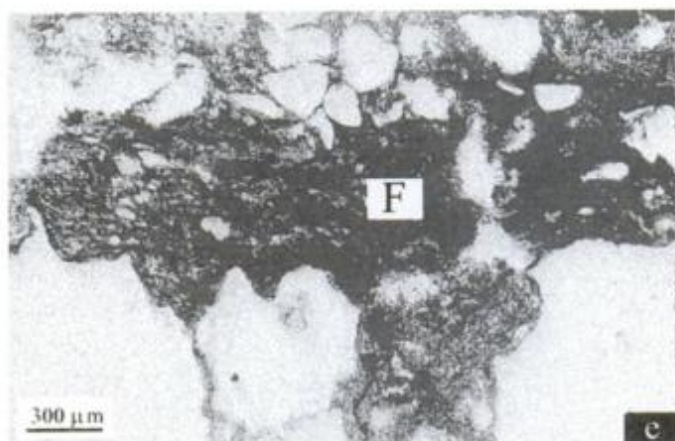
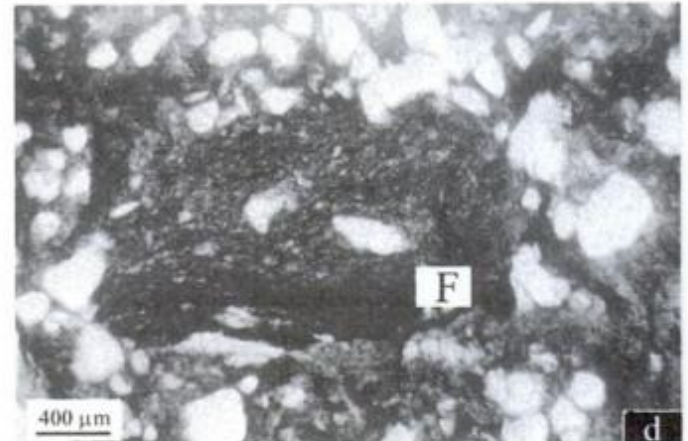
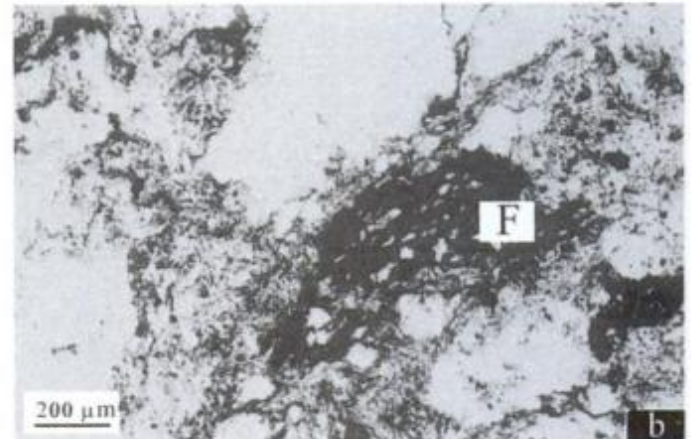
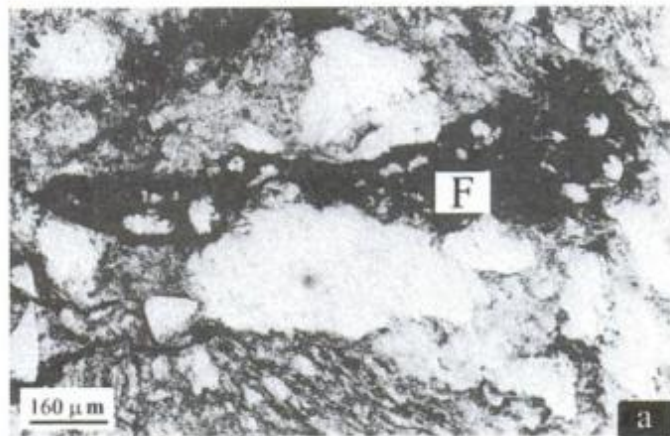
Cantera 2. La parte inferior del perfil está constituida por una secuencia alternante de niveles arcillosos y

de areniscas cuarzosas, en los que se conservan escasos fragmentos reemplazados de pumicitas; el material arcilloso está formado por caolinita y menor proporción por sericita, con escaso cuarzo.

Sobre esta secuencia yace un nivel de areniscas conglomerádicas de base irregular compuesto por sábulos subangulosos a subredondeados de cuarzo, unidos por

una matriz de cuarzo de grano más fino y material arcilloso. Los clastos mayores de cuarzo están parcialmente reemplazados por caolinita y sericita. Sobre las areniscas conglomerádicas existe un nivel arcilloso de escaso espesor, compuesto por sericita, caolinita y cuarzo epiclástico.

Hacia arriba continúa una arenisca conglomerádica



Figuras 3a-f: Microfotografías: detalles de fragmentos piroclásticos (F), reemplazados por material arcilloso y marcados por la presencia de rutilo, presentes en la sección basal y superior del nivel arcilloso en la Cantera 1. Nícoles cruzados.



Figura 4: Microfotografía de pseudomorfos de fragmentos piroclásticos (F) atravesados por venillas discordantes de caolinita (K). Q: cuarzo. Nivel arcilloso Cantera 1. Nícoles cruzados.

poco seleccionada, compuesta por granos de cuarzo subangulosos inmersos en una matriz de sericita, cuarzo y abundante esmectita. Los bordes de los granos de cuarzo están reemplazados por la matriz arcillosa con textura de caries. Se observan venillas de esmectita y otras de ópalo (25 μm de espesor) que atraviesan los granos de cuarzo epiclásticos (Fig. 6); en algunos casos se determinó la presencia de cristobalita en el interior

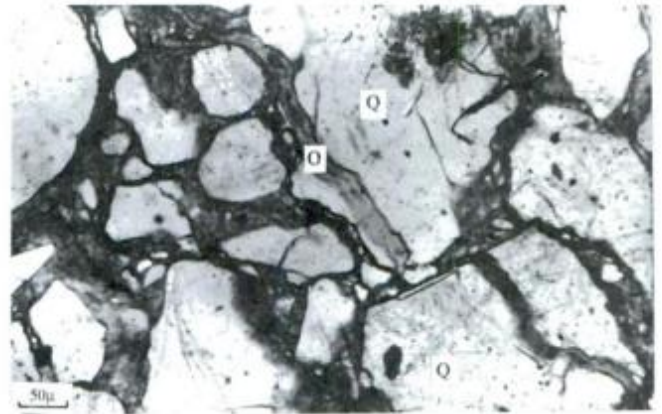


Figura 6: Microfotografía donde se muestra una arenisca conglomerádica cuyos granos de cuarzo (Q) y matriz arcillosa se encuentran atravesados por venillas de esmectita (S) y de ópalo (O), en areniscas conglomerádicas de la Cantera 2. Sin nicol analizador.

de las venillas de esmectita. Existen pequeñas cavidades tapizadas por ópalo o por cuarzo idiomórfico; a veces recubriendo al ópalo se observa cristobalita en forma bandeada y radiada, con su típica apariencia craquelada, relieve muy bajo, con índices de refracción menor que el bálamo y birrefringencia muy baja, con elongación positiva. En otros casos se identificó un mineral radiado de elongación positiva, relieve bajo e índices similares al bálamo que correspondería a calcedonia. Tapizando pequeñas cavidades de la roca, se

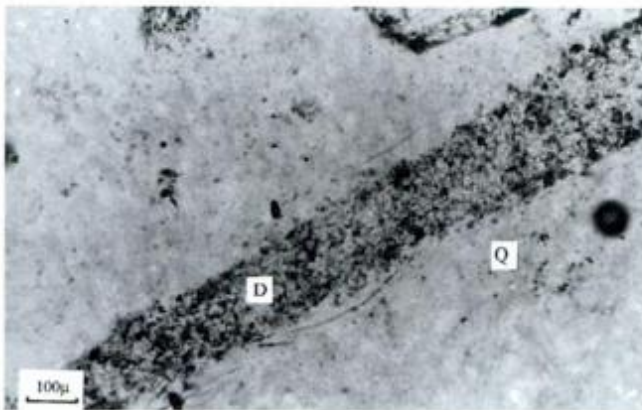


Figura 5: Microfotografía de una venilla de dickita (D) que corta un agregado de cuarzo microcristalino (Q), en arenisca conglomerádica de Cantera 3. Sin nicol analizador.



Figura 7: Fotografía de microscopía electrónica de un agregado de anatasa-rutilo que reemplaza pseudomórficamente una titanomagnetita original, presente en niveles arcillosos superiores de la Cantera 2.

determinaron cristales tabulares de feldespato potásico, de 20 μm de largo promedio, con maclas polisintéticas según ley de Albita; también se presentan como cristales subhedrales, con macla tipo Albita-Periclino, parcialmente reemplazados por ópalo y cristobalita. Estos cristales tienen un largo máximo de 40 μm , y fueron identificados en base a sus propiedades ópticas y químicas como adularia. Dentro de la matriz arcillosa y relleno de pequeñas cavidades se identificaron cristales de heulandita similares a los descritos por Dristas y Frisicale (1988) en las cuarcitas de la cantera 1, generalmente se encuentra asociada a esmectita. Algunas de estas cavidades presentan en su interior, agregados de cristales prismáticos, de elongación positiva, determinados por EDAX como baritina. Se reconoció ópticamente la presencia de calcita asociada a cristobalita.

Sobre esta arenisca conglomerádica yace una secuencia alternante de niveles arcillosos con contenidos de cuarzo y de areniscas cuarzosas. Las areniscas están constituidas por granos de cuarzo inmersos en una matriz sericitica; los bordes de los granos de cuarzo están parcialmente reemplazados por sericita. Se observan cavidades rellenas de ópalo, cristobalita y/o calcedonia, cristales idiomórficos de cuarzo y agregados de óxidos de titanio (anatasa y/o rutilo) pseudomórficos de minerales opacos, similares a los determinados por Dristas y Frisicale (1987) como titanomagnetita con desmezcla de ilmenita (Fig. 7).

Sobre este nivel de areniscas cuarzosas yace una arenisca de grano fino, formada por cuarzos angulosos a subangulosos y cristales de feldespato asociados a ópalo y caolinita.

La sección superior del perfil está constituida por una arenisca donde los bordes de los clastos de cuarzo se encuentran corroídos por el material arcilloso: sericita y caolinita.

Mineralogía y zonación de alteración

La caolinita que predomina es del tipo débilmente desordenadas en el concepto de Brindley y Brown

(1980). La dickita de sierra de la Tinta corresponde a una dickita estructuralmente bien ordenada, según Brindley y Porter (1978), mostrando la totalidad de las reflexiones esperadas para dickita. Se confirmó la presencia de esmectita mediante los difractogramas realizados con etilen-glycol.

Se realizaron 8 análisis químicos con microsonda electrónica sobre un mineral que en base a sus características ópticas fue determinado como feldespato; los resultados obtenidos fueron volcados en la Tabla 1. De estos análisis se deduce que se trata de un feldespato potásico prácticamente puro, con escasa proporción de Na y una moderada proporción de Ba. Nissen y Rybach (1971) reportan, en Suiza, la presencia de adularias con un porcentaje de BaO de hasta 1,7 % en peso. En la Fig. 8 se vuelcan los resultados de los distintos cristales de adularia analizados; en todos los casos se trata de términos muy ricos en ortosa con un máximo de 6,29 de proporción atómica de albita, y 2,54 de hialofana (análisis 3).

Los estudios mineralógicos y petrográficos permitieron establecer una zonación de alteración vertical para la cantera 1 integrada por las siguientes zonas, desde abajo hacia arriba: pirofilítica, caolinítica, caolinítica-pirofilítica y la zona ceolítica en la arenisca cuarzosa superior.

La zona pirofilítica ubicada en la parte inferior del nivel arcilloso, está formada por abundante pirofilita y menor proporción de caolinita. A pesar de la intensa alteración hidrotermal se conservan algunos relictos de pumicita, reemplazados por arcillas y un agregado fino de rutilo que remarcan las formas primigenias y muestran la vesicularidad del material pumicítico original.

En la zona caolinítica ubicada en la parte central del nivel arcilloso, la sílice ha sido mayormente lixiviada por la circulación de soluciones, lo que permite la cristalización de parches (*patches*) o agregados de caolinita pura, que destruyen las texturas relicticas de la pumicita. Existen venillas de caolinita y por difracción de rayos X se detectó la presencia de alunita.

La zona caolinítica-pirofilítica se encuentra en la

Tabla 1: Elementos mayoritarios (% en peso) del feldespato potásico presente en cantera 2.

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO ₂	65.188	64.901	65.478	65.551	65.470	65.078	65.273	65.357
Al ₂ O ₃	18.363	18.479	18.556	18.677	18.129	18.257	18.518	18.567
Na ₂ O	0.469	0.404	0.710	0.679	0.00	0.577	0.567	0.568
K ₂ O	15.978	16.149	15.573	15.822	16.476	15.926	15.653	16.073
BaO	0.00	0.00	0.705	0.00	0.00	0.618	0.588	0.00
Total	99.998	99.933	101.022	100.730	100.075	100.355	100.600	100.564
Or	95.71	96.47	91.17	93.90	100.00	92.71	92.80	94.88
Ab	4.29	3.53	6.29	6.10	-	5.10	5.08	5.12
Hy	-	-	2.54	-	-	2.19	2.12	-

parte superior del manto arcilloso; en ella predomina la caolinita, existe un aumento relativo en la proporción de pirofilita respecto de la zona central. Tanto en el nivel arcilloso como en las areniscas cuarzosas es constante la presencia de rutilo, que deriva del material piroclástico original. En las areniscas cuarzosas que se encuentran en la parte superior de la secuencia, es posible observar la presencia de relictos de material pumicítico reemplazados pseudomórficamente por arcillas. La presencia de heulandita permite definir una zona ceolítica.

Si se compara la mineralogía de las arcillas entre canteras cercanas surge claramente que existe también una zonación mineralógica lateral, siendo el núcleo de mayor alteración la Cantera 1, y a medida que nos alejamos de la misma, la mineralogía varía hacia paragénesis de menor temperatura, y cambian las proporciones relativas de los minerales (Fig. 2).

Composición Química

En la Tabla 2 se muestran los resultados de 4 análisis químicos efectuados sobre las rocas pertenecientes a un perfil de la cantera 1, una muestra de la cantera 2 y una muestra de la cantera 3. Las muestras analizadas corresponden a los niveles arcillosos del perfil, no se incluyeron en el análisis las cuarcitas superiores, donde se encuentra alojada la ceolita, ni las inferiores.

Con los datos de los elementos mayoritarios se determinó la transferencia de masa entre la roca considerada fuente del evento piroclástico por Dristas y Frisicale (1987, 1996) y las rocas piroclásticas alteradas hidrotermalmente de la sierra de La Tinta. Se utilizó el método de Barth (1948). Según los resultados obtenidos en el balance de cargas, se puede decir que en el perfil existe una pérdida importante de iones Si , Fe^{3+} , Mg , Ca y Na , mientras que el K sufre una ligera pérdida; existe un marcado aumento de iones Al e H , y el Ti tiene poca variación. En el caso de las canteras 2 y 3 existe una pequeña variación, ya que el balance de cargas señala una ganancia relativa de K . Esto es consecuente con las observaciones microscópicas y difractivas que indican la presencia de sericita entre los minerales arcillosos de estas canteras. Estos resultados son coincidentes con los obtenidos por Dristas y Frisicale (1996), para las rocas piroclásticas intercaladas en la cubierta sedimentaria de Tandilia, sujetas a una intensa alteración hidrotermal. Las rocas de la zona pirofilitica, deben su alto contenido en sílice al predominio de pirofilita sobre caolinita, mientras que en la zona caolinítica existe un consecuente aumento de alúmina y de agua, revelando una mayor circulación de fluidos y por ende una mayor lixiviación.

La Fig. 9 muestra un diagrama triangular discriminatorio que relaciona los contenidos de Zr , V y Cr , propuesto por Dristas y Frisicale (1996). Estos autores uti-

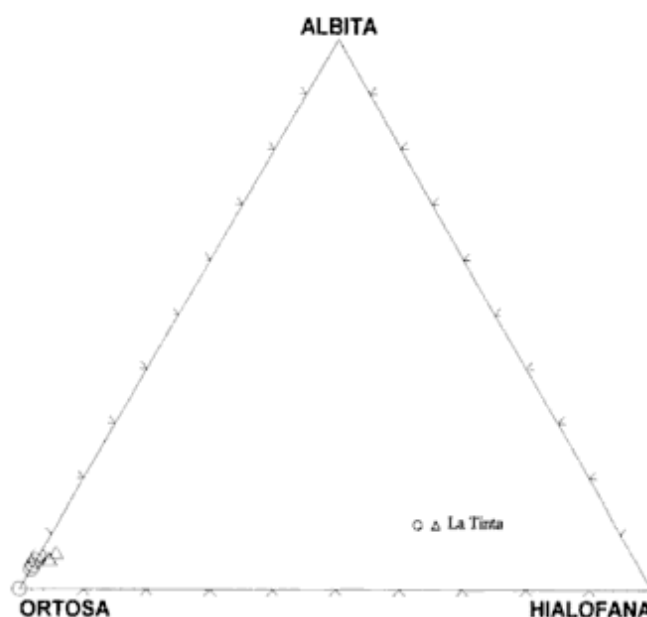


Figura 8: Diagrama de composición Ab-Or-Hy donde están volcados los datos obtenidos para la adularia de sierra de La Tinta.

lizan este diagrama considerando la baja movilidad de estos elementos en condiciones hidrotermales. Los datos obtenidos para la localidad de sierra de La Tinta fueron volcados en este diagrama, para comparar los resultados de las distintas localidades.

Como se puede observar las muestras de la sierra de la Tinta se ubican mayoritariamente en el área III, donde están incluidas las tobas mezcladas con material epiclástico. Sin embargo la muestra ubicada en el nivel más alto del manto arcilloso de la cantera 1 (0419), que es la que mejor conserva los rasgos texturales de la roca original, cae en el área I que corresponde al campo de la roca fuente de sierra de los Barrientos (microgabro SDLB) y de los lapillis con escaso contenido de material epiclástico (lapilli Cerro Nuevo y SDLT). La muestra de la cantera 2 (1330) tiene contenidos moderados de material epiclástico, por lo que conserva buena parte de sus características originales.

El diseño de los diagramas de ETR de las arcillas de las distintas canteras (Fig. 10), es bastante similar para todas las muestras entre sí como con aquellas de áreas vecinas: Cuchilla de las Aguilas, La Siempre Verde o sierra de los Barrientos (Dristas y Frisicale, 1996). La variación entre ellas se refiere primordialmente al grado de dilución por la presencia de mayor o menor proporción de cuarzo epiclástico incorporado, así como la presencia o ausencia de una leve anomalía negativa en Ce . Esta anomalía como lo expresaron Bau y Möller (1992) y Dristas y Frisicale (1996) podría ser asignada a condiciones oxidantes de las soluciones hidrotermales en los estadios tardíos.

La muestra perteneciente a la cantera 2 escapa al patrón anterior y con relación a la roca considerada fuente por Dristas y Frisicale 1987 (microgabro de

Tabla 2: Elementos mayoritarios (% en peso) y contenido de elementos traza (ppm) de los niveles arcillosos de la cantera La Tinta.

	Cantera N° 1	Cantera N° 1	Cantera N° 1	Cantera N° 1	Cantera N° 2	Cantera N° 3
Muestra	0119	0219	0319	0419	1330	1930
SiO ₂	53.86	52.13	46.06	42.45	54.64	47.39
TiO ₂	1.60	1.94	0.76	0.91	1.26	1.90
Al ₂ O ₃	30.24	31.13	35.11	34.55	27.77	32.99
Fe ₂ O ₃	3.99	2.54	0.32	6.79	1.46	1.16
MnO	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01
MgO	0.09	0.10	0.37	<0.01	0.78	0.61
CaO	0.14	0.18	0.36	0.26	0.26	0.27
Na ₂ O	0.06	0.07	0.06	0.13	0.08	0.21
K ₂ O	0.15	0.11	0.05	<0.01	2.49	5.72
P ₂ O ₅	0.18	0.19	0.27	0.32	0.05	0.19
Pérdida por ignición	9.09	9.94	14.53	13.72	11.31	8.77
Total	99.39	98.33	97.88	99.12	100.10	99.21
Ba	84.0	102.0	119.0	110.0	278.0	1214.0
Co	5.0	3.0	4.0	2.0	4.0	5.0
Cr	77.0	61.0	50.0	67.0	132.0	120.0
Cu	39.0	8.0	8.0	60.0	10.0	8.0
Hf	10.9	11.2	4.6	1.0	6.8	13.1
Ni	15.0	15.0	52.0	46.0	25.0	32.0
Pb	32.0	42.0	34.0	82.0	22.0	56.0
Sc	24.0	18.0	14.0	11.0	21.0	25.0
Sr	269.0	338.0	439.0	439.0	90.0	421.0
Th	30.3	33.3	17.8	5.1	16.3	31.0
U	5.7	5.4	4.2	1.0	2.3	2.6
V	118.0	118.0	33.0	333.0	116.0	129.0
Y	78.0	96.0	48.0	47.0	19.0	153.0
Zn	20.0	10.0	17.0	40.0	29.0	13.0
Zr	425.0	421.0	180.0	190.0	241.0	507.0
La	109.0	231.0	349.0	124.0	48.7	148.0
Ce	240.0	280.0	280.0	84.0	80.0	275.0
Nd	138.0	197.0	296.0	99.0	35.0	235.0
Sm	26.1	33.8	40.5	13.0	5.2	53.9
Eu	5.8	5.9	5.7	2.8	1.3	8.8
Tb	3.7	4.4	3.7	0.9	<0.5	4.5
Yb	11.3	12.4	5.9	1.4	2.8	13.8
Lu	1.58	1.80	0.34	0.22	0.41	2.13
Total REE	524.18	753.9	975.24	323.92	171.11	727.33

SDLB), muestra un enriquecimiento en los ETR livianos (La, Ce, Nd y Sm), mientras que los ETR medianos y pesados (Eu, Tb, Yb y Lu) no presentan variación. Esto es coincidente con la menor alteración de este material piroclástico (baja relación fluido hidrotermal/roca y/o menor temperatura de las soluciones) lo que impidió el enriquecimiento en los ETR medianos y pesados, que son los menos móviles bajo condiciones hidrotermales. A esto debe sumarse el contenido moderado de material epiclástico indicado por el diagrama triangular (V-Zr-Cr), lo que hace que sea la muestra con la menor sumatoria de ETR (171,11ppm).

Existe un marcado paralelismo entre el comportamiento de la muestra superior (0419) de la cantera 1 de

la sierra de La Tinta (área I del diagrama Zr-V-Cr) con una muestra de arcillas del cerro del Corral (Yacimiento San Ramón), con excepción de una anomalía negativa de Ce presente en la muestra de sierra de La Tinta, lo que indicaría condiciones póstumas más oxidantes para este yacimiento.

Discusión

Cuomo *et al.* (1983) mencionan la presencia de niveles de tobas y tufitas intercaladas entre pelitas de la Formación Sierras Bayas, en el área de Olavarría. Sostienen que los niveles tobáceos intercalados presentan

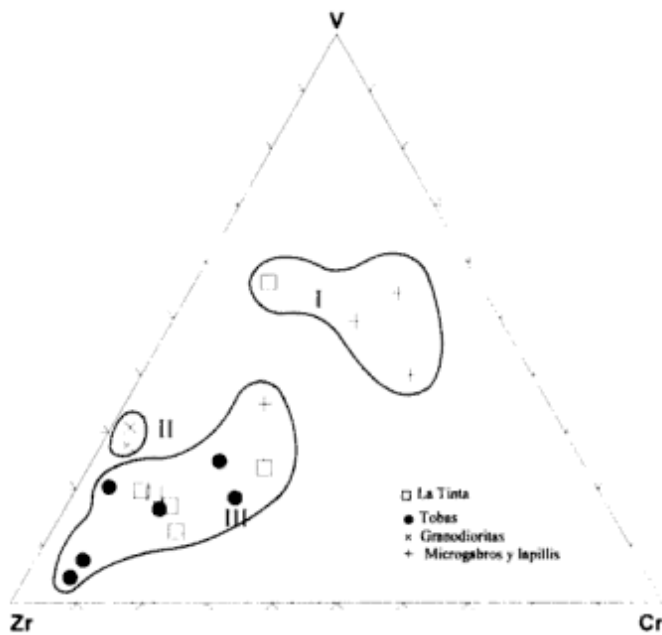


Figura 9: Diagrama triangular discriminatorio que relaciona los contenidos de Zr, V y Cr, utilizado por Dristas y Frisicale (1996), en él se volcaron los datos obtenidos para la localidad de sierra de La Tinta. El área (I) muestra microgabros alterados y no alterados con baja contaminación; el área (II) incluye granodioritas alteradas y no alteradas; el área (III) comprende tobas con una progresiva contaminación epiclástica.

textura clástica angulosa, con formas características de trizas volcánicas, abundante material pulverulento y láminas de micas deformadas.

Dristas y Frisicale (1987), dan a conocer el hallazgo de rocas piroclásticas intercaladas entre niveles cuarcíticos en las localidades de San Ramón, cerro Nuevo, sierra de la Tigra y sierra de los Barrientos. Los estudios macro y microscópicos indican una textura fragmental, en sentido piroclástico; la presencia de vitroclastos con alta vesiculación, sugiere un proceso de eyección de origen piroclástico subaéreo, (Fischer y Schmincke 1984). Los fragmentos vítreos originales están reemplazados por caolinita, preservando delicados detalles texturales de vesiculación. La relación TiO/Al_2O_3 de estas rocas es similar a los valores obtenidos para los *tonsteins* europeos, derivados de tefras máficas. Los autores concluyen en base a las numerosas evidencias observadas que los yacimientos caoliníticos ubicados en esta zona, se originaron por la alteración hidrotermal *in situ* de rocas piroclásticas básicas que incluyen desde lapillis a tobas.

Dristas y Frisicale (1991, 1992), Frisicale (1991) y Frisicale y Dristas (1996) describen rocas piroclásticas intercaladas en la secuencia sedimentaria de Tandilia, en el área oeste de Barker y en Cuchilla de las Aguilas. Los autores consideran, en base a evidencias mineralógicas, texturales, geoquímicas y paragenéticas, que una alteración de origen hidrotermal afectó estos niveles piroclásticos preexistentes y condujo a su transformación en capas arcillosas. Consideran que estas rocas piroclásticas no son exclusivas de la zona sureste de

Tandilia, sino que estas rocas o rocas cogenéticas se encuentran presentes con contenidos variables de material epiclástico y/o con diferente grado de alteración en el área oeste de Barker. Las paragenésis descritas por estos autores son principalmente de dos tipos: una alteración argílica avanzada compuesta por pirofilita, caolinita-dickita y diasporo, y una alteración argílica intermedia formada por caolinita, sericita y esmectita.

Los rangos de temperatura sugeridos por Frisicale (1991) y Dristas y Frisicale (1992) para una paragénesis que incluye pirofilita, caolinita, dickita, sericita, diasporo, alunita indican valores de 270 y 330°C en el caso de la alteración argílica avanzada, y entre 200 y 260°C, mientras que la presión fluctuaría entre 160 y 500 bars.

Teniendo en cuenta la similitud existente entre la mineralogía, texturas relicticas, texturas de reemplazo y geoquímica de los niveles arcillosos de la sierra de la Tinta y de los niveles arcillosos intercalados en la secuencia sedimentaria de Tandilia previamente estudiados, se interpreta un origen común para ambos niveles, resultado de la alteración hidrotermal de las rocas piroclásticas intercaladas entre las areniscas cuarzosas. La solución hidrotermal habría circulado a través de las rocas piroclásticas más permeables originando un reemplazo metasomático de las mismas y reemplazos parciales en las areniscas cuarzosas inferiores y superiores, por su menor reactividad a las soluciones.

Este nivel arcilloso es similar al "manto" arcilloso de cerro del Corral y cerro Nuevo, en lo que se refiere a su aspecto macroscópico textural y rocas de los contactos superior e inferior. Existen algunas diferencias ya que la presencia de pirofilita y la zonación vertical arcillosa presentes en La Tinta están ausentes en cerro del Corral y cerro Nuevo.

En la zona central de mayor alteración no se conservan restos de la textura pumicítica original, existe lixiviación de sílice y los granos relicticos de cuarzo epi-

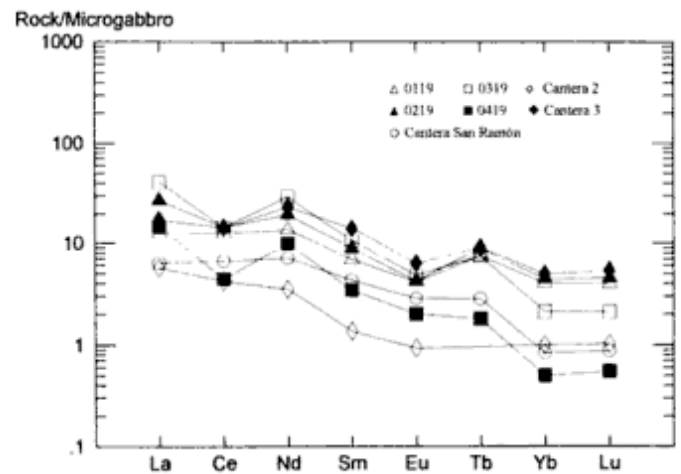


Figura 10: Diagrama de tierras raras de las arcillas pertenecientes a las canteras 1, 2, 3, y cerro del Corral (Yac. San Ramón), normalizadas al microgabro de sierra de los Barrientos.

clástico están parcialmente reemplazados por minerales arcillosos, con desarrollo de texturas de caries en sus bordes. La sílice que no pudo ser completamente lixiviada cristalizaría como cuarzo secundario en este mismo nivel junto con hematita, generando parches cuarzo-ferruginosos. Las areniscas cuarzosas que limitan el nivel arcilloso muestran claras evidencias de reemplazos, a pesar de ser menos permeables y químicamente poco reactivas a la alteración hidrotermal.

Existe una zonación regional de alteración fácilmente reconocible al comparar la composición arcillosa de los perfiles de la cantera principal respecto de las canteras 2, 3 y 4. La cantera 1 es la zona de mayor alteración, con una paragénesis de mayor temperatura de carácter ácida, constituida por pirofilita y caolinita principalmente. Las canteras más alejadas del foco de alteración, 2 y 3, tienen una alteración menor y en ambas se observa una paragénesis arcillosa de menor temperatura y carácter neutro a alcalino. La cantera 2 presenta una mineralogía bastante compleja que incluye esmectita, sericita, caolinita, ópalo, cristobalita, ceolita, baritina, calcita, cuarzo secundario y feldespato potásico. La cantera 4, presenta una paragénesis levemente ácida y temperatura intermedia que incluye, caolinita, escasa pirofilita y alunita.

En la cantera principal, cantera 1, donde el grado de alteración hidrotermal es mayor, se observa una zonación de alteración local vertical. En la zona central del manto arcilloso, se desarrolla una paragénesis levemente ácida, de mayor temperatura, con pirofilita, caolinita y sericita, coincidente con la zona de mayor circulación de fluidos. En la parte superior del perfil, dentro del nivel cuarcítico, la mineralogía es de menor temperatura, de carácter levemente alcalino con ceolitas y cuarzo.

Este tipo de zonación fue reconocida por diversos autores para distintos yacimientos minerales del mundo: Summi (1966), Grim (1968), Iwao (1969), Nakamura *et al.* (1970); y en particular para Tandilia: Frisicale (1991), Frisicale y Dristas (1993). Swindale y Hughes (1968) describen una asociación hidrotermal en el área de Coromandel, Nueva Zelanda, constituida por pirofilita, caolinita, diasporo, dickita y cuarzo; entre los minerales accesorios de esta asociación reconocen ceolitas y feldespato.

La cristalización de feldespato potásico, adularia, se considera relacionada con la actividad hidrotermal tardía, probablemente posterior a la formación de esmectita. La presencia de heulandita, calcita y baritina rellenando microporos de cuarcitas y de areniscas conglomerádicas estaría indicando un carácter claramente póstumo. Los microporos de estas rocas son originados por una lixiviación previa.

Dong y Morrison (1995) describen cuatro tipos de adularia en venas epitermales de Queensland, reconocen una adularia tabular, similar a la que se observa en La Tinta, de grano muy fino, transparente a translúcida, asociada a cuarzo de grano fino; los datos

de inclusiones fluidas para este tipo de adularia varían entre 264°C y 278°C.

Steiner (1970) menciona la presencia de feldespato potásico puro, adularia, como incrustaciones en la roca de caja de ambientes geotermales activos; los cristales tienen simetría triclinica, con maclas polisintéticas tipo microclino. Usualmente, existe una intensa cristalización de cuarzo asociada con la formación de adularia hidrotermal. Estas características son similares a las observadas en la sierra de la Tinta.

Hayase *et al.* (1974) mencionan la presencia de heulandita en una toba andesítica en cercanías de Mina Tres Picos, y consideran que fue originada por la misma acción hidrotermal que formó el yacimiento de caolín, en áreas externas de menor alteración.

Según Hay (1981) algunas ceolitas, como clinoptilolita, mordenita, analcima, heulandita, laumontita y wairakita se encuentran ampliamente distribuidas en áreas de alteración hidrotermal y exhiben un comportamiento zonal; algunos ejemplos ampliamente conocidos son: Yellowstone Park, Wyoming; Wairakei, Nueva Zelanda, y Onikobe, Japón. Boles (1981) indica que en muchos casos las ceolitas se originan como producto de alteración de vidrio volcánico, como consecuencia de metamorfismo de bajo grado, ya sea por alteración hidrotermal o bien por soterramiento. Teniendo en cuenta la continuidad con asociaciones paragenéticas de alteración argílica avanzada previamente descritas, es claro que estas ceolitas serían originadas por actividad hidrotermal y corresponderían al halo más externo de carácter levemente alcalino.

Conclusiones

Los niveles arcillosos presentes en la sierra de la Tinta, se habrían originado por la acción de fluidos hidrotermales sobre rocas piroclásticas preexistentes intercaladas entre cuarcitas de la Formación La Tinta o Formación Sierras Bayas.

Las cuarcitas, rocas de baja permeabilidad y reactividad, habrían limitado la circulación de estos fluidos. Ellos habrían circulado a través de las rocas piroclásticas más reactivas y permeables. La llegada de los fluidos a esos niveles de alta reactividad y por ende permeabilidad, se habría realizado por medio de fallas (área de la sierra de La Tinta) (Marchese y Di Paola 1975) o por brechas hidráulicas (Dristas y Frisicale 1990a, b, 1991, 1992).

En los sectores de mayor alteración, tanto el material pumicítico original como el material epiclástico han sido reemplazados totalmente por minerales arcillosos: caolinita, pirofilita y sericita borrando la textura original. En los sectores con menor grado de alteración y donde la proporción del material pumiceo original sería menor, el reemplazo habría sido parcial, como consecuencia se reconocen pseudomorfos de formas pumicíti-

cas y granos de cuarzo parcialmente reemplazados con texturas de caries.

El estudio petrográfico, difractométrico y químico de los niveles arcillosos presentes en la sierra de la Tinta, permitió determinar una zonación de alteración vertical para la cantera 1, que incluye las siguientes zonas: pirofilitica, caolinítica, caolinítica - pirofilitica y ceolítica. Se estableció además, una zonación de alteración de tipo regional, entre todas las canteras estudiadas.

La ceolita y calcita presentes en poros de las areniscas cuarzosas superiores se habrían formado como productos más externos de la actividad hidrotermal de carácter neutro o levemente alcalina que favoreció la formación de esmectitas y feldespato potásico.

La presencia del radical sulfato en los fluidos hidrotermales póstumos dió lugar a la formación de baritina y alunita.

La existencia de minerales con bario como baritina, adularia y heulandita, estaría indicando que las soluciones hidrotermales eran portadoras de este elemento, el cual cristalizó como silicato o sulfato según las condiciones prevalecientes.

Las rocas originales a partir de las cuales se formaron estos niveles arcillosos, corresponderían a tobas esencialmente vítreas, con aportes variables de material epiclástico, de acuerdo a lo observado en el diagrama triangular discriminador que relaciona los contenidos de Zr, V y Cr. Estas rocas se habrían formado por el depósito de material piroclástico posteriormente re-trabajado y con aportes parciales de material epiclástico de la cuenca original. El material piroclástico correspondería a los términos distales del mismo material descrito por Dristas y Frisicale (1987) para la zona de cerro del Corral y cerro Nuevo.

Los resultados geoquímicos obtenidos para las canteras de esta área son coincidentes con lo observado para rocas volcanoclásticas intercaladas en otras áreas de la cubierta sedimentaria de Tandilia.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y especialmente a Laura E. Grecco por su desinteresada colaboración en la realización de los análisis de microsonda. Se agradece a L. Dimieri y a los revisores de la revista la lectura crítica del trabajo y las correcciones sugeridas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Alietti, A., 1972. Polymorphism and crystal chemistry of heulandites and clinoptilolites. *American Mineralogist*, 57: 1448-1462.

- Barth, T.F., 1948. Oxygen in rocks: A basis for petrographic calculations. *Journal of Geology*, 56: 20-60.
- Bau, M. y Möller, P., 1992. Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Mineralogy and Petrology*, 45: 231-246.
- Boles, J.R., 1981. Geology of zeolites in sedimentary rocks. En: Mumpton, Frederick A. (Ed.): *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites*, pp. 103-135. *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America.
- Brindley, G.M. y Brown, G., 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. *Mineralogical Society, Monograph*, 5, 455 p.
- Brindley, G.M. y Porter, A.R., 1978. Occurrence of dickite in Jamaica-ordered and disordered varieties. *American Mineralogist*, 63: 554-562.
- Cas, R.A.F. y Wright, J.V., 1993. *Volcanic Successions, Modern and Ancient*. Chapman and Hall, 528 p. London.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie "B" Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Cuomo, J.R., del Mónaco, A.N. y Maruca, E.A., 1983. Nuevos yacimientos subterráneos de caliza en el área de Olavarría, Provincia de Buenos Aires. *Actas 2º Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 319-331. San Juan.
- Di Paola, E.C. y Marchese, H.G., 1974. Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta (Prov. de Buenos Aires). *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 5(3-4): 45-58.
- Dong, C. Y Morrison, G.W., 1995. Adularia in epithermal veins, Queensland: morphology, structural state and origin. *Mineralium Deposita*, 30: 11-19.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C., 1987. Rocas piroclásticas en el sector suroeste de las Sierras Septentrionales de la Prov. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación de Mineralogía, Petrología y Sedimentología*, 18: 33-45.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C., 1988. Ceolita con bario en las cuarcitas del Co. La Tinta, Sas. Septentrionales de la Prov. de Buenos Aires. *Actas 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 319-331. Bahía Blanca.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C., 1990a. Breccias associated with hydrothermal clay deposits. Tandilia. Buenos Aires. Argentina. *12 Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium*: 22, Munich.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C., 1990b. Génesis de las brechas asociadas a los yacimientos de arcillas hidrotermales, Tandilia, Buenos Aires. Argentina. *6º Reunión sobre Microtectónica*, Actas: 8. Buenos Aires.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C., 1991. Breccias associated with hydrothermal clay deposits, Barker, Tandilia, Buenos Aires, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(6): 1901-1915. Stuttgart.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C., 1992. Hydraulic fracturing as a probable mechanism in the formation of the western Barker breccias. *Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías*, 8: 135-138. Buenos Aires.
- Dristas, J.A. y Frisicale, M.C., 1996. Geochemistry of an altered pyroclastic suite interbedded in the sedimentary cover of the Tandilia Area, Buenos Aires, Argentina. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1(7/8): 659-675.
- Fischer, R.V. y Schmincke, H.V. 1984. *Pyroclastic Rocks*. Springer Verlag, 472 p. Berlín.
- Frisicale, M.C., 1991. Estudio de algunos yacimientos de arcilla originados por actividad hidrotermal, en las Sas. Septentrionales de la Prov. de Buenos Aires. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 217 p. (inédito).
- Frisicale, M.C., y Dristas, J.A., 1993. Alteración hidrotermal en

- el contacto entre el basamento y la secuencia sedimentaria, en el Cerrito de la Cruz, Tandilia. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 222-228. Mendoza.
- Frisicale, M.C., y Dristas, J.A., 1996. Génesis de las arcillas de Sa. de La Tinta, Tandilia. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3: 281. Buenos Aires.
- Grim, R.E., 1968. *Clay Mineralogy*. Mc. Graw Hill, 596 p., New York.
- Hay, R.L., 1981. Geology of zeolites in sedimentary rocks. En: Mumpton, Frederick A. (Ed.): *Mineralogy and Geology of Natural Zeolites*, pp. 53-63. Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America.
- Hayase, K., Más, G. R. y Maiza, P.J., 1974. Estudio mineralógico de una heulandita hallada en Mina Tres Picos; Provincia de Neuquén, Rep. Argentina. *Revista Minera, Geología y Mineralogía*. Sociedad Argentina de Mineralogía y Geología, 32: 3.
- Iwao, S., 1968. Zonal structure in some kaolin and associated deposits of hydrothermal origin in Japan. *23º International Geological Congress*, 14: 107-113. Praga.
- Iwao, S. y Udagawa, S., 1969. Pyrophyllite and "roseki" clays. En: *International Clay Conference: The Clays of Japan*, pp. 71-88. Geological Survey of Japan.
- Iñiguez, A.M., Del Valle, A., Poire, D.G., Spalletti, L. A., y Zalba, P.E., 1989. Cuenca precámbrica / paleozoica inferior de Tandilia, Prov. de Buenos Aires. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Ed.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica*, 6: 245-264.
- Jackson, J.A., 1997. *Glossary of Geology*. Fourth Edition. American Geological Institute, 769 p. Virginia.
- Leveratto, M.A. y Marchese, H.G., 1983. Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de Sierra de la Tinta - Barker - Villa Cacique - Arroyo Calaveras, Prov. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38: 235-247.
- Marchese, H.G. y Di Paola, E.C., 1975. Miogeosinclinal Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 161-179.
- McPhie, J., Doyle, M. y Allen, R. 1993. *Volcanic Textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, 198 p.
- Nakamura, H., Sumi, K., Katagiri, K. y Iwata, T., 1970. The geological environment of Matsukawa geothermal area, Japan. *Geothermics (Special Issue 2)*, 2(1): 221-231.
- Nissen, H. y Rybach, L. 1971. Feldspar analysis by neutron activation. En: *Activation analysis in geochemistry and cosmochemistry*. Proceedings NATO Advanced Study Inst., Universitetsforlaget, pp. 437-443, Oslo.
- Steiner, A., 1970. Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in an active geothermal environment at Wairakei, New Zealand. *Mineralogical Magazine*, 37 (292): 916-922.
- Sumi, K., 1969. Zonal distribution of clay minerals in the Matsukawa Geothermal Area, Japan. *Proceedings of the International Clay Conference*, Tokyo, 1: 501-512.
- Swindale, L.D. y Hughes, I.R., 1968. Hydrothermal association of pyrophyllite, kaolinite, diaspore, dickite, and quartz in the Coromandel area, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 11: 1163-1183.
- Zalba, P.E., 1979a. Sobre la presencia de diasporo y halloysita, en las arcillitas de la zona de Barker, prov. de Buenos Aires. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2: 337-350.
- Zalba, P.E., 1979b. Clay deposits of Las Aguilas Formation, Barker, Buenos Aires province, Argentina. *Clay and clay Minerals*, 27 (6): 433-439.
- Zalba, P.E., 1981. Alunite in association with diaspore and halloisite in the Las Aguilas Formation, Argentina, and its significance. *7th. International Clay Conferences (AIPEA)*, 346. Italia.
- Zalba, P.E., 1988a. Clasificación de arcillas de las Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. *Actas Primeras Jornadas Bonaerenses, Tandil*, pp. 69-86. Bahía Blanca.
- Zalba, P.E., 1988b. Arcillas de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires. CETMIC, Publicación Especial 1, 62 p. Provincia de Buenos Aires.
- Zalba, P., Andreis, R. e Iñiguez, A.M., 1988. Formación Las Aguilas, Barker, Sierras Septentrionales de la prov. de Buenos Aires, nueva propuesta estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(2): 198-209.
- Zalba, P., Andreis, R. y Lorenzo, F., 1982. Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de la secuencia basal eopaleozoica, en Cuchilla de Las Aguilas, Barker, Argentina. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 389-409. Argentina.

Recibido: 22 de noviembre, 1997

Aceptado: 15 de marzo, 2000

U-Pb zircon ages of metavolcanic rocks from the Sierra de San Luis, Argentina

Frank SÖLLNER¹, Milka K. de BRODTKORB², Hubert MILLER¹,
Norma E. PEZZUTTI³ y Raúl R. FERNÁNDEZ⁴

¹Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, LMU München Luisenstrasse 37, 80333 München.
República Federal de Alemania. E-mail: Frank.Soellner@iaag.geo.uni-muenchen.de;

E-mail: Hubert.Miller@iaag.geo.uni-muenchen.de

²CONICET, Universidad de Buenos Aires, J.J. Paso 258 - 9A, 1640 Martínez, Argentina.

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

³Private consultor, J.F.Segui 3522, 1425 Buenos Aires, Argentina.

E-mail: npezzu@secind.mecon.gov.ar

⁴INREMI, Universidad Nacional de La Plata, Calle 47 N° 522, 1900 La Plata, Argentina.

E-mail: rfernand@museo.fcnym.unlp.edu.ar

RESUMEN. *Dataciones U-Pb en circones provenientes de rocas metavolcánicas de la Sierra de San Luis (Argentina).* La Sierra de San Luis es parte de las Sierras Pampeanas Orientales de Argentina. Estas están compuestas por rocas ígneas y metamórficas que se formaron durante los ciclos Pampeano (aproximadamente 560 - 500 Ma) y Famatiniano (aproximadamente 495 to 360 Ma). Las metavolcanitas investigadas se hallan intercaladas en filitas correspondientes a la Formación San Luis. Son cuerpos concordantes, algunas veces levemente discordantes, desde milímetros hasta 6 m de espesor y con largos de pocos hasta centenares de metros. Los circones usados para las dataciones fueron extraídos de dos muestras de metavolcanitas (Pampa del Tamboreo y Valle de Pancanta). Los circones son heterogéneos en forma, transparencia y color, de los cuales fueron analizados dos tipos diferentes: cristales prismáticos euhedrales y prismas cortos a abusados, ambos transparentes e incoloros a levemente amarillos. La fracción analizada es 58-66% discordante debido a pérdida de Pb radiogénico altamente difusivo (?). Marcan una línea regresiva la cual interseca a la concordia a 529 ± 12 Ma (2σ , MSWD = 1.0). Los circones datados son interpretados como formados durante el proceso magmático. La edad determinada de las metavolcanitas corresponde al Cámbrico inferior y si se la considera sinsedimentaria con el protolito de las filitas, ésta es la edad de la sedimentación de las rocas de la Formación San Luis. Esta edad se corresponde con la de la parte superior de la Formación Puncoviscana del NO Argentino en su localidad clásica y apoya la idea que la cuenca de sedimentación se extiende hacia el sur.

Key words: *Geochronology, Metavolcanic rocks, Sierras Pampeanas, Argentina*

Palabras clave: *Geocronología, Rocas metavolcánicas, Sierras Pampeanas, Argentina*

Introduction

Geochronological and petrological arguments strongly suggest that the Eastern Sierras Pampeanas of Argentina reveal two orogenic cycles (Kilmurray and Dalla Salda 1977; Ramos and Ramos 1978; Gordillo and Lencinas 1979; Llambías *et al.* 1991, 1996; Rapela *et al.* 1997, 1998; Ortiz Suárez *et al.* 1992, Pankhurst *et al.* 1997, 1998): the Pampean orogeny (Upper Proterozoic to Cambrian, about 560 - 500 Ma) and the Famatinian orogeny (Ordovician to Devonian, about 495 - 360 Ma) as firstly defined by Aceñolaza and Toselli (1976). Succeeding thermal phases are characterized only by igneous events. The final magmatic activity is indicated by Pliocene volcanoes related to the flat lying recent subduction zone below the Andean mountain chain (Ramos *et al.* 1991). The present day structural position of the Sierras Pampeanas is

reached, due to uplift during the Late Tertiary Andean cycle along high angle reverse faults.

The Sierra de San Luis, which forms part of the Eastern Sierras Pampeanas displays a heterogeneous suite of basement rocks. Low to high grade metamorphic rocks intercalated by volcanic series were intruded by basic to ultrabasic complexes and granitoids of different composition, related to both, the Pampean and the Famatina orogenic cycle (Fig. 1).

The various degree of metamorphic overprint may be attributed to continuous changes in metamorphic conditions of a common sedimentary unit. In contrast, a model is also discussed which favours two distinct units formed by different metamorphic conditions and separated by a structural discontinuity. The San Luis Formation (Prozzi and Ramos 1988) is attributed to two low grade metamorphic belts within the Sierra de San Luis, (Fig. 1) including phyllites, quartzites, a metaconglomerate layer (Prozzi 1990)

and acid to intermediate metavolcanic rocks (Brodtkorb *et al.* 1984; Hack *et al.* 1991). Tourmalinites and coticles related to volcanic rocks may indicate exhalative-hydrothermal activity (Fernández *et al.* 1994; Brodtkorb *et al.* 1995). The San Luis Formation is surrounded by high grade metamorphic complexes as the Conlara Complex to the east, the Nogolí Complex to the west and the Pringles Complex in between the two belts (Sims *et al.* 1997). At the western border of the Conlara Complex a NNE trending mylonitic shear zone is developed which also reveals a magnetic anomaly (Río Guzmán shear zone; Sims *et al.* 1997; Brodtkorb *et al.* 1998).

The dated rocks are taken from metavolcanic beds of the San Luis Formation. Our investigation aimed to determine the time of volcanic activity in the San Luis Formation and hence, to get a reliable idea of the time of sedimentation of the associated metasedimentary rock series.

Regional geology and geochronology

The eastern low grade metamorphic belt of the San Luis Formation extends between La Florida Dam and Cerros Largos across the Pampa del Tamboreo (Fig. 1). The western belt runs from south of the Bemberg tonalite to La Carolina. In the eastern belt, layering of metavolcanic rocks and phyllites is predominantly concordant. The metavolcanic layers show considerable variations in thickness and extent. Thickness varies in the range of millimeters up to 6 m, lateral extension in the range of meters up to some hundred meters. Occasionally (for example at Santo Domingo), two or three volcanic beds are developed. Small layers were interpreted to have been formed as ashflows, large beds are seen to represent prevalently lava flows. Discordant bodies, some hundred meters long and 1 to 4 m wide may denote feeder channels for the stratabound volcanics (von Gosen and Prozzi 1996). The metavolcanic rocks often show scheelite mineralizations.

Age determinations carried out on different granitoids of the San Luis Formation are roughly consistent with previous estimates (Rapela *et al.* 1990) that all granitoids belong to the Famatinian orogenic cycle, classified as pre-, syn and post-tectonic thermal events. Both, the intrusions of the tonalite of Pampa del Tamboreo (470 ± 5 Ma) and Las Verbenas (468 ± 5 Ma; both data U-Pb on zircon; Camacho and Ireland, 1997), as well as the Bemberg tonalite (513 ± 8 Ma; Rb-Sr on whole rock; Sato *et al.* 1996), were characterized as pre-kinematic with respect to the Famatinian orogenic cycle (Sato *et al.* 1996). Small granitic bodies, conformably intercalated into the host rock foliation near Paso del Rey, Cruz de Caña, Cerros Largos and Río de la Carpa were regarded as

syn-kinematic intrusions (454 ± 21 Ma; Rb-Sr on whole rock; Llambías *et al.* 1996). The La Escalerilla granite (403 ± 6 Ma; U-Pb on zircon; Camacho and Ireland 1997) as well as granites located east and north of the Sierras de San Luis (approx. 390-360 Ma, Lema 1980; Brogioni 1987, 1993; Lopez de Luchi 1987) mark the end of the orogeny.

Analytical techniques

In this study, U-Pb zircon dates have been obtained using conventional thermal ionisation mass spectrometry (TIMS) methods. For U-Pb analyses, mineral and chemical separation techniques were undertaken at the isotopic geochemistry laboratory of the Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie (IAAG) in München, using the methods described by Krogh (1973, 1982). Zircon samples (0.5 to 1.1 mg) were dissolved, aliquoted and spiked with a mixed $^{206}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ spike. Isotopic ratios were measured in static mode using a Finnigan MAT 261 multi-collector mass spectrometer. Common-Pb corrections have assumed Pb isotopic compositions calculated using the model of Stacey and Kramers (1975). The following values were used for the composition of the blank Pb: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.15$; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.63$; $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.14$. The total Pb blank ranged from 10 to 25 pg. Errors in Pb/U ratios are calculated due to spike and blank uncertainties, fractionation and counting statistics. Dates and associated errors were calculated using the program PBDAT and ISOPLOT of Ludwig (1991, 1993). Error ellipses shown in the Figures are at the 1% level; errors of Concordia intercept ages are at the 95% confidence level. Decay constants used are those recommended by I.U.G.S. (Steiger and Jäger 1977).

Analytical results and discussion

Sample description

Samples selected for U-Pb dating on zircons were derived from El Latino quarry near Pampa del Tamboreo (sample VAR) and from an outcrop in the Pancanta area near La Verbena (sample VAR2). VAR is taken from a 0.5 m thick concordant volcanic bed within phyllites, VAR2 is part of a 1-2 m thick and about 300 m long dike which rises morphologically above the phyllitic country rocks.

The dacitic metatuff VAR is creamy white and massive. The investigated leucocratic rock is characterized by small biotites ($\varnothing < 0.5$ mm), homogeneously distributed, and large euhedral muscovites (\varnothing up to 5 mm) as well as garnet and oval quartz aligned into a well developed foliation. In thin section the vitrophyric

groundmass is totally recrystallized to a fine grained quartz-feldspar-matrix (30-100 μm , 80-85%). Plagioclase (An_{60}), partly sericitized forms subhedral to anhedral large grains displaying deformed albite and albite-Karlsbad twins. Disorganisation of white mica inside the plagioclase denotes their magmatic origin.

Polycrystalline aggregates of quartz are lenticular, rhombic to eye-shaped. Small euhedral as well as large anhedral "filled" garnets surrounded by a poikilitic zone of metamorphic garnet overgrowth indicate assimilation of garnet into the melt, partly digestion and crystallisation of a new generation. Zoisite, revealing a

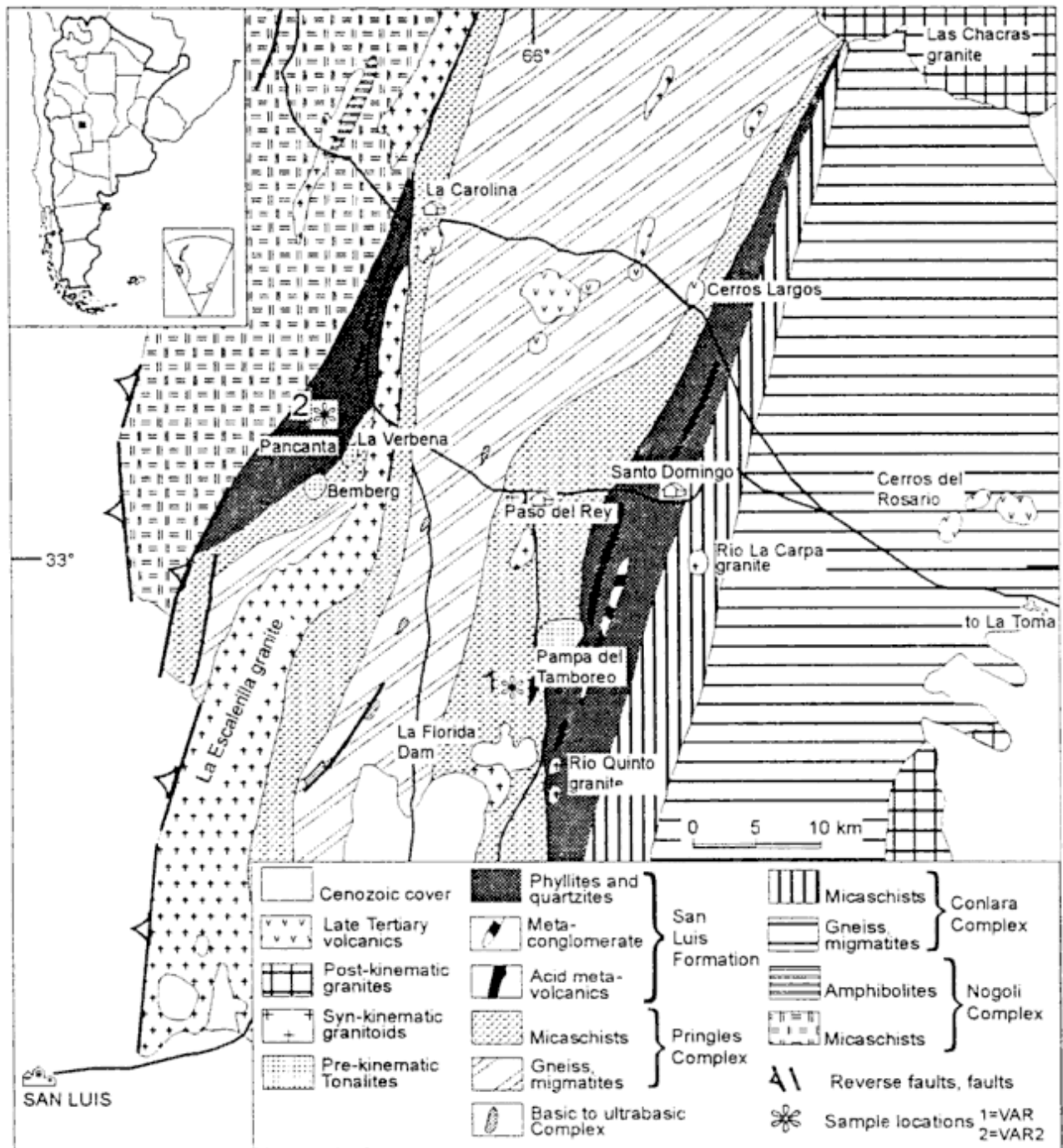


Figure 1: Geology of the central part of the Sierras de San Luis.

very low angle between the two optic axis ("pseudo-zoisite"), biotite with inclusions of zircon and apatite, and muscovite are of magmatic origin, as well. Undulatory extinction, fragmentation and marginal granulation of plagioclase and quartz may be traced back to deformation during metamorphic overprint. Fraying out and alteration of biotite to chlorite, crystallization of zoisite with anomalous blue interference colours and of numerous small flakes of white mica parallel to the schistosity refer to the succeeding thermal event.

The metadacite to metarhyodacite VAR2 is creamy white and massive. Irregularly distributed grains of quartz, partly euhedral to eye-shaped, 1-2 mm in size, and flakes of muscovite (\varnothing up to 2 mm) are surrounded by a fine grained matrix of quartz, feldspar and mica (85-90%). In thin section, the metavolcanic rock has a blastoporphyratic texture with 10-15% of blastophe-nocrysts of quartz, plagioclase, scarce micas and microcline, in a recrystallized groundmass. Quartz show undulatory extinction, fragmentation and marginal granulation. Pressure shadows are developed at rims of eye-shaped quartz crystals. Plagioclase grains (1-1,5 mm in size) are less frequent. They are partially altered to sericite and epidote and have undulatory extinction, some crystals are converted to a polycrystalline aggregate. The groundmass has a granoblastic to grano-lepidoblastic texture and is composed by quartz, plagioclase, muscovite, biotite, scarce K-feldspar, epidote and zircon. Garnet is present as porphyroblasts but more frequent in the groundmass. Deformation structures seem to be developed more distinct in VAR than in VAR2.

Description of investigated zircons

Zircons were separated from samples VAR (9.5 mg zircon from 22.6 kg rock sample) and VAR2 (15 mg zircon from 90 kg rock sample) and split into grain size fractions.

Zircons of sample VAR are small (50-80 μm), scarcely > 100 μm and heterogeneously composed. In this sample at least three morphologically different zircon populations are present: prismatic euhedral crystals (A) could be distinguished from short prismatic to spindle-shaped crystals (D) and brownish dim, subhedral to anhedral rounded zircons (B). Zircons of population B indicate metamictization perhaps caused by a very high U content. They are intensively altered, due to their sensitivity to magmatic and/or hydrothermal corrosion processes. Post-magmatic corrosion appears to have affected rims of groundmass zircons, but not those grown within the groundmass. Metamict zircons of population B are omitted from analysis which is based on the expected high degree

of radiogenic lead loss, due to imperfections in their crystal lattice.

Zircons of population A from VAR are transparent (type 2) and colourless to slightly yellow. Pyramidal apices are frequently rounded and display a corroded surface. The prism is well developed (length/width = 2-4), elongated crystals show length/width values up to 6. The prism {100} and the pyramidal face {211} are strongly suppressed relative to {110} and {101}, respectively. Hence, zircon crystal types P5 and D, according to Pupin (1980, 1985) are developed predominantly. The dominance of this zircon type may be an indication of an alkaline character of the melt (Pupin 1980, 1985).

Occasionally, zircons display a two-phase magmatic crystallization. Crystal fragments are overgrown by dim apices which can be traced back to a second phase of zircon crystallisation, even ongoing to hydrothermal phases. This is supported by the fact, that numerous zircons reveal orange coloured iron-hydroxyde coating. Orange coloured zircons were omitted from analysis.

In contrast, zircons of population D are colorless to slightly yellowish and transparent with smooth crystal faces. Inclusions and cracks are lacking. They are characterized by well developed pyramidal faces {211} and a very short prisma. Occasionally, prism faces are totally reduced, which suggest pyramids to have grown on rounded zircon cones. Hence, they look spindle like, predominantly developed in zircons smaller than 60 μm . There is a good evidence, that roundness of population D zircons can be attributed to corrosion of pre-existing zircons in the melt. In most cases prisms {100} and {110} are developed equally. According to the classification of igneous rock by zircon typology (Pupin 1980, 1985), zircon types Q2 to Q4 and S6, S11, S16 are typically from peraluminous leuco-granites. This classification appears to be at variance with that inferred from population A zircons. If petrological aspects are taken into account, the abundance of magmatic pseudozoisite and detrital garnet as well as the amount of population D zircons confirm, that the melt assimilated considerable proportions of country rocks.

Zircons of sample VAR2 display a morphologically heterogeneous mixture of different types. In the very small amount of zircons in this sample (15 mg zircon from 90 kg rock sample), the most prominent proportion is related to population B. Zircons of population B have grain sizes prevalently of 100-150 μm , grains <60 μm are rare. They are dim, orange to greyish coloured, anhedral and display an intensively magmatic(?) corroded surface. Unfortunately, this visual pattern makes them unsuitable for U-Pb analyses. It is caused by a huge damage of the zircon lattice (metamictization, due to a high content in foreign elements as U and Th and common Pb) which reduces the retentivity for radiogenic lead dramatically. In

every case, when metamict zircons were analysed, a tremendous loss of radiogenic lead shifts the data point toward to the origin in the Concordia diagram. Resulting data yield large individual errors and scarcely permit a meaningful age interpretation. Zircons of population A and D are nearly completely lacking. The quantity of zircons of population C still allowed to analyse at least one fraction. Zircons of population C differ from those of population A predominantly in colour. They are orange coloured, which is probably controlled by the immediate surrounding of the zircon. Alteration phenomena as the orange coloured FeOOH coat (it dissolves during acid washing processes) may occur prevalently in zircons grown in the fine-grained groundmass, whereas zircons (population A) enclosed in porphyric host minerals, as biotite may have been kept from circulating hydrothermal fluids. The analysed fraction is composed predominantly of zircons of population C (80%) and A; 5% of the zircons denote surface corrosion due to syn- to postmagmatic alterations. This corrosion includes rounding of edges and pyramidal apices and prevents zircons from being typologically classified.

Results and discussion

Analytical data are given in Table 1 and shown in Fig. 2.

Analysed zircon fractions have very low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios (186 to 28) and thus, a high proportion of common lead incorporated during magmatic growth. Low $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios demand distinct corrections of the $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages, which result in high analytical errors up to 3.5% (VAR2-1). Normally, in magmatic rocks smaller grain size and higher the U content in zircons of magmatic origin are correlated with increasing diffusive (?) and/or subrecent loss of radiogenic lead (shift of data points to the origin in the concordia diagram). The inverse correlation in zircons from sample VAR (smallest grain size fraction is at least discordant, Table 1 and figure 2) may be explained by a two-fold cycle of magmatic zircon crystallization.

A melt of primitive composition initiates primary zircon crystallization (population A zircons in VAR, displaying P5 and D typologies) recorded by the incorporation of low contents of foreign elements, including moderate portions of common lead. Dissolution processes in the melt which may have produced zircons revealing globular outer shape (see above) are followed by a second phase of zircon crystallisation. This magmatic stage is characterized by the change of melt composition by wall rock assimilation. Zircon overgrowth then formed as spindle-shaped crystals, predominantly with grain sizes $<60\ \mu\text{m}$ and those described above as population D. They may have been crystallized more perfectly and hence, display a better retentivity for radiogenic lead. In case of population A zircons (VAR-1), the slightly higher $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age ($551 \pm 18\ \text{Ma}$) suggests small amounts of inherited radiogenic lead in detrital cores. This phenomenon is apparently lacking in population D zircons and supports our idea of a two-fold zircon crystallization.

Abrasion of the zircons, a technique of removing superficial layers that have gained common Pb or lost radiogenic Pb needs a certain quantity of some milligrams of euhedral, well crystallized zircons which promise to get reliable results. Both conditions are not fulfilled in the case of zircons from samples VAR and VAR2. Therefore, because of the limited amount of euhedral, transparent zircons we desisted from abrasion of zircons.

Data points of zircon grain size fractions of VAR as well as of VAR2 plotted in the Concordia diagram (Fig. 2) fit within analytical errors (1%) the calculated discordia line, which intersects the Concordia curve at $529 \pm 12\ \text{Ma}$ and the origin. The regression calculation is forced to zero, to increase the precision of the upper intercept age. This is valid, because the calculation without forcing results in intercept ages of 530 Ma and 2 Ma. The change in age is not significant, if data point VAR2-1 is omitted from calculation. This gives rise to the assumption that the rhyodacite VAR2 had formed simultaneously to the tuffs of VAR.

The age of $529 \pm 12\ \text{Ma}$ is regarded as representing a maximum value for the zircon crystallization and hence, for the extrusion of the metavolcanic rocks of the San Luis Formation.

Table 1: U-Pb data of zircons from metavolcanic rocks VAR and VAR2 of the San Luis Formation, Argentina.

Labels	Population	Grain size	U ppm	Pb _{tot} ppm	Measured atomic ratios		Calculated atomic ratios				Calculated ages (in Ma)							
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1 σ [%]	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1 σ [%]	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1 σ [%]	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ 1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ 1 σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 1 σ						
VAR-1	A*)	61-80 μm	540.5	40.22	186	0.376751	0.051073	0.228	0.415883	0.910	0.058560	0.830	323.8	0.7	353.1	3.2	550.8	18
VAR-2	D**)	61-80 μm	457.4	41.12	104	0.494098	0.050819	0.344	0.404916	0.613	0.057788	0.483	319.6	1.1	345.2	2.1	521.7	11
VAR-4	D(+A)	<42 μm	631.8	54.65	174	0.522378	0.053937	0.255	0.431123	0.446	0.057971	0.347	338.7	0.9	364.0	1.6	528.7	7.6
VAR2-1	A***)	100-180 μm	276.9	88.33	28	1.388232	0.045994	0.502	0.372026	3.700	0.058664	3.470	289.9	1.5	321.2	11.9	554.4	76

*) Analysed zircons of population A: colourless, transparent, euhedral, partly elongated prismatic

***) Analysed zircons of population D: colourless, transparent, spindle-shaped to globular

***) Analysed zircon of population A: mostly dim, yellow to orange coloured, pyramids and apices are rounded, pitted surface

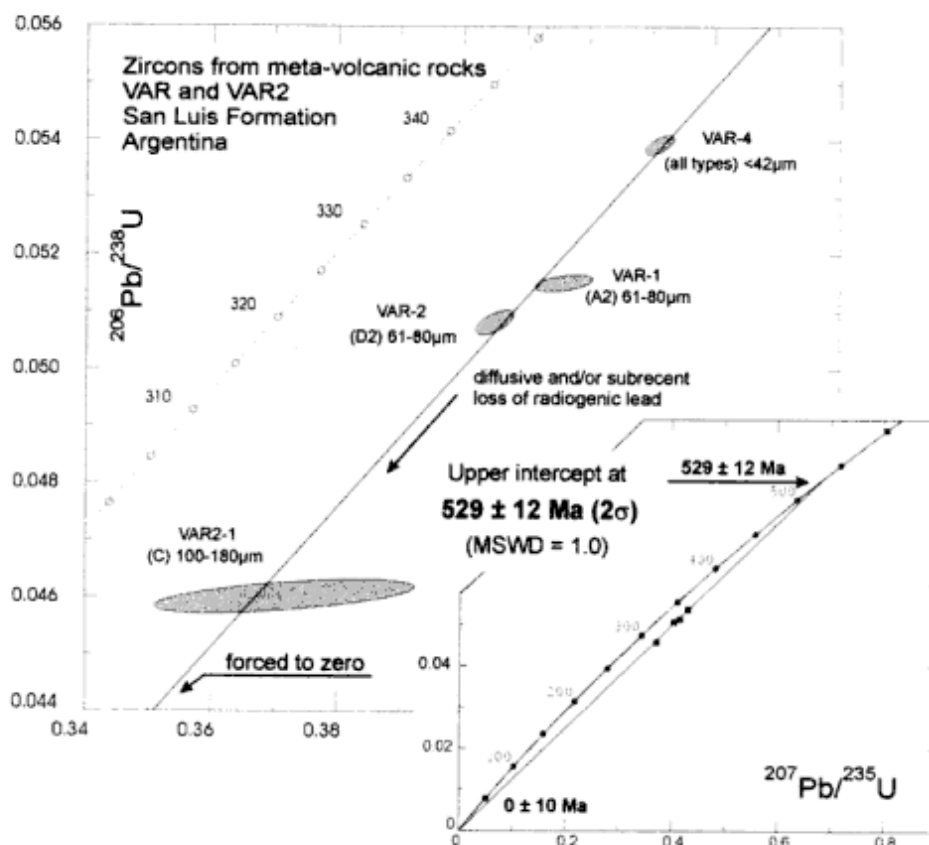


Figure 2: Concordia diagram revealing zircon grain size fractions from meta-volcanic rocks VAR and VAR2 of the San Luis Formation, Argentina. The figure shows an overview and the essential part, displaying the data points, more in detail. Data points fit a discordia line which intersects the Concordia curve at 529 ± 12 Ma and at zero. The upper intercept age reflects the time of extrusion of the meta-volcanic rocks of the San Luis Formation. Discordance of the data points seems to be controlled by diffusive(?) and/or subrecent loss of radiogenic lead (uplift of series) during post-magmatic influences but not by the succeeding metamorphic overprint.

The discordance of the data points, recorded by their shift to the origin in the Concordia diagram is best explained by diffusive(?) and/or subrecent (uplift of series?) loss of radiogenic lead in zircons. The thermal overprint of the rocks, proven by metamorphic textures and mineral new growth (garnet, zoisite, muscovite, etc.) was not strong enough to influence the U-Pb system of the zircons significantly and thus, could not be documented by this method.

Conclusions

The strata-bound formation of the meta-volcanic rocks of the San Luis Formation (529 ± 12 Ma, this work) took place significantly earlier than the intrusion of the adjacent tonalites of Pampa del Tamboreo (470 ± 5 Ma) and Las Verbenas (468 ± 5 Ma; both U-Pb data on zircon; Camacho and Ireland 1997) into this formation. The Bemberg tonalite (513 ± 8 Ma; Rb-Sr on whole rock; Sato 1995) coincides within limits of error with the volcanic activity of the San Luis Formation.

The age of synsedimentary volcanic layers ($529 \pm$

12 Ma), intercalated in low grade metamorphic sediments, clearly points to an Early Cambrian sedimentation age of the San Luis Formation. This date should serve to emphasize the similarities between the San Luis Formation and the Puncoviscana Formation of northwest Argentina. The Puncoviscana Formation in its classical area in Salta and Jujuy provinces records sedimentary rocks with scarcely intercalated volcanic layers (Rapela *et al.* 1990). A Vendian to Early Cambrian sedimentation age is evident from numerous trace fossils of both epochs (Durand and Aceñolaza 1990). In addition, the proposed hypothetical identity of both formations is supported by previous age determinations on detrital zircons from the Puncoviscana Formation which are roughly consistent with our own data. The youngest U-Pb zircon age of about 527 Ma (Lork *et al.* 1990), which corresponds to an igneous event in the source area of the Puncoviscana sediments delimits the time of sedimentation in the Puncoviscana Formation to a time span which coincides to that of the San Luis Formation. From these aspects it seems evident, that the San Luis Formation can be attributed to the Puncoviscana trough which extends from northwest Argentina further to the south, as sug-

gested by Aceñolaza and Miller (1982). These trough sediments were intercalated by volcanic rocks in Early Cambrian times and subsequently metamorphosed. However, this still leaves the question of whether the metamorphic rocks of the adjacent Conlara and the Nogoli Formation of the Sierra San Luis are part of the same trough but metamorphosed more intensively or are related to an older depositional cycle.

Acknowledgements

This work was partly financially supported by the grant 349.001 of the University of San Luis and by the grant ex002 of the University of Buenos Aires, Argentina.

REFERENCES

- Aceñolaza, F.G. and Miller, H., 1982. Early Paleozoic orogeny in southern South America. *Precambrian Research*, 17: 133-146.
- Aceñolaza, F.G. and Toselli, A.J., 1976. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. Memoria 2° Congreso Latinoamericano de Geología, 1973, 2: 755-764, Caracas.
- Brodtkorb, M.K. de, Pezzutti, N.E. and Dalla Salda, L., 1984. Presencia de vulcanismo ácido en el Precámbrico de la provincia de San Luis. Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 2: 181-190. Bariloche.
- Brodtkorb, M.K. de, Fernández, R.R., Pezzutti, N.E. and Ametrano, S., 1995. Exhalites associated with scheelite deposits in Argentina. In: Pasava, J., Kribek, B., and Zak, K. (Eds.): Mineral deposits: From their origin to their environmental impacts. Proceedings of the 3° Biennial SGA Meeting, Prague. 221-224.
- Brodtkorb, M.K. de, Fernández, R.R., Pezzutti, N.E., Beer, E., Hirschel, R. and Sparisci, O., 1998. Geología de la franja con mineralización scheelítica de la zona de cizalla Rio Guzmán, provincia de San Luis, Argentina. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 1: 34-38
- Brogioni, N., 1987. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geología y edad. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 115-118. San Juan.
- Brogioni, N., 1993. El batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, provincia de San Luis. Geocronología Rb/Sr y ambiente tectónico. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 54-60. Mendoza.
- Camacho, A. and Ireland, T.R., 1997. U-Pb geochronology. Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas. Argentine-Australian Cooperative Project. Australian Geological Survey Organism. Unpublished report.
- Durand, F.R. and Aceñolaza, F.G., 1990. Presencia de un antropodo (?) primitivo en la Formación Puncoviscana (Precámbrico sup.- Cámbrico inf.) de la Quebrada del Toro, provincia de Salta, Argentina. 5° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. En: Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie N° 7: 13-17. Tucumán.
- Fernández, R.R., Pezzutti, N.E., Brodtkorb, M.K. de and Paar, W., 1994. Cuarzitas spessartíticas (coticales) del yacimiento scheelítico La Higuera, provincia de San Luis. 2° Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Publicación del Instituto de Recursos Minerales N° 3, Universidad Nacional de La Plata, 89-100.
- Gordillo, C.E. and Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba. pp. 577-650.
- Hack, M., Brodtkorb, M.K. de, Höll, R. and Brodtkorb, A. 1991. Geología y consideraciones genéticas de los yacimientos scheelíticos entre el dique La Florida y Pampa del Tamboreo, provincia de San Luis. En: Brodtkorb, M.K. de (Ed.): Geología de yacimientos de wolframio de las provincias de San Luis y Córdoba, Argentina. Publicación del Instituto de Recursos Minerales N° 1. Universidad Nacional de La Plata, 113-152.
- Kilmurray, J.O. and Dalla Salda, L., 1977. Caracteres estructurales y petrología de la región central y sur de la Sierra de San Luis. *Obra del Centenario Museo de La Plata*, 3: 167-178. La Plata.
- Krogh, T.E., 1973. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotope age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37: 485-494
- Krogh, T.E., 1982. Improved accuracy of U-Pb zircon ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 637-649.
- Lema, H., 1980. Geología de los afloramientos del arroyo Peñas Blancas, sierra de Yulto, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35: 147-150.
- Lopez de Luchi, M., 1987. Caracterización geológica y geoquímica del plutón La Tapera y del batolito de Renca, Sierra de San Luis, República Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 84-87. Tucumán.
- Lork, A., Miller, H., Kramm, U. and Grauert, B., 1990. Sistemática U-Pb de circones detríticos de la F. Puncoviscana y su significado para la edad máxima de sedimentación en la sierra de Cachi (prov. de Salta, Argentina). In: Aceñolaza, F.G., Miller, H., and Toselli, A.J. (Eds): El Ciclo Pampeano en el Noroeste Argentino. Serie Correlación Geológica, 4: 199-208. Tucumán.
- Ludwig, K.L., 1991. PBDAT - a computer program for processing Pb-U-Th isotope data (version 1.20). US Geological Survey, Open-File Report 88-542.
- Ludwig, K.L., 1993. ISOPLOT - a plotting and regression program for radiogenic-isotope data (version 2.70). US Geological Survey, Open-File Report 91-445.
- Llambías, E.J., Cingolani, C., Varela, R., Prozzi, C., Ortiz Suárez, A., Toselli, A. and Saavedra, J., 1991. Leucogranodioritas sin-cinemáticas ordovicicas en la sierra central de San Luis. 6° Congreso Geológico Chileno, 187-191.
- Llambías, E.J., Quenardelle, S., Ortiz Suarez, A. and Prozzi, C., 1996. Granitoides sin-cinemáticos de la sierra central de San Luis. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 369-376.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. and Llambías, E.J., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y granitoides asociados. *Estudios Geológicos*, 48(5-6): 269-277. España.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. and Saavedra, J., 1997. The Sierras Pampeanas of NW Argentina-Growth stages of the pre-Andean margin of Gondwana.-EUG 9, Strassbourg, Terra Nova 9, abstr. suppl. No 1: 162.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I.M. and Fanning, C.M., 1998. The

- Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early-to-Middle Ordovician continental arc on the Gondwana margin. In: Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana* Special Publication of the Geological Society, London.
- Prozzi, C., 1990. Consideraciones acerca del basamento de San Luis (Argentina). *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 452-455.
- Prozzi, C. and Ramos, G., 1988. La Formación San Luis. 1° Jornadas de trabajo de Sierras Pampeanas. San Luis.
- Pupin, J.P., 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73: 207-220
- Pupin, J.P., 1985. Magmatic zoning of Hercynian granitoids in France based on zircon typology. *Schweizerische Mineralogische und Petrografische Mitteilungen*, 65: 29-56
- Ramos, E.D. and Ramos, V.A., 1978. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 5: 259-272.
- Ramos, V.A., Munizaga, F. and Kay, S.M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33° de latitud sur: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno. Area 5: 892.
- Rapela, C.W., Toselli, A., Heaman, L. and Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas: an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. *Geological Society of America, Special Paper*, 241: 77-90.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E. and Saavedra, J., 1997. Low-pressure anatexis during the Pampean orogeny. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 3: 1714-1718. Antofagasta.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. and Fanning, C.M., 1998. The Pampean Orogeny of the southern Proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. In: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Ed.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, Special Publication of the Geological Society, London.
- Sato, A.M., Ortiz Suárez, A., Llambías, E.J., Cavarozzi, C.E., Sánchez, V., Varela, R. and Prozzi, C., 1996. Los plutones pre-oclóyicos del sur de la Sierra de San Luis. Arco magmático al inicio del ciclo Famatiniano. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 259-272.
- Sims, J., Stuart-Smith, P., Lyons, P. and Skirrow, R., 1997. Informe geológico y metalogénico del las Sierras de San Luis y Comechingones. Provincia de San Luis y Córdoba. Servicio Nacional de Geología y Minería, Anales, 28.
- Stacey, J.S. and Kramers, J.D., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-221
- Steiger, R.H. and Jäger, E., 1977. Subcommision on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 36: 359-362
- von Gosen, W. and Prozzi, C., 1996. Geology, structure and metamorphism in the area south of La Carolina (Sierra de San Luis, Argentina). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 301-314.

Recibido: 9 de setiembre, 1998

Aceptado: 15 de marzo, 2000

Fallamiento cuaternario en la depresión de Matagusanos, San Juan, Argentina

Juan de Dios PAREDES¹ y Laura Patricia PERUCCA¹

¹CONICET, Gabinete de Neotectónica, INGENIO, Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Juan, Av. Ignacio de La Roza y Meglioli, 5400 San Juan.
E-mail: jparedes@unsj.edu.ar; lperucca@unsj.edu.ar

ABSTRACT. *Quaternary faulting in the Matagusanos depression, San Juan, Argentina.* In the Matagusanos depression, Quaternary faulting occurs within two structural systems of opposite vergency which interact each other; the eastward-verging thick-skinned Central Precordillera and the westward-verging thin-skinned Eastern Precordillera. This region is well known as the most active seismic part of San Juan province. Extensive evidence of Quaternary faulting has been recognised across the whole Matagusanos depression, almost all of which show the same structural style as the Eastern Precordillera: inverse faulting dipping eastward at a high angle on the surface. By contrast the only fault with a structural style consistent with the Central Precordillera is La Dehesa fault, which has high angle on the surface and dips westward. La Dehesa fault is located very close (1 to 1,5 km) to the east of the western border of the Matagusanos depression. In the Quaternary, a triangular zone of thick-skinned type was also located very close (1.5-2 km east of Central Precordillera) to the western border of the Matagusanos depression.

Key words: Neotectonics, Precordillera, San Juan province, Argentina

Palabras clave: Neotectónica, Precordillera, Provincia de San Juan, Argentina

Introducción

Con el nombre de bolsón de Matagusanos se conoce a una zona que se ubica 30 km aproximadamente al norte de la ciudad de San Juan. Es una depresión elongada en sentido N - S, que separa las provincias geológicas de Precordillera Central y Precordillera Oriental y que se extiende desde la latitud de la quebrada de Talacasto, por el norte, hasta el valle de Ullum-Zonda por el sur.

El borde oriental de la depresión lo constituye la sierra de Villicum que da origen a un piedemonte de menor extensión que el piedemonte oriental de la sierra de Talacasto, con un ancho máximo de 7 km, y pendiente elevada (Fig. 1). En este piedemonte se observan conos aluviales monogénicos, y cauces paralelos de corta extensión que drenan hacia el poniente. Por el oeste la depresión está marginada por la sierra de Talacasto que posee un piedemonte extenso (15 km de largo), interrumpido por dos pequeñas elevaciones montañosas, lomas del Salto y lomas de la Dehesa (Fig. 1). Estas lomadas son atravesadas por ríos que drenan hacia el este provenientes de la sierra de Talacasto que al salir de las lomas de la Dehesa depositan extensos abanicos aluviales de 6-7 km de longitud que en sus porciones distales se unen para formar la bajada pedemontana.

El depocentro se encuentra cerca del borde oriental, a una altura promedio de 900 m s.n.m. y constituye la playa, que posee una longitud aproximada de 20 km y un ancho máximo de 2 kilómetros (Fig. 1). Esta es inundada efímeramente en la época estival y en ella se depositan limos y arcillas. En el sector sur de la playa nace el río de la Travesía que se desarrolla longitudinalmente a la depresión y actúa como colector principal de los cursos que provienen de las sierras que rodean el bolsón, y drena sus aguas hacia el sur. Este cauce desagua con el nombre de río Ullum en el embalse homónimo, ubicado en el valle de Ullum-Zonda.

En esta zona se han localizado numerosas evidencias de fallamiento moderno que constituyen la respuesta en superficie de los movimientos tectónicos que han actuado durante el Cuaternario. Estos esfuerzos se mantienen en la actualidad y originan gran cantidad de sismos. Se ubica dentro del sistema de fallamiento cuaternario Precordillera Oriental, el cual ha sido afectado por dos terremotos históricos, el del 15 de enero de 1944 ($M=7.4$) localizado en la falla La Laja el cual produjo un desplazamiento vertical de 0,30 a 0,60 metros. El otro sismo destructivo asociado a este sistema fue el del 11 de junio de 1952 ($M=7.0$) y no se conoce que haya causado desplazamientos superficiales.

La depresión de Matagusanos, además de separar las unidades morfoestructurales de Precordillera

Oriental y Precordillera Central configura una zona donde se produce el cambio brusco en la vergencia que caracteriza a las estructuras de ambas provincias geológicas. La primera de ellas posee vergencia occidental y la segunda vergencia oriental.

Antecedentes

Uno de los primeros trabajos geológicos que se conocen en esta zona corresponde a Roller (1969) quien define al valle de Matagusanos como un graben compresional (p. 408), estructura que es mantenida por Baldis y Chebli (1969) al analizar la estructura profunda de Precordillera. Baldis *et al.* (1979) realizan el estudio estructural de la comarca sísmica de San Juan y definen la zona del valle de Matagusanos como la que posee la mayor concentración de hipocentros. Bastías (1985) menciona evidencias de fallamiento cuaternario en la región con la presencia de las fallas Blanquitos y La Dehesa.

Perucca (1989, 1990) describe los rasgos estructurales y geomorfológicos de la depresión de Matagusanos, ubica el límite entre Precordillera Central y Precordillera Oriental en una zona situada 2 km al oeste de las Lomas de la Dehesa, y define el corredor tectónico Matagusanos - Maradona - Acequión, que se extiende desde la quebrada de Talacasto por el norte hasta el límite con la provincia de Mendoza en el sur.

Posteriormente Smalley *et al.* (1993) mencionan la depresión de Matagusanos como una de las zonas más activas desde el punto de vista sísmico de la provincia de San Juan. Zapata y Allmendinger (1993, 1996) efectúan la interpretación estructural superficial y profunda de la zona triangular ubicada pocos kilómetros al norte de las Lomas de la Dehesa, mientras que Gardini (1993) realiza el mismo tipo de estudios en una región ubicada pocos kilómetros al sur de la estudiada en este trabajo.

Paredes *et al.* (1996 y 1997) describen evidencias de fallamiento cuaternario en los bordes oriental y occidental de la depresión de Matagusanos.

Fallamiento cuaternario

Se describirán por separado las evidencias de fallamiento cuaternario encontradas en cuatro zonas principales de la depresión de Matagusanos: Borde oriental, Lomas de la Dehesa, Lomas del Salto y Borde occidental.

Borde oriental

El límite este de la depresión de Matagusanos lo

constituye el frente montañoso occidental de la sierra de Villicum. Esta sierra presenta un perfil asimétrico con el flanco oriental extenso, de pendiente media y relieve suave, en cambio el flanco occidental posee corta extensión, alta pendiente y relieve abrupto. Ello se debe a que la sierra de Villicum está elevada en el oeste por la falla regional Villicum-Zonda que se extiende desde las cercanías del paralelo 31° S hasta los 32° 15' S. Esta fractura regional posee rumbo general N-S, con algunas inflexiones. El plano de falla presenta alto ángulo en superficie que se horizontaliza en profundidad (Baldis *et al.* 1979). En la sierra de Villicum se observa una serie de fallas de pseudoimbricación que pueden resolverse en profundidad con un conjunto de sobrecorrimientos con planos de despegue en las rocas calcáreas del Paleozoico inferior y vergencia occidental (Baldis *et al.* 1979).

Como consecuencia de las características del frente montañoso las acumulaciones cercanas al mismo están constituidas por conos aluviales de pendientes elevadas, 20 -25° (al oeste), monogénicos, con clastos angulosos de rocas calcáreas del Paleozoico y tamaños que varían desde gravillas hasta bloques de más de 40 cm de diámetro, en tanto que las fracciones arena y más finas son muy escasas.

Solamente se observan rasgos morfológicos de fallamiento moderno en tramos cortos y aislados y no se encuentran cortes naturales que permitan visualizar el tipo de falla.

Las fallas con evidencias de reactivación en el Cuaternario reconocidas en el área y ubicadas muy cerca de la sierra de Villicum son las fallas Quebrada Diagonal, Abanico, Cajón y El Molle (Fig. 1) (Paredes *et al.* 1996).

Un poco más alejados del frente montañoso se observan depósitos con clastos redondeados, en su mayoría de rocas ígneas provenientes de Cordillera Frontal, cuyos tamaños varían desde gravillas a clastos de 15 cm de diámetro. Están elevados por una falla con escarpa a favor de la pendiente, que mira al oeste, con rumbo general norte-sur con algunas inflexiones y una longitud total de 20 km aproximadamente (Fig.1).

Se interpreta que esta última falla corresponde a un corrimiento ubicado por delante del frente principal de corrimientos Villicum-Zonda y que las pequeñas fallas, Quebrada Diagonal, Abanico, Cajón y el Molle, descritas entre ambos frentes constituyen fallas secundarias.

Lomas de la Dehesa

Las lomas de la Dehesa o lomitas de Matagusanos son una serie de lomadas de 35 km de longitud, 3,5 a 4 km de ancho y de rumbo NE - SO. Están constituidas por sedimentitas terciarias que forman un anticlinal asimétrico con vergencia occidental y fallado en su flanco oeste (Fig. 1) (Baldis *et al.* 1979). Estas lomas están cortadas transversalmente por quebradas que dre-

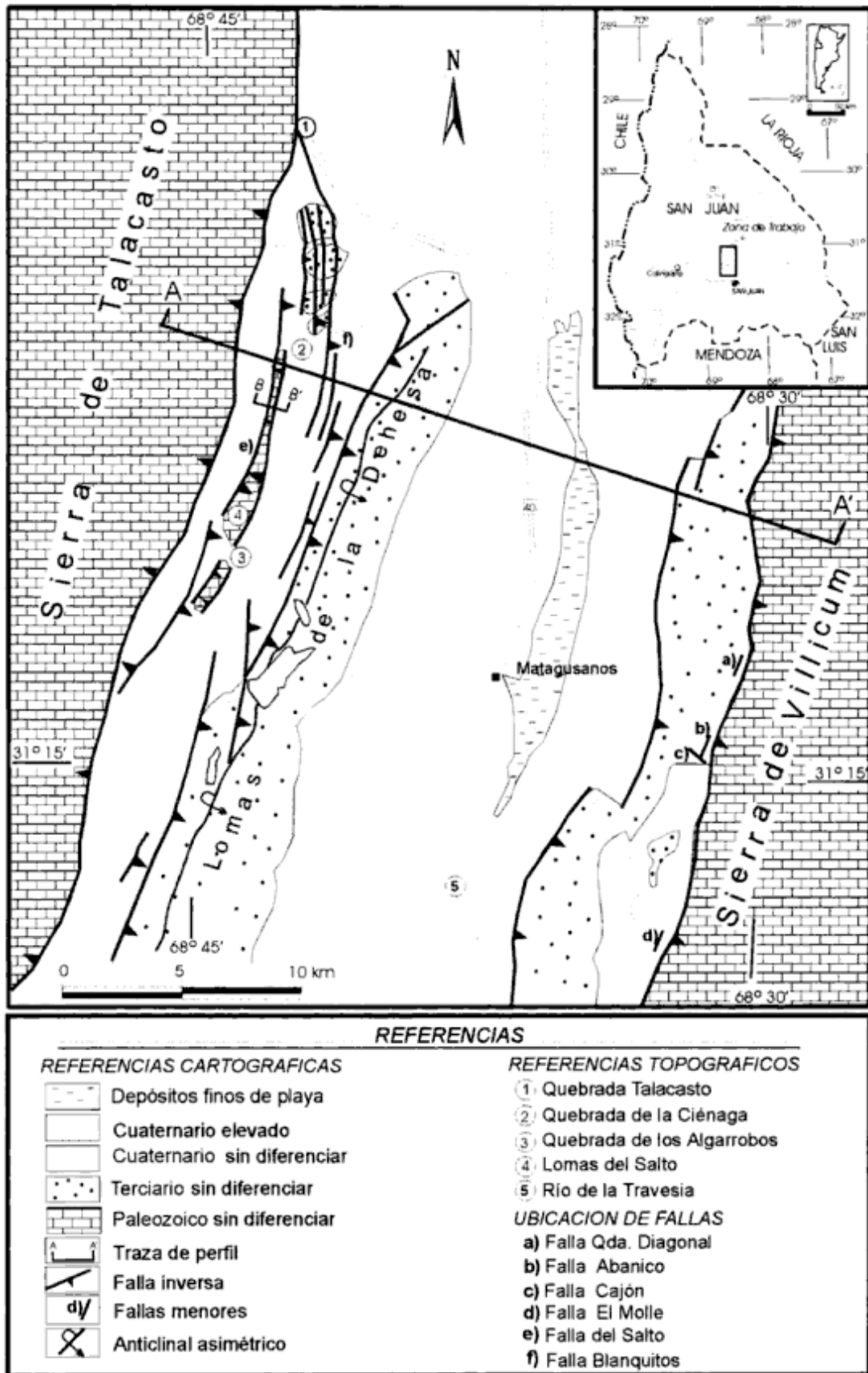


Figura 1: Mapa geológico que muestra las estructuras con actividad cuaternaria y las distintas unidades geológicas presentes en la depresión de Matagusanos.

nan hacia el este las aguas de la sierra de Talacasto.

Esta estructura posee un sistema de fallas secundarias que afectan el frente occidental del corrimiento que buza hacia el este con alto ángulo en superficie. Todo el conjunto muestra claras evidencias de reactivación cuaternaria con restos de abanicos cuaternarios en sus partes más elevadas (Fig. 1).

Inmediatamente al oeste de las lomas de la Dehesa se ubica el área de fallamiento Blanquitos, definida por Bastías (1985) como perteneciente al sistema de fallamiento cuaternario de Precordillera Oriental. El área posee numerosas evidencias geomorfológicas de tectónica moderna, representadas por abanicos aluviales afectados por fallas subparalelas buzantes al este con alto ángulo en superficie y rumbo prácticamente N-S. Estas fallas originan escarpas a contrapendiente con la cara libre que mira al oeste.

Otras características del área de fallamiento Blanquitos han sido descritas por Paredes *et al.* (1997), entre las que se destaca la datación por ^{14}C de un banco de travertino depositado en el plano de la falla Blanquitos y que arrojó una edad de 28422 +/- 1335 años. Esta falla muestra evidencias de reactivación con posterioridad al depósito del banco de travertino.

Lomas del Salto

Estas lomas constituyen unas pequeñas elevaciones que se disponen paralelas y muy cerca (1,5 km al este), del frente montañoso oriental de la sierra de Talacasto. Poseen una longitud aproximada de 10 km y un ancho máximo en su sector sur de 1,2 km que disminuye progresivamente hacia el norte hasta perder expresión topográfica (Fig. 1).

Las lomas del Salto están marginadas en ambos flancos por fallas inversas de alto ángulo en superficie, que colocan sedimentitas (muy tectonizadas) clásticas marinas, de color verde con tonalidades amarillentas y grisáceas, probablemente del Silúrico, sobre sedimentitas clásticas de color rosado y atribuidas al Terciario (Fig. 2a).

La falla del Salto (Fig. 2a) se ubica en el borde occidental y tiene el bloque bajo hacia el oeste y el bloque elevado al este. Posee un plano de falla que inclina al este con ángulo variable en superficie desde 70° en el norte, quebrada de la Ciénaga, hasta 40° en su tramo central. En la quebrada de la Ciénaga se observa una brecha de falla de aproximadamente 70 cm de espesor con fragmentos de rocas silúricas de hasta 10 cm de diámetro.

La falla oriental (Fig. 2b) cuyo bloque elevado es el occidental, inclina hacia el oeste 70-75° con una zona de falla que no supera los 10 centímetros.

En el sector norte, quebrada de la Ciénaga, las lomas del Salto muestran evidencias de reactivación moderna, con relictos de depósitos cuaternarios en sus zonas más elevadas (Fig. 2a). Asimismo se observan depósi-

tos clásticos de granulometría fina, limos y arcillas de tonalidades claras, un banco de tobas, y concreciones de travertino. Estas concreciones fueron datadas radiométricamente por ^{14}C y arrojan una edad de 16575 +/- 300 años (informe INGEIS N°3890). Estratigráficamente estos depósitos se encuentran por encima de un nivel antiguo de abanicos aluviales y por debajo del nivel principal de abanicos que cubre toda la región. Aparentemente estos sedimentos finos fueron depositados contra la escarpa de la falla del Salto, situación que se repite en la falla Blanquitos ubicada al este, ello permite inferir que la falla fue previa a la acumulación de la secuencia descrita, aunque no se descarta la posibilidad que haya sufrido reactivaciones posteriores como se describe para la falla Blanquitos.

Se interpreta que la falla del Salto corresponde a un importante frente de corrimiento que eleva rocas atribuidas al Silúrico, con alto ángulo de buzamiento en superficie que se horizontaliza en profundidad y con vergencia occidental. Constituye la expresión más occidental del sistema de Precordillera Oriental, la falla Oriental puede ser considerada como un contracorrimiento (*backthrust*), o bien puede ser interpretada como un corrimiento con vergencia oriental que luego fue cortado y desplazado por la falla del Salto (Fig. 2b).

Borde occidental

El límite oeste de la depresión de Matagusanos lo constituye el frente montañoso oriental de la sierra de Talacasto, que está elevada por una falla en su flanco oriental correspondiente al corrimiento más oriental de Precordillera Central, a estas latitudes (Fig. 1). Este sector está caracterizado por una serie de corrimientos de rumbo submeridional con planos de fallas que presentan alto ángulo en superficie y tienden a horizontalizarse en profundidad, lo que origina una estructura imbricada con vergencia oriental (Baldis y Chebli 1969).

El rasgo más importante de fallamiento cuaternario que afecta la depresión por el borde oeste es la falla La Dehesa (Bastías 1985), que posee una superficie de rotura superficial de más de 20 km y afecta abanicos aluviales constituidos por clastos de grauvacas y algunas calizas con muy escasos rodados ígneos, retrabajados de las sedimentitas de edad terciaria. El tamaño de los clastos varía desde gravilla a bloques de hasta 40 centímetros, en la superficie de estos abanicos se observan barniz y pavimento del desierto.

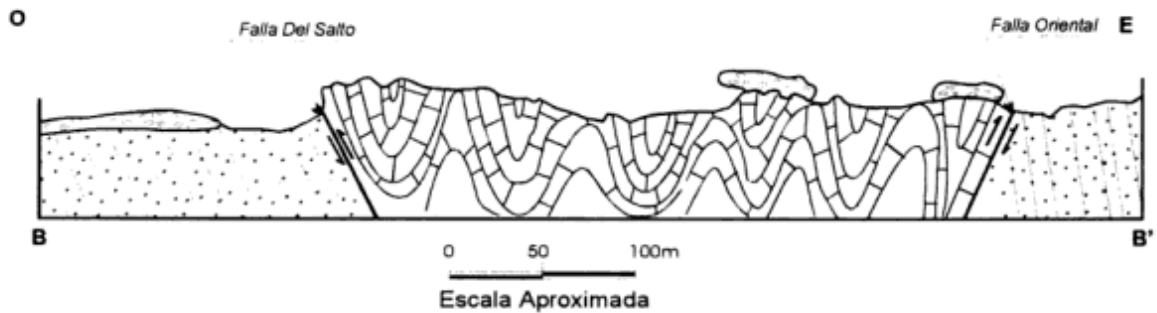
Donde esta falla corta el abanico aluvial de la quebrada de Los Algarrobos, se observa una escarpa compuesta por dos resaltos verticales, el primero de 13,60 m y el segundo de 4,90 m, los cuales dan una altura total de 18,50 metros (Fig. 3a). En una trinchera natural se observan sedimentitas de edad terciaria en contacto por falla inversa sobre unidades cuaternarias, la falla tiene rumbo NE y 60° de buzamiento al oeste.

Esta falla constituye la evidencia más oriental de reactivación cuaternaria del sistema de fallamiento que caracteriza a Precordillera Central, es decir estructuras con vergencia oriental.

Discusión

Las evidencias de fallamiento cuaternario ubicadas en la depresión de Matagusanos permiten aseverar

PERFIL GEOLOGICO ESQUEMATICO LOMAS DEL SALTO (B - B')

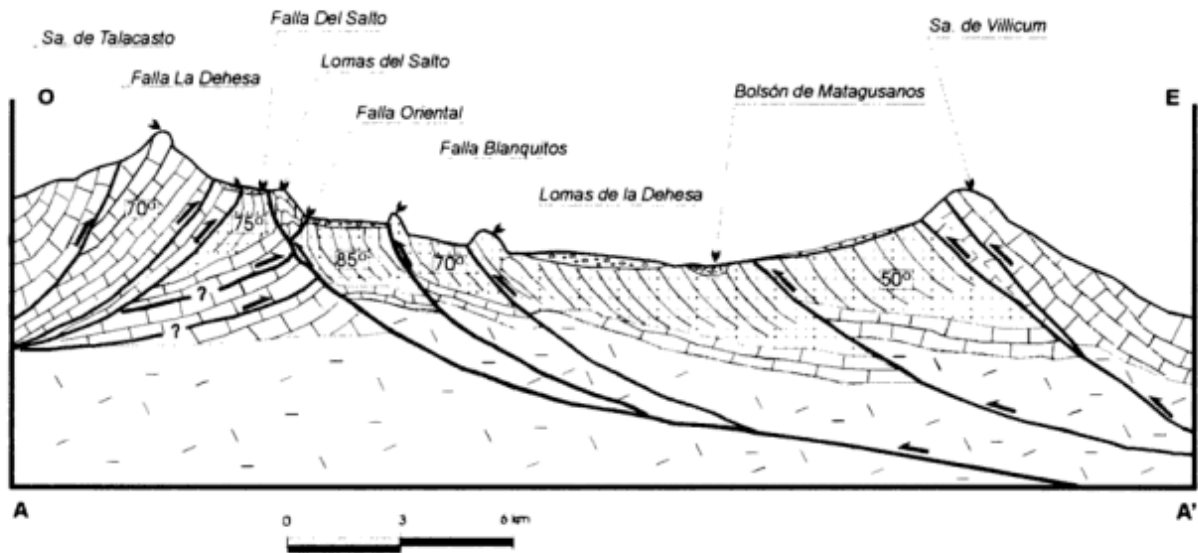


Referencias

- Depósitos Cuaternarios
- Terciario sin diferenciar
- Silúrico muy tectonizado
- Falla inversa

a

ESQUEMA INTERPRETATIVO REGIONAL (A - A')



Referencias

- Cuaternario sin diferenciar
- Terciario sin diferenciar
- Paleozoico sin diferenciar
- Basamento precámbrico
- Inclinación de estratos
- Falla inversa

b

Figura 2: a, Corte geológico esquemático, B-B', de la disposición estructural de las lomas del Salto en la quebrada de la Ciénaga (ver Fig. 1 para ubicación); b, Esquema geológico interpretativo A-A' (ver ubicación en Fig. 1) en el que se observa el arreglo estructural para el Cuaternario en la depresión de Matagusanos.

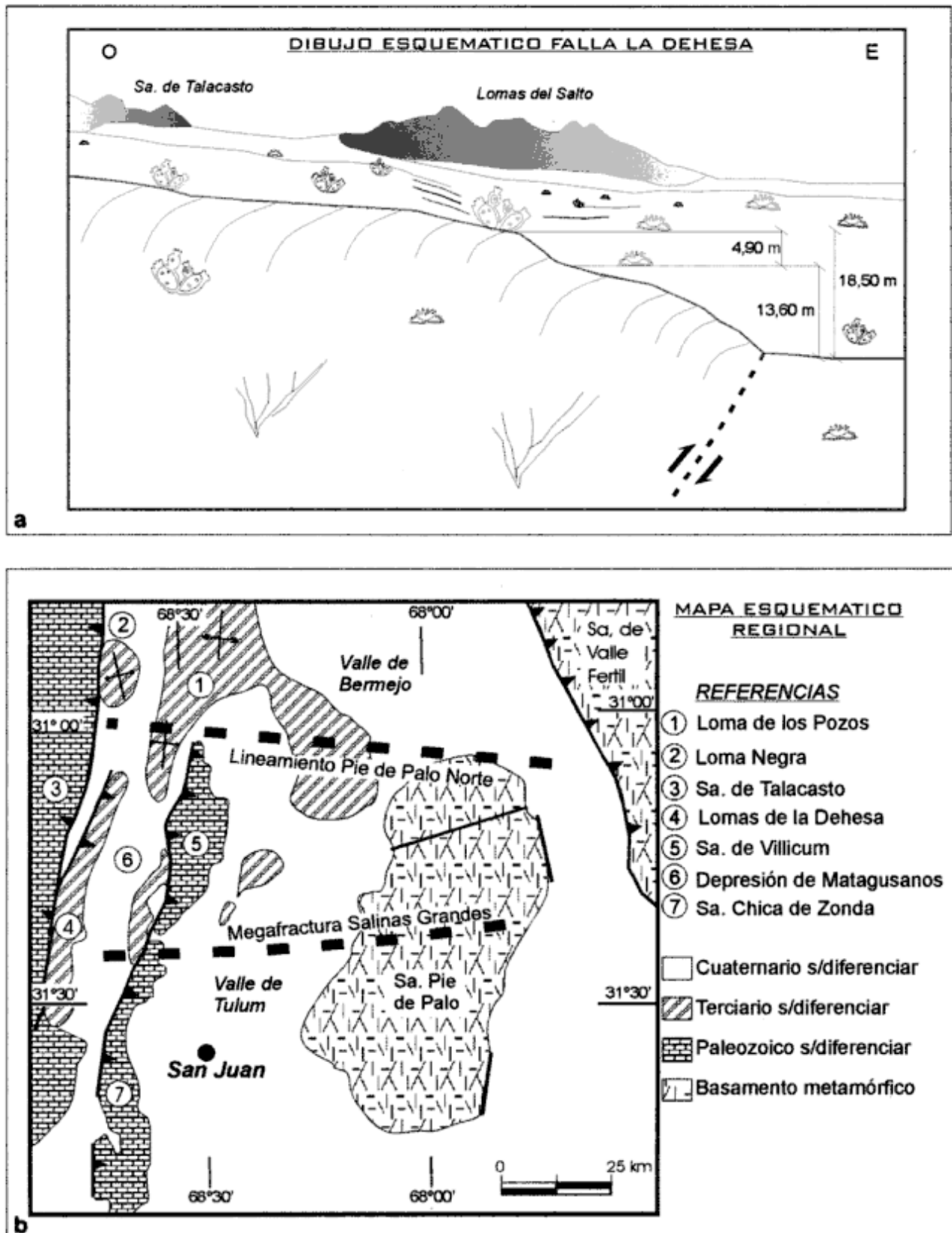


Figura 3: a, Bosquejo esquemático de la falla la Dehesa que muestra un doble escalón de 18,50 m de altura total; b, Mapa esquemático regional en el que pueden observarse los principales rasgos tectónicos de la zona.

que las mismas son el reflejo superficial de la gran actividad sísmica que afectó esta región en el Cuaternario y que persiste en la actualidad. Esto permite considerarla como una de las áreas de mayor peligro sísmico potencial para la ciudad de San Juan y zonas aledañas.

Trabajos previos basados en sismicidad instrumental, indican para la zona de la depresión de Matagusanos una alta concentración de epicentros, distribuidos entre los 5 km y 35 km con una zona sin actividad sísmica localizada entre los 15 y 19 km de profundidad. Asimismo establecen una notable falta de sismicidad al norte del paralelo de 31° de latitud sur (Smalley *et al.* 1993).

Las fallas observadas en la depresión de Matagusanos presentan en su mayor parte las mismas características, inversas de alto ángulo en superficie que inclinan al este, a excepción de las de su borde occidental, inversas de alto ángulo que inclinan al oeste (Fig. 2b). Esto permite aseverar que en prácticamente todo el ancho de la depresión se mantienen las mismas características estructurales de Precordillera Oriental, corrimientos de vergencia occidental con alto ángulo en superficie que tenderían a horizontalizarse en profundidad.

Si consideramos que desde el punto de vista estructural la Precordillera Oriental es un sistema de piel gruesa (*thick-skinned*) que involucra al basamento precámbrico en su deformación (Fig. 2b), ello implica que las fallas cuaternarias en la zona estudiada son el reflejo superficial de los esfuerzos tectónicos que afectan al basamento. De acuerdo a los datos aportados por Zapata y Allmendinger (1996) la profundidad a la que se encontraría el basamento en la depresión de Matagusanos no superaría los 15 km, lo cual concuerda con la gran actividad sísmica que afecta la zona con hipocentros localizados entre los 5 y 35 km de profundidad (Smalley *et al.* 1993).

En cambio, las estructuras del borde occidental de la depresión de Matagusanos, fallas Talacasto y la Dehesa, responden al estilo tectónico de Precordillera Central, sistema epidérmico (*thin-skinned*) de corrimientos con vergencia oriental (Fig. 2b). Allmendinger *et al.* (1990) para el sector ubicado en las cercanías de Jáchal, al norte de la región estudiada, proponen que la zona de despegue se ubica a los 13, 7 km de profundidad y existe una marcada falta de sismicidad en Precordillera Central y Occidental (Smalley *et al.* 1993).

Ello involucra los siguientes aspectos en la evolución tectónica cuaternaria de la depresión de Matagusanos en el sector estudiado. La zona triangular entre los dos sistemas de corrimientos con vergencias opuestas, Precordillera Oriental y Precordillera Central, correspondería a una zona triangular de piel gruesa (*thick-skinned triangle zone*) como el propuesto por Zapata y Allmendinger (1996) y estaría ubicado actualmente entre la falla La Dehesa por el oeste y las lomas del Salto por el este.

Zapata y Allmendinger (1993, 1996) proponen que la zona triangular, en un área ubicada inmediatamente al norte de la aquí estudiada, se localiza entre la loma de los Pozos y el anticlinal de Mogna, aproximadamente 20 km al este de la sierra de Talacasto. Gardini (1993), en su estudio del área adyacente hacia el sur de la depresión de Matagusanos, ubica la zona de triángulo en el valle de Zonda, 17 km aproximadamente al este de la zona de cambio en la vergencia de las estructuras que se propone en este trabajo.

Se considera que este desplazamiento hacia el este de la zona triangular puede deberse al avance más rápido, hacia occidente, de un bloque de basamento metamórfico que podría estar marginado al norte por el lineamiento Pie de Palo Norte (Fig. 3b), ubicado aproximadamente a los 31° de latitud sur (Milana 1990) el cual estaría relacionado con un escalón en el basamento debajo de la cuenca de Bermejo (Zapata y Allmendinger 1996), y con la megfracatura de Salinas Grandes por el sur (Fig. 3b).

Conclusiones

En prácticamente todo el ancho de la depresión de Matagusanos se han observado fallas con evidencias de reactivación en el Cuaternario que responden al estilo tectónico de Precordillera Oriental, fallas inversas buzantes al este con alto ángulo en superficie.

Sólo responde al estilo estructural de Precordillera Central, fallas inversas de ángulo elevado en superficie y buzantes al oeste; la falla La Dehesa que se ubica muy cerca, 1-1,5 km al este, de la sierra de Talacasto.

La zona donde se produce, en el Cuaternario, la interacción entre los dos sistemas con vergencias opuestas, Precordillera Oriental y Precordillera Central, estaría ubicada aproximadamente dos kilómetros al este de la sierra de Talacasto, entre la falla La Dehesa y las lomas del Salto y correspondería a una zona triangular del tipo piel gruesa.

Es probable que en su génesis la depresión de Matagusanos se haya generado como una depresión tectónica como fuese propuesto por Roller (1969), pero su evolución posterior está íntimamente relacionada a los corrimientos con vergencia occidental que la afectan. Ello justifica su asimetría y la ubicación hacia el este de su sector más deprimido. El desarrollo actual de su depocentro responde a transporte pasivo en las espaldas de corrimientos con vergencia occidental, lo que se asemeja mucho al desarrollo estructural de las cuencas *piggy back* propuesto por Ori y Friend (1984).

Las edades absolutas que se han obtenido en la zona a través de dataciones por ¹⁴C, (es de destacar que los travertinos depositados en sistemas abiertos son susceptibles de contaminación por agentes externos, por ello no pueden ser consideradas definitivas ni confiables para efectuar estudios precisos, en este trabajo se

han utilizado estas edades como indicativas de los procesos morfoestructurales que han actuado en la región) permiten afirmar que por lo menos las fallas de Blanquitos y del Salto han sufrido reactivaciones tectónicas con posterioridad a los 30.000 años y de acuerdo con los antecedentes históricos deben haber producido sismos con magnitud superior a siete en la escala de Richter, debido a que los sismos históricos que han producido ruptura superficial poseen $M > 7$ como se ha descrito en el capítulo Introducción.

La cubierta aluvial proveniente del oeste y que predomina en la depresión de Matagusanos se produjo a partir de los últimos 20.000 años y se encuentra afectada por fallamiento moderno, lo que confirma que esta región constituye desde el Pleistoceno tardío y hasta la actualidad una importante fuente sismogénica que se ubica muy cerca, no más de 30 km, de la ciudad de San Juan.

Agradecimientos

Este trabajo constituye un aporte a un programa de investigación sobre fallamiento cuaternario en el Corredor Tectónico Matagusanos-Maradona-Acequi n que es financiado a través del CONICET PIA N  6290/97 y CICITCA 170/96 CS-UNSJ. Los autores desean agradecer a los árbitros por sus acertadas correcciones y sugerencias que han ayudado a enriquecer este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R., Figueroa, D., Snyder, E., Beer, J., Mpodozis, C. e Isacks, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30  latitude. *Tectonics*, 9:789-809.
- Baldis, B.A. y Chebli, G.A., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera Sanjuanina. 4  Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 47-65. Buenos Aires.
- Baldis, B., Uliarte, E y Vaca, A., 1979. Análisis estructural de la comarca s mica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(4): 294-310.
- Bastias, H., 1985. Fallamiento Cuaternario en la Región Sismoestructural de Precordillera. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan, 154 p. (inédito).
- Gardini, M. 1993. Estructura superficial y profunda del valle de Zonda, Precordillera de San Juan. 12  Congreso Geológico Argentino y 2  Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: p. 93-99.
- Milana, J.P., 1990. Sedimentología y magnetoestratigrafía de formaciones Cenozoicas en el área de Mogna y su inserción en el marco tectosedimentario de la Precordillera Oriental. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan, 289 p. (inédito).
- Ori, G.G., y Friend, P.F., 1984. Sedimentary basins formed and carried piggyback on active thrust sheets. *Geology*, 12:475-478.
- Paredes, J.D., Perucca, L.P. y Tello, G., 1996. Fallas activas en el bolsón de Matagusanos, San Juan, Argentina. 12  Congreso Geológico de Bolivia, 3: 1155-1163. Tarija, Bolivia.
- Paredes, J.D., Perucca, L.P. y Tello, G., 1997. Fallamiento Cuaternario en el  rea Blanquitos, departamento Ullum. San Juan, Argentina. 2  Jornadas de Geología de Precordillera, 168-173. San Juan.
- Perucca, L.P., 1989. Geomorfología del semibols n de Matagusanos. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 63 p. (inédito).
- Perucca, L.P., 1990. Sistema de Fallamiento La Dehesa - Maradona - Acequi n, San Juan, Argentina. 11  Congreso Geológico Argentino, 2: 431-434.
- Rolleri, E., 1969. Rasgos tectónicos generales del valle de Matagusanos y de la zona entre San Juan y Jocol , provincia de San Juan. República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 24: 408 - 412.
- Smalley, R. Jr., Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J.M., Chatelain, J.L., Isacks, B.L., Araujo, M. y Puebla, N., 1993. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. *Tectonics*, 12: 63-76.
- Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W., 1993. Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: the interaction of two systems of opposing vergence. 12  Congreso Geológico Argentino y 2  Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 149-159.
- Zapata, T.R. y Allmendinger, R.W., 1996. Thrust - Front Zone of the Precordillera, Argentina: A thick -skinned triangle zone. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 80 (3): 359-381.

Recibido: 9 de noviembre, 1998

Aceptado: 15 de marzo, 2000

Termometría y texturas en Mina La Bragada, provincia de Córdoba

María Mercedes GONZALEZ¹ y Graciela MAS¹

¹Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, CONICET, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca.
E-mail: gonzalez@criba.edu.ar; gmas@criba.edu.ar

ABSTRACT. *Thermometry and textures in La Bragada Mine, Córdoba Province.* Fluid inclusion microthermometry and textural characterization were applied in conjunction with chlorite geothermometry, to the auriferous quartz veins of La Bragada Mine, La Candelaria district, Córdoba. A set of NNE-SSW striking veins are developed in a brittle-ductile shear zone. Vein mineralogy is dominated by quartz, pyrite, sphalerite and chalcopyrite. Pervasive alteration of the wallrock is restricted to the contact with the veins, and it has been produced by infiltration followed by percolation of fluids along the main strike fractures. Sericite, chlorite and epidote are the most common alteration minerals. Quartz displays two kinds of textures: massive and open filling space textures (comb, vug, etc.). The former are related to ductile deformational processes and the later to ductile-brittle ones. Four types of fluid inclusions were recognised, on basis of their petrographical setting and composition. Fluid compositions range from CO₂-rich to H₂O-rich, with variable salinities and densities. The Al^{IV} ratio in chlorites indicates a temperature of between 310° and 345°C, which agrees with data provided by microthermometry of fluid inclusions.

Key words: *Fluid inclusions, auriferous quartz veins, Sierras Pampeanas, Argentina*

Palabras clave: *Inclusiones fluidas, cuarzo aurífero, Sierras Pampeanas, Argentina*

Introducción

La zona objeto de estudio forma parte del distrito aurífero La Candelaria, en el extremo norte de la sierra Grande, noroeste de la provincia de Córdoba, en el ámbito de las Sierras Pampeanas (Hojas 20h y 19h). Comprende los distritos El Patacón, Paso del Molle, Paso del Carmen, Oro Grueso, Río Hondo y San Ignacio, localizados en un área de 100 km² con desarrollo en dirección N-S.

En esta área se hallan prácticamente todas las reservas auríferas de la provincia de Córdoba, antiguas minas que fueron trabajadas desde mediados del siglo pasado hasta principios de 1900. Posteriormente hubo nuevos intentos de explotación masiva y se construyeron plantas de beneficio en Paso del Molle a orillas del río de la Candelaria y en Paso del Carmen.

El distrito Paso del Molle, ubicado 15 km al norte de la población La Candelaria, está formado por las vetas las Varitas (o La Suerte), Montserrat (o Huergo), Puígari (o Natividad), Las Porteñas, Las Inglesas, Porvenir y la mina "La Bragada" o "General Paz", dentro de un radio de 2 km alrededor de la antigua planta de beneficio (Fig.1).

Mina La Bragada está constituida por un conjunto de vetas de cuarzo de dirección general N-S a N20-25°O y

buzamiento 30°-45°E, emplazadas concordantemente con la esquistosidad regional. Las vetas tienen entre 50 y 200 metros de longitud y un espesor variable entre pocos centímetros hasta más de 1,5 metros. El oro se presenta asociado con sulfuros (pirita, galena, esfalerita, calcopirita, marcasita y bornita), como oro libre en el cuarzo poroso y ferruginoso, en las arcillas ocráceas en las salbandas de las vetas y en la masa del cuarzo.

El presente estudio comprende el análisis de las características texturales y las relaciones de deformación en el cuarzo de las vetas y la identificación y caracterización físicoquímica de las inclusiones fluidas y su aplicación como geotermómetro, y se complementa con el análisis de las características geoquímicas de los minerales de alteración y la comparación del rango de temperatura obtenido por termometría de inclusiones fluidas con el que surge de la aplicación del geotermómetro de cloritas.

Marco geológico y estructural

La estructura, petrografía y composición química de las rocas del área han sido estudiados por distintos autores, entre los que pueden mencionarse: Gordillo

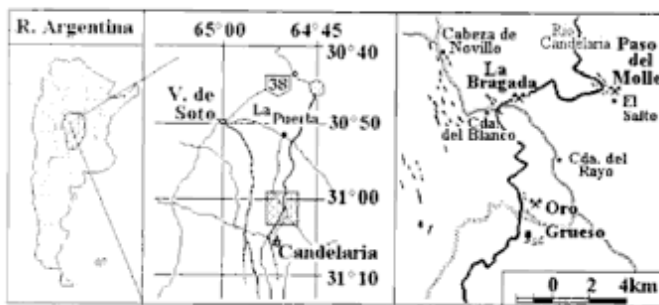


Figura 1: Mapa de ubicación.

(1973, 1979 a y b, y 1984), Gordillo y Lencinas (1979), Angelelli (1984) y Gordillo y Bonalumi (1987). Bonalumi y Gigena (1984) proponen que estas mineralizaciones estarían metalogénicamente vinculadas con las áreas de alto metamorfismo de tipo migmático que rodean al sector estudiado, ya que dentro de esta zona petro-estructural se hallan todas las anomalías auríferas, con algunas concentraciones locales coincidentes con rasgos estructurales salientes, como el Patacón, Oro Grueso, El Salto-Paso del Molle, Candelaria y Majada de Santiago.

Las rocas del área de estudio forman parte del basamento cristalino de las Sierras Pampeanas, integrado principalmente por rocas metamórficas y en menor proporción ígneas. El sector está limitado por dos grandes cinturones migmáticos: La Puerta y San Carlos (Gordillo 1973).

El grado metamórfico del área aumenta hacia el este, mostrando una secuencia bien definida de rocas relacionadas a estructuras precámbricas. Las metacuarcitas de la Formación Candelaria (Bonalumi y Gigena 1984), ubicadas en una franja occidental, dan lugar al esquisto cuarzo-micáceo de la Formación Piedra de la Iglesia, el esquisto micáceo inyectado de la Formación Tuclame; el grupo gneísico; y, en la posición más oriental, la faja migmática La Puerta, con valores termobarométricos promedio de 722,4°C y 6,55 kbares de presión de fluido (Gordillo y Bonalumi 1987). Las principales manifestaciones ígneas del distrito son el stock granodiorítico de Paso del Carmen y el granito Oro Grueso, de menores dimensiones, de edad Carbonífero Temprano (Rapela *et al.* 1996).

La serie esquistosa inyectada de la Formación Tuclame está constituida por un esquisto tonalítico común de granulometría media y paragénesis sencilla: cuarzo-biotita-plagioclasa(An₂₃), de edad precámbrica y constituye la roca de caja de las vetas mineralizadas. Las vetas, por su parte, han sido relacionadas con la Formación Serrezuela, de edad devónica (Lucero Michaut y Olscher 1981).

Localmente la Formación Tuclame está muy tectónica, por acción de la fractura que corre paralela al río de La Candelaria, con signos evidentes de deformación, tales como lineamientos y flexura de los minerales. Martino (1993) designa a esta variante "faja de deformación Guamanes", y le atribuye dos etapas de defor-

mación, una esencialmente dúctil, seguida por otra frágil, de acuerdo al régimen cuasi-plástico descrito por Sibson (1977). La faja comprende también rocas de la formación Candelaria y miembros tectonizados de "gneis de ojos".

Dentro de estas zonas de marcado esfuerzo tectónico, las fábricas metamórficas regionales están intersectadas por un complejo sistema de fracturas y fallas de comportamiento frágil-dúctil, de las que se han registrado por lo menos dos eventos principales de fallamiento. Skirow y Sims (1996) asocian espacialmente las vetas de cuarzo aurífero del distrito La Candelaria con las zonas de milonitas que han sido regionalmente afectadas por estos procesos. Por otra parte la geometría de las vetas y los indicadores cinemáticos coinciden con los movimientos inversos de estructuras dilatacionales locales y con zonas de cizalla reactivadas regionalmente.

Metodología

El análisis textural del cuarzo de las vetas se llevó a cabo de acuerdo a la clasificación general de Dowling y Morrison (1989), ampliada y complementada por los criterios sustentados por Dong *et al.* (1995). La apariencia macroscópica del cuarzo permitió determinar su clase textural, y se definieron las texturas primarias y secundarias a partir de criterios de cristalinidad, granulometría, orientación, intensidad y tipo de deformación.

Las temperaturas de cambio de fase de las inclusiones fluidas fueron estudiadas mediante una platina de calentamiento/enfriamiento Chaix-Meca, instalada en un microscopio petrográfico Leitz ortholux, equipado con objetivos Leitz UTK 50/0,63 y 32/H, y oculares x10 y x25. Esta platina permite operar en un rango entre -180°C y +600°C por la combinación de un sistema de circulación de nitrógeno líquido y una resistencia para calentamiento.

La platina fue calibrada para el intervalo de alta temperatura (0° a +400°C) con sustancias estándares puras de punto de fusión conocido, sugeridas por Chaix-Meca. El punto triple de CO₂ (-56,6°C) se calibró mediante inclusiones naturales de CO₂ puro de la localidad de Calanda, Suiza (Tourey 1968), y el punto triple del H₂O (0,015°C), con agua destilada.

Los datos termométricos obtenidos fueron procesados por medio del programa FLINCOR, (Copyright P. Brown 1988). Este programa permite calcular las isocoras P-T para fluidos entrampados mediante las ecuaciones de estado propuestas por distintos autores. En este trabajo se utilizaron las ecuaciones de Bowers y Helgeson (1983) modificada por Duan *et al.* (1995) para el sistema H₂O-CO₂-NaCl. Las revisiones realizadas por ellos para este tipo de ambiente señalan que dichas ecuaciones son las que mejor se ajustan a las condiciones físico-químicas reales.

Por su parte, las cloritas analizadas fueron concentradas mediante un separador magnético Frantz Isodynamic L-1. El análisis difractométrico y el procesamiento de los datos obtenidos se realizó con un equipo de DRX Rigaku Geiferflex D Max/IIIIC.

Morfología y textura de las vetas de cuarzo

Mina La Bragada (o General Paz) está constituida por tres vetas principales de forma irregular y espesor variable entre 30 y 75 cm. La primera, a unos 2000 m al oeste de Paso del Molle, tiene rumbo N5°E y 45°E de inclinación; la segunda, a 500 m al sur de la anterior, rumbo N-S y 45°E de buzamiento y la tercera, 400 m al SE de la segunda, tiene rumbo N80°E e inclinación 50°S. El emplazamiento de las mismas parece haberse efectuado en rocas prefracturadas, siguiendo la trayectoria de esfuerzos de carácter principalmente dilatacional. Se presentan rellenando fracturas extensionales subverticales, claramente posteriores a las estructuras metamórficas, si bien se observan vetillas que siguen fracturas paralelas a la esquistosidad.

Las vetas fueron muestreadas solo en superficie debido al estado de abandono de las labores. Macroscópicamente se reconocieron dos grupos texturales principales:

- Texturas primarias de crecimiento, que representan el llenado inicial de las venas; y
- texturas sobrepuestas o superpuestas, que reflejan eventos posteriores tales como deformación, disolución, brechación hidrotermal y recristalización.

En la mayoría de las vetas se ha podido reconocer la siguiente zonación desde el borde hacia el centro:

Cuarzo macizo: (textura macho o *buck*, Dowling y Morrison 1989). Consiste principalmente en agregados no orientados de cuarzo anhedral lechoso de hasta 0,5 cm de longitud. Microscópicamente estos agregados presentan extinción ondulosa y adelgazamiento o acortamiento producidos por esfuerzos asociados con la migración de bordes cristalinos. Es común el desarrollo de subgranos por recristalización y patrones irregulares de microfracturas selladas con planos de inclusiones fluidas asociados (Fig. 2a). Los límites entre cristales presentan contactos suturados y texturas de disolución estilolíticas. Las numerosas microfracturas selladas subparalelas a los márgenes de las vetas constituyen arreglos sin una aparente relación temporal entre ellos.

Estas texturas macizas parecen el resultado de procesos de deformación plástica, con múltiples estadios de disolución-recristalización y alternancia de microfracturamiento con presencia de fases fluidas. Se corresponden con el régimen I de Hirth y Tullis (1992).

Cuarzo en vetas de relleno y espacios abiertos: La orientación y perfección de los cristales es muy varia-

ble, permitiendo el desarrollo de terminaciones romboédricas y texturas en peine y en drusas, con cristales de cuarzo euhedrales de hasta 10 cm de largo, en general transparentes (Fig. 2b). En algunos casos se observan inclusiones fluidas bifásicas dispuestas en tolvias paralelas al eje cristalográfico *c*. Los cristales de cuarzo generalmente se hallan recubiertos por pátinas de óxidos de hierro de aspecto terroso de aproximadamente 2 mm de espesor. Al microscopio, la textura predominante es poligonal, con cristales euhedrales y contactos netos. Si bien el cuarzo no presenta la intensa deformación plástica observada en el caso anterior, son frecuentes los crecimientos zonales y en tolvias, indicados por la disposición de las inclusiones fluidas, así como las numerosas microfracturas selladas sobrepuestas al conjunto. Los cristales individuales desarrollan textura plumosa en los bordes o alternancia de zonas claras y lechosas (fantasmas de crecimiento). Estas últimas se caracterizan por presentar gran densidad de planos de pequeñas inclusiones fluidas, con desarrollo paralelo a las caras de crecimiento del cristal (4c y 4d). Los numerosos espacios abiertos son característicos de las vetas extensionales, con múltiples estadios de formación.

Cuarzo muy fino sacaroide: En general está desprovisto de inclusiones, excepto algunos trenes secundarios de inclusiones muy pequeñas. En los sectores más intensamente fracturados se observan múltiples generaciones de venillas de agregados microcristalinos, con granos entre 10 a 15 μ m de diámetro y bordes irregulares, formando texturas en mosaico o en zigzag. Las venillas se cierran completamente por sucesivas generaciones de cuarzo, desarrollando un aspecto macizo.

Algunos análisis químicos efectuados sobre los distintos tipos de cuarzo de las vetas de Mina La Bragada, por otra parte, permitieron establecer que las vetas con textura predominantemente de relleno están relativamente enriquecidas en oro, metales base, e incluso en algunos de los elementos de las tierras raras (REE) con respecto al cuarzo macizo. Estos análisis dieron valores entre 0,1 y 0,3 ppm de oro, ca. 3 ppm de arsénico, y más de 33 ppm y 20 ppm de molibdeno y cobalto respectivamente. Según Olsacher (1960), las leyes generales de oro durante la explotación varían entre 5 y 62 ppm de oro con una ley media de 19 ppm.

Alteración hidrotermal

Alteración hipogénica

La extensión areal e intensidad de la alteración están controladas por la densidad del sistema de fracturas, desarrollándose a partir de ellas hacia el resto de la roca:

En la zona distal la alteración es de tipo clorítica, de

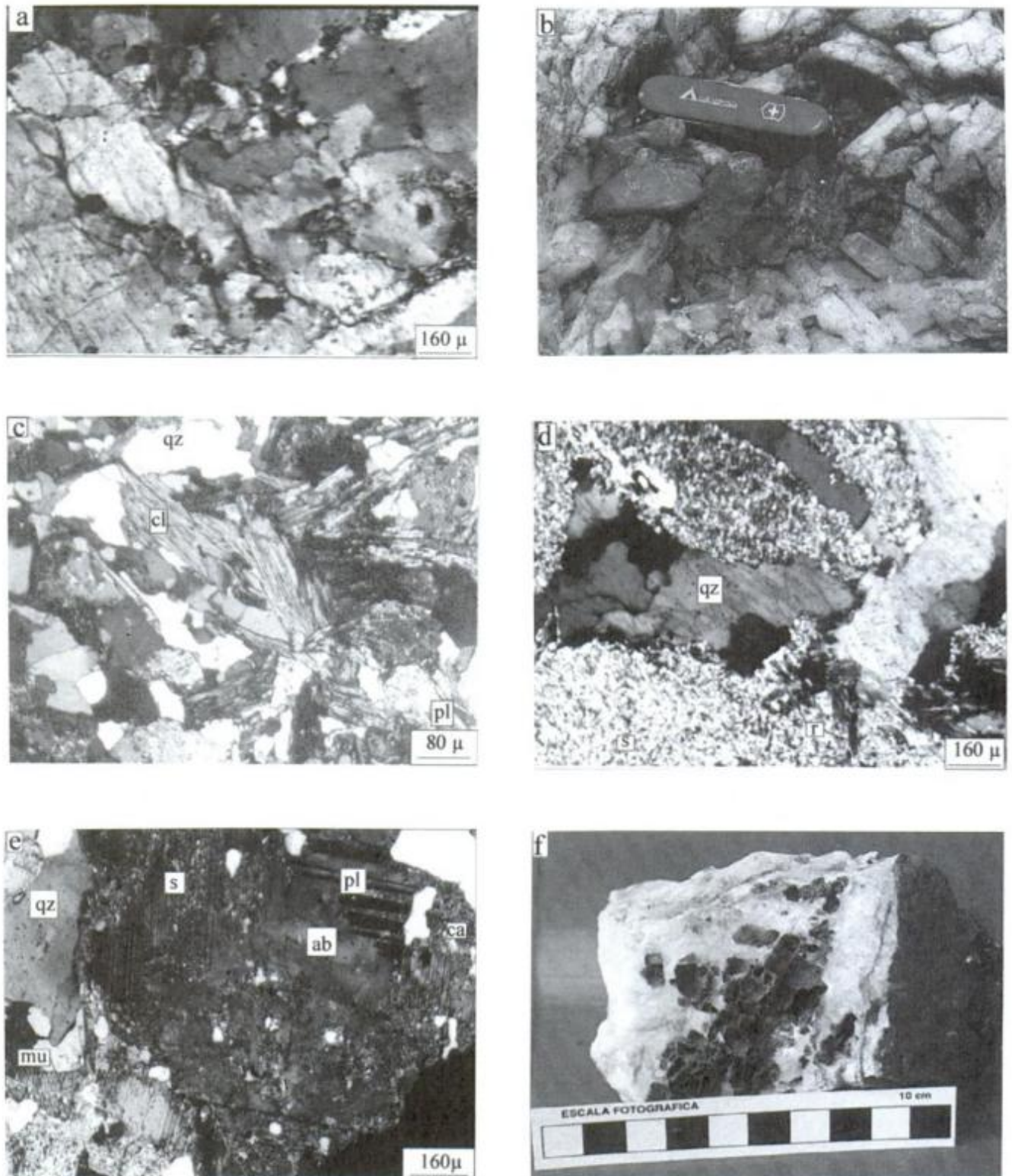


Figura 2: Análisis textural: **a**, Cuarzo macizo (o *buck texture* según Dowling y Morrison 1989): cuarzo deformado y fracturado, cruzado por venillas de cuarzo recrystalizado (X 5); **b**, Drusa de cristales euhedrales de cuarzo sobre cuarzo macizo; **c**, Alteración selectiva de biotita a clorita y feldspatos parcialmente sericitizados en las zonas más distales de las vetas. Nótese la permanencia de la textura original de la roca (X 5); **d**, Alteración pervasiva o penetrativa (intensa sericitización) en los contactos con las vetas y cruceo de venillas de cuarzo de generación posterior (X 10); **e**, Microclino con núcleos de albitizados, bordes alterados a sericita y calcita subordinada (X 10); **f**, Cuarzo con *boxworks* de cristales de pirita: esponja celular con limonita depositada en las paredes. Referencias: qz: cuarzo, cl: clorita, mu: muscovita, pl: plagioclasa, ab: albita, s: sericita, ca: calcita, r: rutilo.

carácter penetrativo selectivo, conservándose la textura original de la roca de caja (Fig. 2c). Las principales fases relicticas son cuarzo, feldespato potásico, biotita y hornblenda, y como minerales accesorios: sillimanita, zircón y apatita. El feldespato potásico está parcialmente reemplazado por cuarzo y sericita. Otros constituyentes comunes son los agregados finos de cristales de apatita y epidoto, calcita en la matrix y hematita, que tiñe la roca dándole un aspecto rojizo general.

Los sulfuros primarios, pirita y calcopirita, constituyen fases subordinadas y se hallan relacionados a las venillas de cuarzo de generaciones posteriores a la alteración. Los minerales máficos están totalmente reemplazados por clorita. En posiciones más distales sólo presentan los bordes alterados.

En la zona de contacto, la alteración es de tipo penetrativo cuarzo-sericítico y ha destruido por completo la textura primaria de la roca (Fig. 2d). Esta alteración, generada por infiltración y difusión de los fluidos en dirección paralela y normal a las zonas de fracturas, está sobreimpuesta a la alteración clorítica. Si bien la textura original está totalmente obliterada, puede inferirse la foliación primaria a través de la orientación preferencial de la sericita y las cintas de cuarzo. El resultado de dicha alteración es un agregado de minerales secundarios constituido por sericita y cuarzo, con pirita, epidoto y rutilo subordinados. La sericita, bien desarrollada siguiendo las microfracturas oblicuas a la foliación en forma de pequeñas escamas de 5 y 50 μ m de diámetro, es muy abundante en la matrix, y representa entre 50 y 60% del total. También se halla en agregados de grano fino reemplazando parcial a totalmente los porfiroblastos de feldespato (Fig. 2e). Se observan pequeños cristales euhedrales de calcita, junto a sericita, en reemplazo de feldespatos. La albita está presente como pequeñas tablillas escasamente macladas, distribuidas intersticialmente entre otros minerales, siendo dificultosa su identificación. El cuarzo es la fase relictica más abundante y se presenta intensamente fracturado con sericita rellenando las fracturas. Es frecuente el desplazamiento de los granos según los planos de fractura.

Alteración supergénica

Está representada por goethita, originada por la hidrólisis y oxidación de los sulfuros primarios, principalmente de pirita. El grado e intensidad de la alteración difieren en función de la distribución de la pirita y del poder neutralizante y la velocidad con la que actuaron las soluciones circulantes:

La pirita de grano grueso que ha sido afectada por oxidación lenta permanece casi inalterada (Blanchard 1968). Su eventual lixiviación origina calcos de forma cúbica (*boxworks*) que reproducen frecuentemente hasta las estriaciones características de los cristales, pero sin formación de limonitas indígenas o circulantes.

En los cristales de pirita diseminados en la roca de caja, en cambio, puede observarse que la oxidación ha originado pseudoforras "duras" de distribución saltuaria, donde todo el hierro permanece "in situ" dando lugar a la formación de goethita.

En los agregados o masas de cristales de pirita, la lixiviación ha actuado originando esponjas celulares como productos secundarios (Fig. 2f). Estas esponjas están formadas por paredes de jaspe limonítico con proporciones mayores de sílice que las observadas comúnmente. En general estas texturas de réplica de pirita están cubiertas por una pátina de material limonítico cuyo color varía entre el pardo oscuro y el castaño claro.

Termobarometría de las cloritas

Las cloritas muestran un amplio rango en la variabilidad composicional en respuesta a las condiciones físico-químicas bajo las cuales se han formado (Chernosky *et al.* 1988; Kranidiotis y MacLean 1987; De Caritat *et al.* 1993). En el rango de temperatura de formación en-

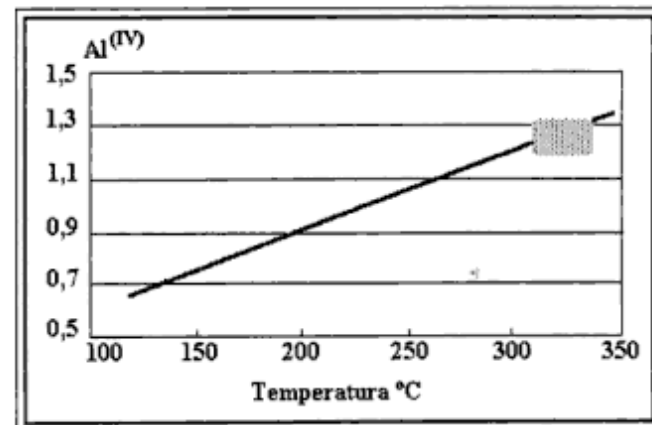
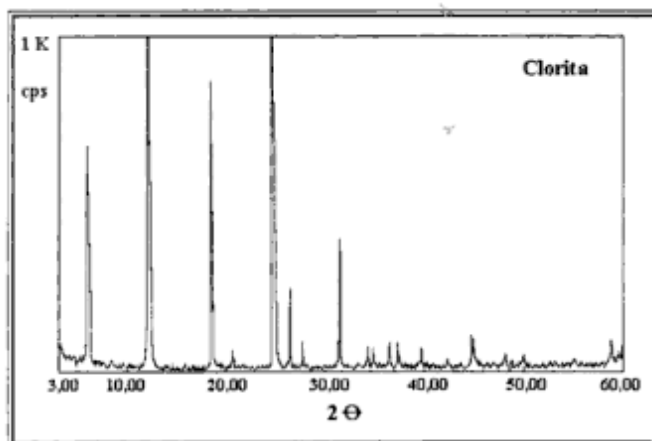


Figura 3: a, Diffractograma de rayos X de clorita; b, Gráfico Temperatura vs. Al^{IV} para cloritas hidrotermales (según Cathelineu y Nieva 1985).

tre 50-400°C tanto la estructura como la composición química de los minerales del grupo muestran una marcada variación, desde variedades expansibles de carácter trioctaédrico formadas a muy baja temperatura, hasta cloritas verdaderas que indican condiciones de alto grado. Cathelineau y Nieva (1985) demostraron que el contenido de Al^{IV} en las cloritas aumenta con la temperatura y puede ser usado como geotermómetro. Este cambio es acompañado por el incremento en el contenido de Fe^{VI} y una disminución en la vacante octaédrica. Bailey (en Brindley y Brown 1980) señala la fuerte tendencia del Al^{IV} a correlacionarse con el incremento de la relación $Fe/(Fe+Mg)$ en las cloritas IIb más comunes, y observa además que el incremento del contenido de Fe^{IV} y de Al^{IV} , en general está relacionado con el aumento de la temperatura de formación.

Las cloritas hidrotermales analizadas presentan color azul anómalo de interferencia, elongación positiva y signo óptico negativo. Los difractogramas de rayos X presentan una reflexión basal entre 14,2 y 14,4 Å y una serie de reflexiones de fácil identificación hasta (005) (Fig. 3a). Muestran un buen grado de cristalización y corresponden al politipo IIb. Con el objeto de evaluar el contenido de Al^{IV} se calculó el número de cationes octaédricos y tetraédricos y la distribución de los átomos pesados dentro de las dos hojas octaédricas, mediante los gráficos de los espaciamientos (001) y (006) y de las intensidades (001) vs. composición. El incremento de la sustitución de Al por Si en los sitios tetraédricos disminuye el espesor de las capas, medido por el espaciamiento basal: $d_{001} = c \text{ sen } \beta$, según observaciones cualitativas realizadas por Shirozu (1958). Para la estimación del contenido de Al^{IV} se emplearon las ecuaciones de Brindley (1961) y Kapenzhinskas (1965) (ambos en Brindley y Brown 1980). A partir de los datos difractométricos medidos se obtuvieron los siguientes resultados:

	Al^{IV}	
	Brindley	Kapenzhinskas
$d_{001} = 14.198$	1.214	1.190
$d_{001} = 14.149$	1.382	1.320

El gráfico Al^{IV} vs. T°C de la Fig. 3b muestra la temperatura probable de formación de las cloritas analizadas. Esta temperatura, para el máximo y mínimo valor de d_{001} , determinado, varía entre 310° y 345°C.

Inclusiones fluidas

Petrografía de las inclusiones fluidas

Para la clasificación de las inclusiones se utilizaron criterios petrográficos y texturales, basados en los numerosos episodios de fracturación y deformación obser-

vados. De este modo, las inclusiones fluidas fueron clasificadas según el número de fases presentes a temperatura ambiente y sus relaciones texturales con el cuarzo hospedante. Se denominaron inclusiones tipo I, II y III a aquellas con una, dos o tres fases fluidas a temperatura ambiente, y se subdividió a los tipos II y III en función de la proporción relativa de sus fases. Las inclusiones IIa están constituidas por una fase acuosa líquida y una vapor subordinada, en relación 2:1; las inclusiones IIb presentan dos líquidos inmiscibles a temperatura ambiente, con una relación volumétrica aproximada de 1:1; y las inclusiones IIc son secundarias tardías, pequeñas, acuosas, con una relación líquido:vapor cercana a 4:1. Las inclusiones trifásicas fluidas ($H_2O-CO_{2liq}-CO_{2vap}$) de tipo IIIa contienen una relación H_2O-CO_2 cercana a 3:1, mientras que en las inclusiones tipo IIIb la relación es de 1:3. Es decir, de acuerdo a la relación de fases que surge del examen petrográfico, existe en el cuarzo de La Bragada un grupo de inclusiones que presentan un fluido H_2O - dominante (IIa, IIc y IIIa) y otro grupo CO_2 - dominante (I, IIb y IIIb). En cuanto a su relación con el cuarzo hospedante la mayoría de las inclusiones analizadas son de carácter pseudosecundario y secundario, según los criterios de Roedder (1984), lo cual es coincidente con los rasgos de deformación que caracterizan a estas vetas.

Cuarzo macizo: Contiene numerosas inclusiones fluidas, probablemente como resultado de los repetidos episodios de microfracturamiento y sellado (Fig. 4a). Se reconocieron los siguientes tipos de inclusiones:

Tipo I: están constituidas por una sola fase fluida. Se presentan en planos intracristalinos y en grupos aislados en el interior de los granos. Frecuentemente muestran texturas dendríticas de reequilibrio, relacionadas con condiciones de sobrepresión interna o explosión (Vityk y Bodnar 1995), dando lugar a inclusiones mayores de forma estrellada rodeadas por otras muy pequeñas (Fig. 4b).

Tipo IIa: (líquido + vapor), frecuentemente con forma de cristal negativo, dispuestas en cortos trenes de carácter pseudosecundario. La fase central de vapor presenta mayor relieve que la fase líquida externa.

Tipo IIb: (líquido-líquido). En planos discontinuos ocupando fracturas selladas o siguiendo las bandas de deformación del cuarzo. Los cristales más intensamente deformados conservan solo inclusiones IIb muy pequeñas (entre 3 y 8 μm). Podrían ser inclusiones tempranas que, debido a su pequeño tamaño, habrían sobrevivido a los numerosos pulsos deformacionales sufridos por el mineral.

Cuarzo en drusas: debido a su desarrollo en espacios abiertos y como venillas de relleno se observan claramente las zonas de crecimiento y su vinculación genética con las inclusiones fluidas. En la Fig. 4c se observa una fotografía obtenida con lupa binocular estereoscópica que muestra una sección bipulida, paralela al eje c, de un cristal de cuarzo de varios centímetros de

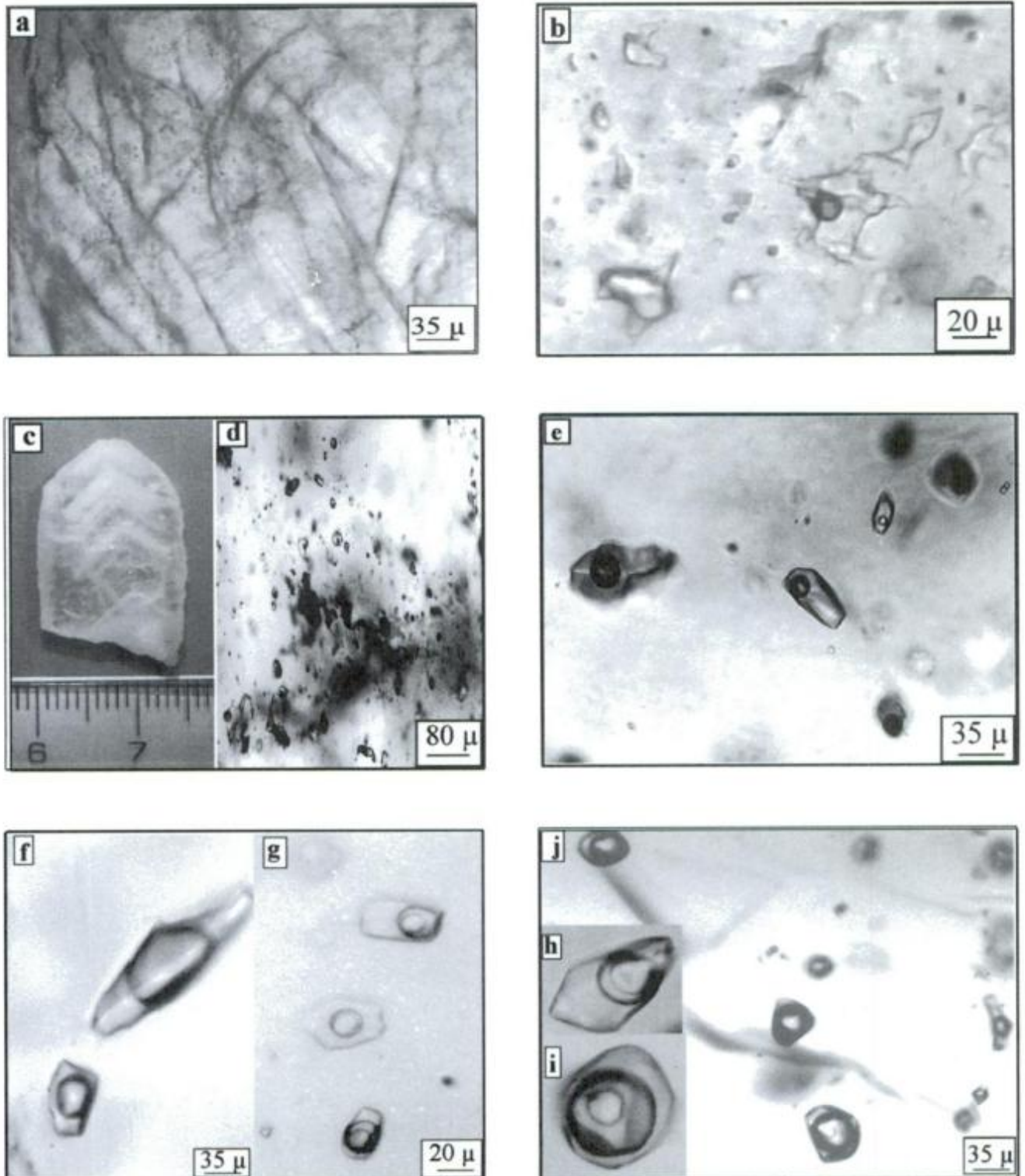


Figura 4: Inclusiones fluidas. **a**, Cuarzo macizo atravesado por múltiples planos deformados de inclusiones fluidas (X 20); **b**, Halos de explosión: inclusiones de forma estrellada (de mayor tamaño y ricas en CO_2), rodeadas por inclusiones satélites pequeñas (2-3 μm) (X 50); **c**, Zonas de crecimiento en cristal de cuarzo euhedral: alternancia de bandas diáfanas, con inclusiones tipo IIb alineadas según las direcciones principales de crecimiento, y bandas oscuras o lechosas ricas en inclusiones secundarias inmaduras (fotografía obtenida con lupa binocular); **d**, Planos de inclusiones IIB en trenes secundarios (X 10); **e**, Detalle de la fotomicrografía anterior (X 20); **f**, Detalle de inclusiones IIa, aisladas y de forma regular (X 20); **g**, Inclusiones trifásicas (Tipo IIa y IIb) e inclusiones bifásicas (IIb) en un mismo plano (X 50); Microfotografías **h**, **e**, **i**, Detalles de inclusiones IIIa y IIIb respectivamente (X 50); **j**, Vista general de un plano de inclusiones trifásicas primarias (X 20).

longitud. Este cristal presenta sucesivas etapas de crecimiento que se manifiestan por alternancia de bandas muy diáfanos con otras lechosas (Fig. 4d). Estas últimas corresponden a períodos de rápida nucleación del cristal, con gran cantidad de inclusiones muy pequeñas, irregulares y frecuentemente vacías. Según Sander y Black (1989), estas zonas se forman de manera metaestable, como calcedonia o sílice amorfa, y las inclusiones fluidas presentes son consecuencia de la recristalización posterior, por lo que no son consideradas en el estudio termométrico.

En las bandas diáfanos, en cambio, predominan las inclusiones de formas regulares y con relación de fase constante (2:1). La fotomicrografía de la Fig. 4e muestra inclusiones bifásicas pseudosecundarias alineadas según las direcciones principales de crecimiento. Se han reconocido los siguientes tipos de inclusiones:

Tipo IIa: (L+V) en arreglos planares paralelos a fracturas selladas y formando trenes que atraviesan los límites de cristales. Sus características termométricas coinciden con las observadas en las inclusiones secundarias del cuarzo macizo. Suelen coexistir con inclusiones monofásicas de vapor y son consideradas pseudosecundarias y secundarias tempranas.

Tipo IIb: Bifásicas (L+L): están dispuestas en trenes intracrystalinos o formando grupos aislados. Tienen formas regulares hexagonales o elongadas según el eje c y tamaño relativamente constante (8 a 10 μm). La fase central tiene mucho relieve (Fig. 4f).

Tipo IIc: (L>>V). Presentan formas irregulares, ameboidales o alargadas, en planos subparalelos a los bordes de cristal, o en trenes y planos que atraviesan varios cristales. Tanto la morfología como la yacencia de este grupo de inclusiones sugieren un origen secundario tardío.

Tipo IIIa: Trifásicas fluidas ($\text{H}_2\text{O}_{\text{liq}} > \text{CO}_2_{\text{liq}} + \text{CO}_2_{\text{vap}}$). Predominantemente acuosas, con fases CO_2_{liq} y vap , subordinadas y, ocasionalmente, cristales hijos de halita. Se presentan en planos de extensión relacionados a microfisuras selladas. La relación de fases es muy variable, ocupando la fase carbónica entre el 15 y 50 % del volumen total de la inclusión (Fig. 4g y 4h).

Tipo IIIb: Trifásicas fluidas ($\text{CO}_2_{\text{liq}} + \text{CO}_2_{\text{vap}} > \text{H}_2\text{O}_{\text{liq}}$). La fase dominante, CO_2_{liq} , ocupa entre el 60 y el 80% del volumen total de la inclusión. Se presentan aisladas y en las terminaciones romboédricas de los cristales de cuarzo. Tienen un tamaño entre 8 y 15 μm , relieve marcado y formas regulares (Fig. 4i y 4j).

Cuarzo muy fino: En general está desprovisto de inclusiones, excepto algunos trenes secundarios de inclusiones bifásicas muy pequeñas, con la presencia ocasional de una fase sólida birrefringente.

Termometría de las inclusiones fluidas

La mayoría de las determinaciones termométricas se

llevó a cabo sobre inclusiones del cuarzo euhedral, debido a la diafanidad del mineral y a la diversidad de tipos de inclusiones. En el cuarzo típicamente macizo sólo fue posible realizar mediciones en inclusiones bifásicas IIa y IIb. Los datos obtenidos se presentan en las Tablas 1a y 1b. Estas tablas también contienen una síntesis de los valores composicionales y de PVT de los fluidos analizados, obtenidos a partir de la aplicación de las ecuaciones de estado de Bowers y Helgeson (1983).

Inclusiones H_2O dominante (IIa, IIc y IIIa):

Las inclusiones IIa, si bien son bifásicas acuosas, nuclean una segunda burbuja muy pequeña a temperaturas entre -20° y -40°C . Estas inclusiones no presentan otros cambios de fase durante el enfriamiento, excepto el congelamiento de la fase H_2O , lo que permite interpretar que el fluido presente es esencialmente acuoso, con presencia de una mínima proporción de CO_2 de baja densidad. La fase CO_2 homogeneiza siempre en $\text{H}_2\text{O}_{\text{vap}}$, a temperaturas inferiores a 12°C , lo que indica que el CO_2 tiene una densidad menor a $0,145\text{g}/\text{cm}^3$ y a temperatura ambiente es miscible con la fase vapor del agua. La temperatura promedio de homogeneización líquido-vapor del H_2O es 298°C y 321°C para las inclusiones en el cuarzo macizo y euhedral respectivamente.

Las inclusiones IIc (secundarias tardías) homogeneizan a líquido, dentro de un amplio rango de dispersión, entre 150° hasta 320°C . Es asimismo el grupo que presenta mayor variabilidad en los valores de salinidad (entre 5 y 16% en peso NaCl equiv.) y en la densidad total (entre 0,4 y $0,89\text{g}/\text{cm}^3$).

En las inclusiones IIIa: la homogeneización del CO_2 se produjo siempre a la fase vapor, lo que significa que la densidad de esta fase es muy baja, menor de $0,45\text{g}/\text{cm}^3$. En muy pocos casos se observó la formación de clatrato durante el descongelamiento, por lo que la salinidad fue estimada a partir de la temperatura de fusión del hielo. La temperatura de homogeneización final no presentó mayores variaciones con respecto a las inclusiones IIIb.

Inclusiones CO_2 dominante:

Inclusiones I: estas inclusiones son muy difíciles de analizar debido a su reducido tamaño (menor a $6\text{ }\mu\text{m}$). Sin embargo en algunas de ellas es posible observar el nucleamiento de una pequeña burbuja de vapor durante el enfriamiento; el congelamiento del fluido a -120°C ; y el punto eutéctico en $-56,8^\circ\text{C}$, lo que confirma que la fase presente es CO_2_{liq} . En general no se observa la presencia de fase acuosa, ya que la escasa cantidad de agua eventualmente presente tiende a adherirse a las paredes de la inclusión como una delgada película, pero en algunas se observa un pequeño menisco junto a la fase dominante de relieve marcado.

La temperatura de fusión (T_m) CO_2 de las inclusiones

I Ib y III b de mayor tamaño varía generalmente entre -56,6 y -57,0°C. Esta pequeña variación con respecto al T_m de CO_2 puro (-56,6°C) podría indicar la presencia de otras especies no condensables además de CO_2 , si bien en muy bajas concentraciones, menores de 2 mol % (Shepherd *et al.* 1985).

En algunas inclusiones I Ib y III b de mayor tamaño y con alto contenido de CO_2 se observó que durante el calentamiento desde la temperatura de congelamiento del CO_2 (-120°C), se produce la aparente formación de un fluido en la interfase entre el CO_2 sólido y vapor (región clara y oscura respectivamente) en el intervalo de temperatura entre -100°C y -85°C. Este fenómeno parece indicar la presencia de algún gas de bajo punto de congelamiento además del CO_2 . La temperatura del punto triple, sin embargo, no permite confirmar la presencia de otras fases gaseosas no condensables distintas del CO_2 , en proporciones detectables. Secombe (Newcastle, Australia; com. pers.) describe un comportamiento muy similar en la mineralización de oro alojada en una zona de cizalla en la región de Kambalda, en el oeste de Australia. Este autor dispone además de análisis de los fluidos por espectrometría laser Raman, lo que le permite descartar la presencia de otros gases. Por lo que se concluye que se trata de un fenómeno de sublimación del CO_2 sólido, que se produce cuando los pequeños granos cristalizados subliman para formar uno mayor.

La temperatura de homogeneización líquido - vapor del CO_2 en las inclusiones I Ib varía entre 12 y 25°C, siempre a fase líquida, lo que indica densidades entre 1,07 y 0,85 g/cm³ respectivamente. Por su parte la salinidad de la fase acuosa, calculada a partir de la temperatura de fusión del clatrato, varía entre 9,08 y 10,7 % en peso equiv. de NaCl. Los bajos valores de temperatura eutéctica de fusión del hielo, entre -30 y -35°C, observados en las inclusiones de mayor tamaño, indican la presencia de otros cationes, probablemente Ca^{2+} y Mg^{2+} , además de Na^+ .

La temperatura media de mutua solubilidad (T_h) de las fases CO_2 y H_2O es 305°C para las inclusiones I Ib y 335°C para las inclusiones III b. En las inclusiones con mayor proporción de CO_2 se observaron algunos casos de derrame a temperaturas cercanas a la T_h CO_2 - H_2O .

Consideraciones termométricas

A partir de los resultados termométricos obtenidos puede observarse que:

Los fluidos del sistema H_2O -dominante presentan salinidades variables, comprendidas en un intervalo entre 8 % y 14 % en peso de NaCl eq. La densidad promedio del fluido es del orden de 0,97 g/cm³.

En los fluidos del sistema CO_2 - H_2O - NaCl la salinidad varía entre 7,5 % y 12 % en peso eq. de NaCl, con presencia probable de Ca. La densidad de los fluidos entrampados es variable, con valores comprendidos en-

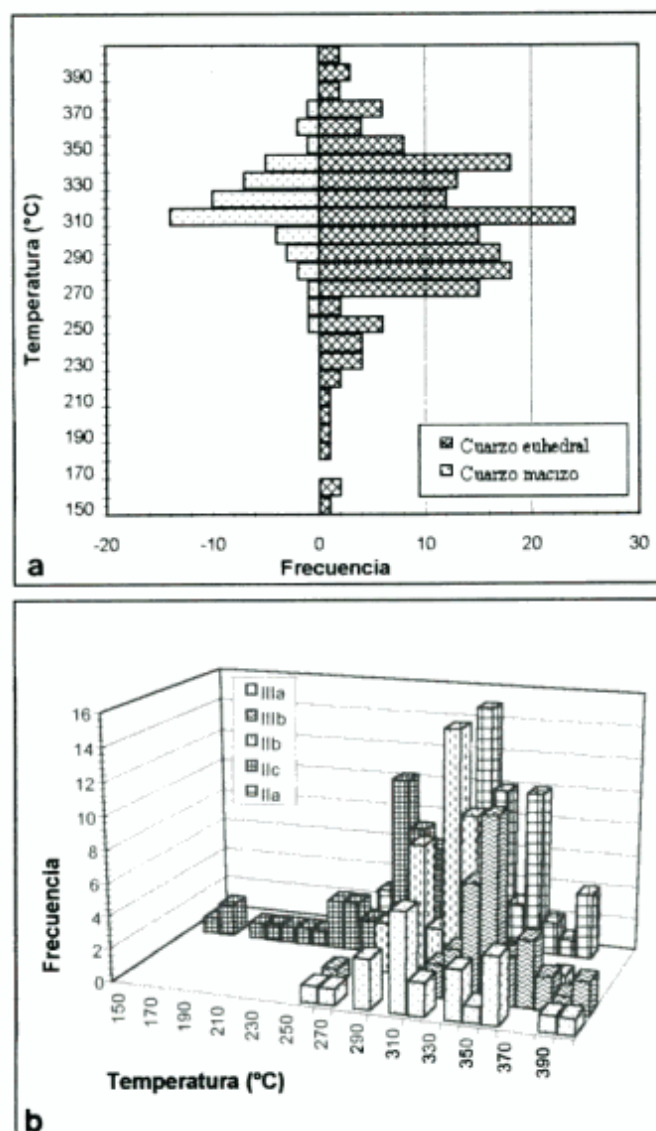


Figura 5: Histogramas de frecuencia de temperaturas de homogeneización total de Mina La Bragada; **a**, Datos discriminados según el tipo de cuarzo estudiado: macizo y euhedral o en drusas; **b**, Datos discriminados de acuerdo a las distintas poblaciones de inclusiones analizadas.

entre 0,80 y 1,07 g/cm³; y también lo es la composición global del fluido, que presenta fracciones molares (X) para la fase CO_2 entre 0,5 y 0,8 en las inclusiones III b, y entre 0,03 y 0,15 en las III a.

En el histograma de la Fig. 5a se presentan los datos generales de temperaturas de homogeneización para cada tipo de textura, y en los histogramas de la Fig. 5b se han discriminado las poblaciones de inclusiones según la clasificación utilizada. Se puede observar que los histogramas parciales correspondientes a las poblaciones I Ib, III a y III b resultan prácticamente coincidentes, reflejando solo una leve disminución en el intervalo de temperaturas, mientras que las inclusiones tipo II a y II c (bifásicas pseudosecundarias y secundarias tardías respectivamente) tienen una mayor dispersión y se extienden hacia las temperaturas menores, siendo

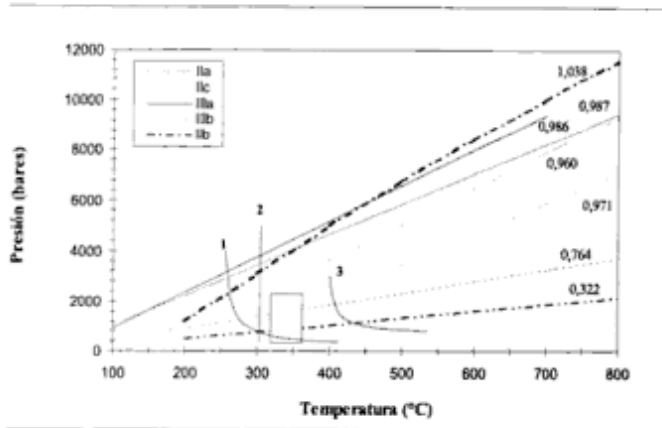


Figura 6: Isocoras, según las ecuaciones de estado de Bowers y Helgeson (1983), para los valores promedio de presión (bares), temperatura de homogeneización total (°C) y densidad (gr/cm³) de cada población o tipo de inclusiones fluidas analizado. Referencias: 1, Curva de inmiscibilidad del sistema H₂O-CO₂ puro. 2, Iso-terma de 300°C que indica la transición frágil-dúctil de cuarzo (según White y White 1993). 3, Curva de inmiscibilidad H₂O-CO₂+6% NaCl equiv. en peso. El recuadro representa las condiciones de formación de las cloritas analizadas por difracción de rayos X.

por lo tanto las principales responsables de la asimetría negativa que evidencia la curva.

Mediante el programa Flincor se calcularon las ecuaciones de equilibrio de estado para los sistemas químicos involucrados. En la Fig. 6 se grafican las respectivas curvas de isodensidad (isocoras) para los valores PVTX promedio de cada grupo de inclusiones fluidas y se muestra también el límite de deformación frágil - dúctil estimado para el cuarzo (White y White 1983), representado por la recta de isotemperatura en 300°C (2) y los límites del solvus para los sistemas H₂O + CO₂ (1) y H₂O + CO₂ + 6% ClNa eq. (3), que representaría las condiciones químicas aproximadas del fluido original.

En esta figura se puede observar que:

Las isocoras calculadas para las inclusiones del sistema H₂O-CO₂-NaCl con mayor fracción molar de CO₂ intersectan el rango de P-T estimado para las cloritas, y están muy por debajo de las condiciones de metamorfismo estimadas para la roca de caja del área.

De acuerdo a las distintas pendientes de las isocoras de las inclusiones trifásicas, se observa que existe un amplio rango de densidades, que se extiende desde el campo del CO₂ vapor hasta CO₂ líquido (inclusiones IIa y IIb respectivamente). Esta característica es atribuible a variaciones en la relación de fase del sistema H₂O-CO₂, y, lo mismo que la variación en la salinidad, estaría relacionada a procesos de efervescencia durante la generación de los distintos tipos de cuarzo (González 1997).

Por su parte las inclusiones fluidas tempranas del cuarzo macizo, ricas en CO₂, serían el resultado del fraccionamiento de un fluido CO₂ - H₂O inicialmente homogéneo, donde el derrame preferencial de H₂O estaría provocado por esfuerzos de tipo dúctil, a tempera-

turas superiores a los 300°C, bajo condiciones correspondientes a la transición frágil-dúctil del cuarzo. Los mecanismos de deformación actuantes son deslizamiento por dislocación y reptación de planos basales (Passchier y Trouw 1996), los cuales estarían reflejados en la extinción ondulosa y los sectores con deformación lamelar (Fig. 2a y 4a). La separación de fases se produce debido a la baja movilidad del CO₂ con relación al H₂O, originando la concentración de inclusiones tempranas ricas en CO₂, en los sectores de mayor deformación o vinculadas a bordes de recristalización.

La combinación de los datos de densidad de los fluidos en las curvas PVT con la temperatura obtenida por el geotermómetro de las cloritas (310-345°C), indica una presión de entrapamiento en el rango entre 500 y 1000 bares para una temperatura de formación aproximada de 330°C. Estas condiciones de PT coinciden con la transición al régimen frágil, lo que habría facilitado la separación de fases en el fluido para dar lugar a la precipitación de la mineralización de oro, como usualmente ocurre en depósitos arcaicos (Kerrick 1989).

Consideraciones

Numerosos estudios geoquímicos y de inclusiones fluidas realizados durante las pasadas décadas en ambientes de vetas mesotermales de cuarzo portadoras de oro concuerdan en que la presencia de fluidos ricos en CO₂ de alta densidad es característica en este tipo de depósitos. La relación directa existente entre depósitos mesotermales de oro y las inclusiones fluidas ricas en CO₂ indica que la presencia de estas inclusiones puede ser usada como una herramienta de exploración en la identificación de vetas de cuarzo potencialmente auríferas (Mavrogenes *et al.* 1995).

Los yacimientos de oro de La Candelaria se emplazan en estructuras producto de la deformación frágil dentro de la faja de deformación Guamanes, a lo largo de 45 kilómetros en dirección N-S y con un ancho que varía entre 200 a 800 metros. Dichas estructuras son leve a fuertemente discordantes al rumbo de la faja de deformación. Por otra parte Kraemer *et al.* (1995), en su reconstrucción de la historia geológica de la región, relacionan las distintas manifestaciones minerales de las sierras de Córdoba con regímenes tectónicos sobreimpuestos.

La gran variedad de microestructuras presentes en el cuarzo macizo, y las bandas y trenes de inclusiones asociados a estos rasgos deformacionales, indican que el crecimiento se produjo por procesos de fractura y sellado. La presencia de venillas de cuarzo relativamente poco o nada deformadas adyacentes a otras con fuerte deformación laminar a escala macro y microscópica, sugiere que los repetidos episodios de fallamiento y deslizamiento simultáneos a la deformación de las ve-

tas se han alternado con episodios de dilatación por fallamiento y crecimiento de las mismas.

La semejanza observada en la composición química de las inclusiones fluidas sugiere un probable origen común para todas ellas: un fluido CO_2 - H_2O coexistente con el cuarzo en el momento de su cristalización y/o cizallamiento. En este cuarzo los procesos de cristalización, cizallamiento y mineralización se habrían producido en una secuencia continua, a temperaturas del orden de los 300°C y presiones entre 1,3 y 1,8 kbares de presión. Los procesos de fracturamiento produjeron alivio de la presión hasta el orden de 500 bares causando fenómenos de efervescencia, con separación de dos fluidos respectivamente ricos en CO_2 y H_2O .

Los fluidos mineralizados tempranos (inclusiones I y IIb) se habrían entrampado bajo condiciones físicas por encima del límite de inmiscibilidad (solvus del sistema). Aquellos fluidos que resultaron entrampados en fracturas, bajo condiciones de alivio de presiones, lo hicieron en el campo de dos fases (inclusiones Tipo IIIb y IIIa), favoreciendo la disociación de los complejos de metales pesados y provocando la precipitación de los mismos.

Por otra parte, Peters (1987) menciona como elementos guías asociados a depósitos de oro al As, Sb, Te, Mn, Hg, I, F, Bi, Co, Se, Tl. Se puede observar que entre estos elementos aquellos que fueron analizados y que dieron valores significativos (As, Sb, Se, Co), están relacionados a las texturas de relleno de espacios abiertos y sólo excepcionalmente a las texturas macizas.

Los procesos de alteración hidrotermal que afectan a las vetas estudiadas tuvieron lugar durante el desarrollo de la fracturación principal N-S a NNE-SSO. El desarrollo y propagación del sistema de fracturación permitió la formación de los canales ideales para la circulación de fluidos hidrotermales, enriquecidos en CO_2 , tal como lo prueban el desarrollo de alteraciones de tipo propílico y la abundancia de inclusiones Tipo II y III.

El desarrollo areal de la alteración clorítica y la modificación selectiva de los fenocristales están indicando procesos de alteración principalmente controlados por la mineralogía de la roca de caja, más que por variaciones en la composición de los fluidos. La temperatura atribuida a esta alteración selectiva no es muy alta, ya que el desarrollo de clorita a partir de hornblenda y biotita primaria sugiere condiciones de formación de baja temperaturas y en un sistema en continuo enfriamiento; por su parte no se observó el desarrollo de biotita secundaria, cuya presencia implica temperaturas superiores a los 550°C (Tittle 1982).

Las variaciones observadas en las estructuras de las cloritas analizadas, dadas por el grado de sustitución de Al^{IV} , corresponden a un rango de temperatura de formación entre 310° y 345°C y 1 kbar de presión.

El gráfico isocórico de la Fig. 6 muestra las condiciones de formación más probables para este yacimiento.

Se comprueba asimismo la estrecha semejanza entre los resultados obtenidos mediante la aplicación de dos geotermómetros independientes, con lo cual se obtiene una mayor certeza de la validez de los resultados alcanzados.

Conclusiones

El emplazamiento de las vetas habría tenido lugar bajo un régimen estructural de deformación frágil, a lo largo de fracturas extensionales de rumbo general NNO-SSE y con un sistema compresional de rumbo E-O, posterior a los principales eventos metamórficos definidos para el área.

Los sistemas de vetas estudiados están emplazados en áreas de fuerte cizallamiento, formados por reactivación de fallas inversas de alto ángulo que actuaron como fallas-válvulas responsables de la expulsión de fluidos por presión.

Tanto las texturas como el modo de emplazamiento sugieren que las mismas estarían relacionadas a episodios de deformación frágil y la consiguiente formación de *jogs* dilatacionales en el sentido del rumbo de las fallas principales.

Las diferentes variedades de cuarzo presentes y la termobarometría de las inclusiones fluidas constituyen excelentes marcadores de estas condiciones tectónicas y del fallamiento hidráulico en niveles poco profundos de la corteza. Los mismos indican que la circulación de los fluidos mineralizantes está asociada a la repetición de ciclos de aumento de presión en los fluidos y apertura de fracturas extensionales dentro de una zona de cizalla, donde se dan sucesivos pulsos de fracturación hidráulica y el régimen pasa alternativamente de dúctil a frágil.

Las temperaturas de formación estarían en el intervalo entre 250° y 400°C , a presiones entre 0,7 y 2,5 kb. Las inclusiones fluidas indican que los fluidos de mena están compuestos predominantemente de H_2O con aproximadamente 10% molar de CO_2 y una salinidad relativamente baja.

El fluido habría evolucionado desde una etapa en la que presenta composición homogénea y evidencias de reequilibrio, vinculado a deformación dúctil-frágil, a una etapa posterior dentro del campo de dos fases, que provocó el entrampamiento de dos fluidos inmiscibles en el cuarzo vinculados a procesos de deformación frágil.

Por su parte las evidencias estructurales indican que la formación de las vetas auríferas en el distrito es relativamente tardía en la evolución tectónica del área, y está directamente vinculada a un período de deformación frágil que habría actuado como mecanismo desencadenante de la mineralización.

Todas estas características coinciden con las que, de manera marcadamente uniforme, presentan las mine-

alizaciones mesotermiales de oro en ambientes metamórficos, independientemente de su edad o ubicación.

De acuerdo a los resultados obtenidos, es posible concluir que las vetas de cuarzo aurífero pueden ser indudablemente asignadas a las mineralizaciones mesotermiales de oro, formadas después del pico de metamorfismo regional, que exhiben muchas fajas orogénicas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. 705 pp. La Plata.
- Blanchard, R., 1968. Interpretation of Leached Outcrops. Nevada Bureau of Mines Bulletin, 66, 196 pp. University of Nevada.
- Bonalumi, A.A. y Gigena, A.A., 1984. Observaciones metalogénicas de un distrito aurífero del Noroeste de la Provincia de Córdoba. Actas 19° Congreso Geológico Argentino, 7: 231-244. Buenos Aires.
- Bowers, T.S. y Helgeson, H.C., 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 47: 1247-1275.
- Brindley, G. W. y Brown, G. (Ed.), 1980. Crystal Structures of Clay Minerals and their identification. Mineralogical Society Monograph, 5, 495 pp.
- Brown, P.E., 1988. FLINCOR. Wisc-Ware. Package N° 81. University of Wisconsin.
- Brown P.E. y Lamb W.M., 1986. Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions; Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 847-852.
- Cathelineu, M. y Nieva, D., 1985. A Chlorite Solid Solution Geothermometer in the Los Azufres (México) Geothermal System. *Contributions to Mineralogy and Petrology*: 235-254.
- Chernosky, J.V., Berman, R.G. y Brynia, L.T., 1988. Stability, phase relations, and thermodynamic properties of chlorite and serpentine group minerals. En: Bailey, S.W. (Ed.), *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of Micas): Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, 19: 295-346.
- De Caritat, T.P., Hutcheon, I. y Walshe, J.L., 1993. Chlorite geothermometry: A review. *Clays and Clay Minerals*, 41: 219-239.
- Dong, G., Morrison, G y Jaireth, S., 1995. Quartz textures in Epithermal Veins, Queensland: Classification, Origin and Implication. *Economic Geology*, 90: 1841-1856.
- Dowling, K. y G. Morrison, 1988. Application of Quartz Textures to the Classification of Gold Deposits Using North Queensland Examples. *Economic Geology Monograph*, 6: 342-355.
- Duan, Z., Moller, N. y Weare, J.H., 1995. Equation of state for the NaCl-H₂O-CO₂ system: Prediction of phase equilibria and volumetric properties. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (14): 2869-2882.
- González, M.M., 1997. Las Inclusiones Fluidas en el Cuarzo Aurífero del Distrito de La Candelaria, Provincia de Córdoba: Análisis de su Significado Genético y su Aplicación en Prospección. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, 336 pp. (Inédita).
- Gordillo, C.E., 1973. Contribución a la Geología del basamento cristalino de las Sierras de Córdoba. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 1:141-152, Buenos Aires.
- Gordillo, C.E., 1979a. Observaciones sobre las rocas cordieríticas de las Sierras de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 68: 1-40.
- Gordillo, C.E., 1979b. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia de Ciencias*, 53 (1-2): 3-44. Córdoba.
- Gordillo, C.E.; 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 68: 1-40. Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Bonalumi, A.A., 1987. Termobatimetría de la faja migmatítica de "La Puerta", Dto. Cruz del Eje, Prov. de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 42(3-4): 261-266.
- Gordillo, C. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: *Geología Regional Argentina*, 1, pp. 1-39. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Hirth, G. y Tullis, J., 1992. Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *Journal of Structural Geology*, 14 (2): 145-159.
- Kerrick, D.M., 1989. Geodynamic setting of mesothermal gold deposits. En: Bursnell (ed.): *Mineralization and Shear zones*. Geological Association of Canada, Short Course Notes, 6: 89-128.
- Kraemer, P., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba (30°40' - 32°40'), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Kranidiotis, P. y MacLean, W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposits, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82: 1898-1911.
- Lucero Michaut H.N. y J. Olsacher; 1981. Descripción geológica de la Hoja 19h, Cruz del Eje. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 179. Buenos Aires.
- Martino, R.D., 1993. La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico, Sierra Grande de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (1): 21-32.
- Mavrogenes, J.A., Bodnar, R.J., Graney, J.R. McQueen, K.G. y Burlison, K., 1995. Comparison of decrepitation, microthermometric and compositional characteristics of fluid inclusions in barren and auriferous mesothermal quartz veins of the Cowra Creek Gold District, New South Wales, Australia. *Journal of Geochemical Exploration*, 54: 169-175.
- Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la Hoja 20H, Los Gigantes (Provincia de Córdoba). Carta Geológica-Económica de la República Argentina, escala 1:200.000. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 90.
- Passchier, C.W. y Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 p., Berlin, Heidelberg.
- Peters, W.C., 1987. *Exploration and Mining Geology*. 2nd. Ed. J. Wiley y Sons. 687p.
- Rapela, C.W., Saavedra, J., Toselli, A. y Pellitero, E., 1996. Eventos Magmáticos Fuertemente Peraluminosos en las Sierras Pampeanas. Actas 13° Congreso Geológico Argentino, 5: 337 - 353.
- Roedder, E., 1984. Fluid Inclusions. *Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- Sander, M.V. y Black, J., 1989. Crystallization and recrystallization of growth-zoned vein quartz crystals from epithermal systems - Implications for fluid inclusions studies. *Economic Geology*, 83: 1052-1060.
- Skirow, R.G. y Sims, J.P., 1996. Mineral Deposit Styles and Settings in the Southern Sierras Pampeanas, Argentina. Actas 13° Congreso Geológico Argentino, 3: 137.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to Fluid Inclusion Studies. Blackie Son Limited, 239 p. Bishopbrigs, Glasgow, New York.

- Shirozu H., 1958. Chlorite polytypism: III. Crystal structure of an orthohexagonal iron chloride. *American Mineralogist*, 50: 868-885.
- Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of Geological Society of London*, 133: 191-213.
- Titley, S.R., 1982. The style and progress of mineralization and alteration in porphy copper systems. *American Southwest*. En: Titley, S. R., *The Advances in Geology of the porphy copper deposits, SW of North America*. Tucson. Arizona
- Tourey, J.C., 1968. Recherches géochimiques sur les inclusions à CO₂ liquide. *Société Française de Mineralogie et Cristallografie, Bulletin*, 91: 367-382.
- Vityk, M. y Bodnar, R., 1995. Textural evolution of synthetic fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121: 324-335.
- White J.C. y White, S.H., 1983. Semi-brittle deformation within the Alpine fault zone, New Zealand. *Journal of Structural Geology*, 5 (6): 579-590.

Recibido: 12 de diciembre, 1998

Aceptado: 15 de marzo, 2000

Andesitas Alvar: volcanismo alcalino jurásico en el área de Paso del Sapo, provincia del Chubut

Eugenio ARAGÓN^{1,2}, Pablo D. GONZÁLEZ¹, Yolanda E. AGUILERA^{1,2}, Claudia CAVAROZZI^{1,2}
y Eduardo J. LLAMBIAS^{1,2}

¹Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 60 y 122 s/n,
1900 La Plata, Buenos Aires

²Centro de Investigaciones Geológicas, CONICET, 1 N° 644, 1900 La Plata, Buenos Aires

³Dirección de Aplicación de Imágenes Satelitarias (M.O.S.P.), 58 e/ 7 y 8, piso 2,

1900 La Plata, Buenos Aires

E-mail: earagon@cig.museo.unlp.edu.ar; gonzapab@cig.museo.unlp.edu.ar; eugenia@cig.museo.unlp.edu.ar;
llambias@cig.museo.unlp.edu.ar

ABSTRACT. *The Alvar Andesites: Jurassic alkaline volcanism of Paso del Sapo area, Chubut Province.* Mesosilicic volcanism in the Piedra Parada-Paso del Sapo area (Chubut Province) is represented by a serie of alkaline volcanic rocks. They are lava flows of andesites, trachyandesites, trachytes and andesitic autobreccias known as the Alvar Andesites. Petrographic study and electron microprobe analyses, indicate that the rocks contain plagioclase (An_{40} - An_{60}), calcium rich augitic pyroxene, pargasitic-edenitic amphibole and small amounts of olivine, opaque, apatite and allanite. Mineral compositions show reversal zonation in plagioclase-pyroxene-amphibole bearing assemblages. Porphyritic-trachytic-pilotaxitic volcanic rocks carry large amount of rounded mafic microgranular enclaves (cumulus olivine-intercumulus plagioclase). The crystallisation temperatures show a thermal reversal with stable cores at $670-720\pm 44$ °C and rims at $750-870\pm 44$ °C. The crystallisation pressures ($3.71-4.82\pm 22$ Kb) suggest a deep origin from the emplacement of a large collecting magma chamber (~15 km). A Middle Jurassic age for the extrusion of the volcanogenic sequence was established by a K-Ar (plagioclase) age of 161.4 ± 7.3 Ma. The lavas are intermediate in silica content whereas they are Na_2O and Al_2O_3 rich and K_2O poor. The TAS diagram and the La/Lu-Eu/Sm ratios reveal the alkaline nature of the rocks. They are enriched in some LIL elements (Ba, Sr), LREE and Zr, but depleted in HREE, Rb, Th, Ce and Y. The thermal and compositional reversal and the particular reaction and quenching textures, suggest a magma mixing-mingling origin for the volcanogenic sequence.

Key words: *Jurassic, alkaline volcanism, Chubut province, Argentina*

Palabras clave: *Jurásico, volcanismo alcalino, provincia de Chubut, Argentina*

Introducción

Las rocas volcánicas jurásicas de la Patagonia fueron ampliamente estudiadas y reconocidas regionalmente como un importante magmatismo que cubre un área de alrededor de un millón de km². Dentro de esta extensa superficie se reconocen sectores donde dominan las rocas ácidas y otros sitios donde son más abundantes las rocas intermedias. Los afloramientos de las secuencias de volcanitas ácidas dominan principalmente en el sector oriental de la comarca Norpatagónica y en el Macizo del Deseado, mientras que las unidades mesosilíceas a básicas alcanzan su mayor volumen de efusión en el sector central de la Patagonia, en las provincias del Chubut y Río Negro. En la comarca Norpatagónica las rocas ácidas reciben el nombre de Formación Marifil (Malvicini y Llambías 1972), mientras que en el Macizo del Deseado se las conoce con el nombre de Grupo Bahía Laura (Lesta y Ferello 1972). Las rocas mesosi-

líceas a básicas del sector central patagónico han recibido numerosos nombres locales, siendo el Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferello 1972) y la Formación Taquetrén (Nullo y Proserpio 1975) las unidades más conocidas. Las coladas de andesitas y traquitas de las Andesitas Alvar (Aragón y Mazzoni 1997), que son el motivo de la presente comunicación, forman parte de este último grupo de unidades. La zona de estudio (Fig. 1) se encuentra ubicada entre las localidades de Paso del Sapo y Piedra Parada, en el sector medio del río Chubut. Sus coordenadas geográficas límites aproximadas son $42^{\circ} 30' - 43^{\circ} 00' S$ y $69^{\circ} 30' - 70^{\circ} 00' O$. A la región se accede por la Ruta Provincial N° 2 que sigue el curso del río Chubut. Este camino tiene su empalme con la Ruta Nacional N° 25, aproximadamente a unos quince kilómetros al este de Paso de Indios.

Las volcanitas jurásicas de composición intermedia de la Patagonia central fueron mapeadas regionalmente a escalas 1:200.000 y 1:250.000 (Petersen 1946;

Volkheimer y Lage 1981; Turner 1983; Lizuain y Silva Nieto 1991, 1993). También han sido incluídas en numerosos trabajos donde se sintetizan las características petrológicas y geoquímicas del volcanismo (Uliana *et al.* 1985; Gust *et al.* 1985; Haller *et al.* 1990; Page y Page 1993; Pankhurst y Rapela 1995). En zonas vecinas, como las sierras de Taquetrén, Garraf y Lonco Trapial, se conoce la petrografía y las relaciones estratigráficas de estas volcanitas a partir de los estudios de Nullo y Proserpio (1975) y Lizuain y Silva Nieto (1991, 1993, 1996). Además en la sierra de Taquetrén, Page *et al.* (1994) dieron a conocer algunos caracteres geoquímicos de las rocas y propusieron un modelo para la génesis y la evolución de los magmas. El volcanismo mesosilícico que aflora en el sector de la zona de estudio, entre las localidades de Paso del Sapo y Piedra Parada, se conoce en forma parcial a través de la petrografía de algunos cuerpos de andesitas (Petersen 1946; Aragón y Mazzoni 1997), pero se desconocían las características geoquímicas y la edad de las rocas. Además, es poco clara la relación de campo que existe entre las unidades volcanogénicas con la roca de caja, debido a que en varios sectores los contactos están parcialmente cubiertos por depósitos modernos. Este hecho dificultó la adecuada identificación de la yacencia (coladas o filones capas) de algunos cuerpos. Debido al escaso conocimiento que existe sobre estas volcanitas mesosilícicas, el objetivo de la presente contribución está centrado en el estudio de las relaciones de campo, la petrografía y la geoquímica de las volcanitas mesosilícicas que afloran en el sector medio del río Chubut entre Paso del Sapo y Piedra Parada.

Metodología

El mapa geológico de la Fig. 1 fue preparado sobre la base de la utilización de fotografías aéreas a escala aproximada 1:50.000 e imágenes satelitales Landsat TM en diferentes bandas. Como complemento para su confección se tuvo en cuenta la cartografía geológica regional existente (Lizuain y Silva Nieto 1996; Aragón y Mazzoni 1997). El trabajo de fotointerpretación de las volcanitas se controló con tareas de campo. Las muestras de las diferentes unidades, que se utilizaron para el estudio petrográfico, geoquímico y geocronológico, se tomaron entre la Estancia San Ramón y la localidad de Paso del Sapo, sobre la margen sur del río Chubut (Fig. 1).

Los análisis químicos de roca total fueron realizados en ACTLABS (Activation Laboratories Ltd.-Ontario, Canadá) por el método ICP (*Inductively Coupled Plasma techniques*) para los elementos mayoritarios además de Ba, Sr, Y y Zr, mientras que los elementos traza y los elementos del grupo de las tierras raras fueron analizados por el método INAA (*Instrumental Neutron Activation Analysis*). Los análisis químicos de plagioclasa, anfíbol y piroxeno de las volcanitas fueron realizados por Giorgio Rivalenti (Università degli Studi di Modena, Dipartimento de Scienze della Terra-Italia) con una microsonda electrónica con monocromadores y con un voltaje de aceleración de electrones de 15 kv.

El fechado radimétrico por el método K-Ar sobre plagioclasa fue efectuado en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, Brasil.

El fechado radimétrico por el método K-Ar sobre plagioclasa fue efectuado en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, Brasil.

Marco geológico regional

Las rocas más antiguas de la región son las del basamento cristalino, que se encuentran expuestas en el extremo sudeste de la sierra de Taquetrén (Fig. 1), hacia el este y sudeste de los afloramientos de las Andesitas Alvar. Están constituidas por metamorfitas y granitoides que tienen numerosos nombres formacionales locales y cuyas edades estarían comprendidas entre el Proterozoico tardío y el Paleozoico tardío (Lizuain y Silva Nieto 1996). Por encima de estas rocas se dispone en discordancia el conjunto de sedimentitas epiclásticas y carbonáticas liásicas de la Formación Las Leoneras (Nakayama 1973).

Las volcanitas mesosilícicas y piroclásticas del Jurásico medio-superior del Grupo Lonco Trapial (Lesta y Ferrello 1972) afloran en las sierras de Taquetrén y Garraf, donde cubren en discordancia a las rocas del basamento y a las sedimentitas liásicas. Las Andesitas Alvar (Jurásico medio), están en contacto tectónico con las rocas del Grupo Lonco Trapial mediante un corrimiento de rumbo NO-SE y de vergencia al SO (Fig. 1). Las sedimentitas fluvio-lagunares de la Formación Cañadón Asfalto (Stipanovic *et al.* 1968) del Jurásico medio a superior cubren al Grupo Lonco Trapial. Al este de Paso del Sapo, algunos afloramientos muy reducidos de sedimentitas y piroclásticas, que probablemente puedan correlacionarse con esta unidad, estarían interdigitadas con las Andesitas Alvar, hecho que sugiere la sincronización entre el volcanismo y la sedimentación.

La secuencia volcánico-sedimentaria jurásica está cubierta en discordancia por sedimentitas fluviales del Grupo Chubut (Lesta 1968) de edad cretácica temprana y por sedimentitas marinas de la Formación Paso del Sapo (Lesta y Ferrello 1972) del Campaniano. Las areniscas de la Formación Paso del Sapo también cubren en discordancia a las rocas de las Andesitas Alvar y del Grupo Lonco Trapial y están cubiertas en concordancia por las sedimentitas pelíticas de la Formación Lefipán (Lesta y Ferrello 1972) del Maastrichtiano-Daniano.

Las rocas del Complejo Volcánico-piroclástico del Río Chubut Medio (Aragón y Mazzoni 1997) de edad paleógena, cubren en discordancia a todo el conjunto de sedimentitas y volcanitas mesozoicas. Este complejo volcánico, que se habría desarrollado durante las suce-

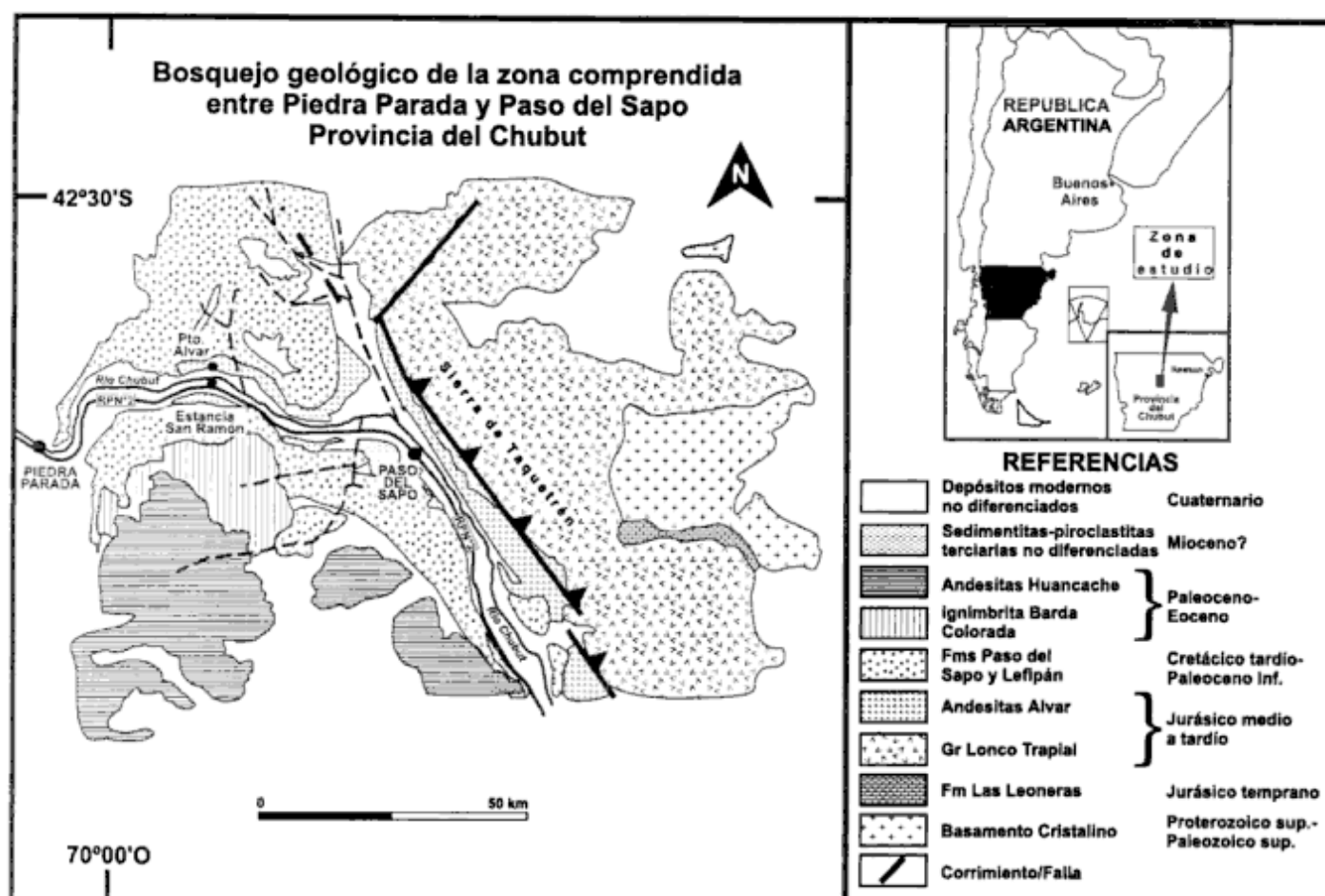


Figura 1: Bosquejo geológico de la zona comprendida entre Piedra Parada y Paso del Sapo, Provincia del Chubut.

sivas etapas de la evolución de una caldera, está constituido por unidades subvolcánicas, volcánicas y piroclásticas cuya composición varía desde andesitas hasta riolitas. Fuera de los límites de la estructura anular de la probable caldera, y no vinculados a ella, se depositaron sedimentitas continentales y piroclásticas de dudosa edad miocena, que según Lizuaín y Silva Nieto (1996) corresponderían a la Formación Collón Curá y/o a unidades equivalentes. En el área estudiada el volcanismo básico del Plioceno-Pleistoceno, que caracteriza a amplios sectores de la Patagonia central, se encuentra representado por los basaltos olivínicos de la Formación Epulef (Turner 1983) y en parte por las coladas básicas que Petersen (1946) y Volkheimer y Lage (1981) asignaron a la Formación El Mirador.

Geología de las Andesitas Alvar

Relaciones y características de campo

Aragón y Mazzoni (1997) propusieron la denominación de Andesitas Alvar para cubrir la totalidad de los afloramientos de rocas andesíticas que están expuestas

entre Piedra Parada y Paso del Sapo. La localidad tipo de la unidad se encuentra en los alrededores del Puesto Alvar, que está ubicado sobre la margen norte del río Chubut, frente a la Estancia San Ramón (Fig. 1). La petrografía de estas rocas es similar a la de los cuerpos de andesitas que están expuestos en el camino a Pato Negro y que fueron asignados al Paleoceno por Mazzoni *et al.* (1991). En dicha localidad la yacencia de los cuerpos indica que son filones capa, con la base y el techo bien expuestos y la roca de caja se corresponde con la Formación Lonco Trapial. Las observaciones de campo realizadas en el curso del presente trabajo, difieren de las conclusiones arribadas por Aragón y Mazzoni (1997). La yacencia de las andesitas y brechas andesíticas que afloran entre Puesto Alvar y Paso del Sapo, indica que son coladas que están cubiertas en discordancia por las areniscas de la Formación Paso del Sapo. Las coladas están cortadas por diques basálticos que no atraviesan a la Formación Paso del Sapo. Este hecho permite separar a este grupo de rocas en dos unidades diferentes: la más antigua que está representada por coladas de edad jurásica media (Andesitas Alvar) y la otra integrada por los filones capa paleocenos, que afloran únicamente en la zona de Pato Negro. Estas rocas probablemente estén vinculadas con la calde-

ra del Complejo Volcánico-piroclástico del Río Chubut Medio.

Un extenso cuerpo de andesitas se encuentra entre Paso del Sapo y la Estancia San Ramón. Su base no está expuesta ya que la cubren depósitos fluviales del río Chubut. El techo está fuertemente erodado y forma una superficie subhorizontal de extensión regional que presenta suaves ondulaciones. Esta característica permite interpretar a dicha superficie como una peneplanicie que fue labrada con anterioridad a la depositación en discordancia de las sedimentitas arenosas de la Formación Paso del Sapo. Sobre las porfiritas se ha desarrollado un regolito con textura clasto sostén y de aproximadamente 1 m de espesor. Este regolito tiene clastos angulosos de las volcanitas y una escasa mátrix epiclástica de areniscas. Localmente se han observado pequeños valles fluviales que cortan la superficie del paleorelieve y que están rellenos con sabulitas de forma lenticular. Estos depósitos, que tienen una abundante mátrix areno-wáckica, soportan clastos angulosos de las volcanitas jurásicas de aproximadamente 5 cm de diámetro. También poseen clastos redondeados de granitoides y cuarzo de alrededor de 2 cm de diámetro, los que probablemente correspondan a unidades del basamento. Internamente los bancos lenticulares de sabulitas tienen estratificación entrecruzada en artesa y son portadores de abundantes restos de tallos, hojas carbonizadas y troncos silicificados.

El cuerpo, que está constituido por andesitas y brechas andesíticas, presenta en su interior varias superficies discontinuas e irregulares que están dispuestas en forma subhorizontal. Se trata de bandas difusas y delgadas de alrededor de 5 cm de espesor, que están constituidas por una roca afanítica y afírica, aunque de la misma composición andesítica. Estas características permiten interpretar a estas estructuras como bordes enfriados ubicados en la base de las coladas. La superposición de coladas de andesitas y flujos de brechas es una característica constante de toda la unidad. Las andesitas son verde oscuras, negras o morado-verdosas y fuertemente porfíricas. Las brechas tienen el mismo color y están formadas por litoclastos mal seleccionados de volcanitas andesíticas, granitoides y sedimentitas. Los litoclastos de volcanitas son angulosos de hasta 20 cm de diámetro, mientras que los litoclastos de granitoides, menos abundantes y redondeados, alcanzan los 8 cm de diámetro. Los litoclastos de areniscas son también escasos, están redondeados y tienen hasta 10 cm de diámetro. La mátrix de las brechas es de una pasta volcánica fina de composición similar a la de las volcanitas.

Las porfiritas se encuentran atravesadas por dos sistemas de diques, uno de dirección NO-SE que está cortado por otro de dirección ENE-OSO. Los diques son de composición basáltica y no penetran a las areniscas de la Formación Paso del Sapo, hecho que sugiere una relación genética directa con las Andesitas Alvar.

Otro cuerpo importante se encuentra ubicado en los

alrededores de la Estancia San Ramón. Su base no se encuentra expuesta y el techo está muy cubierto por derrubios modernos de ladera que dificultan su correcta observación. Se desconoce su extensión lateral, pero podría corresponder a la continuación de los niveles lávicos anteriormente mencionados. Los afloramientos están constituidos por andesitas y brechas verdes a negro verdosas que en algunos sectores se encuentran con una moderada a fuerte propilitización. Las brechas, de textura mátrix soporte, sólo tienen litoclastos mal seleccionados y angulosos de andesitas de hasta 10 cm de diámetro.

Petrografía

Las rocas son moradas, verdes o negras y en general tienen una alteración propilitica que se presenta con diferentes grados de intensidad. Se estudiaron siete muestras con escasa alteración que se consideraron representativas de los cuerpos extrusivos.

Para su clasificación se tuvo en cuenta el diagrama TAS (Fig. 2), en donde las rocas se ubican entre los campos de las andesitas, traquitas, traquiandesitas y dacitas. Están constituidas por plagioclasa, piroxeno, anfíbol y accesorios. Además de éstos minerales, la roca menos evolucionada (traquiandesita) presenta fenocristales de olivina. Los principales caracteres petrográficos de las rocas estudiadas se detallan en la Tabla 1. Las texturas de las muestras analizadas son porfíricas a glomeroporfíricas con pastas seriadas. Todos los fenocristales tienen un tamaño que varía entre 0,5 mm y 10 mm de largo. Las rocas que presentan los cristales de la pasta orientados, observan pasajes transicionales y graduales a una textura microlítica fluidal y traquítica. Las pastas de cristales no orientados tienen una afinidad pilotáxica, que pasa en transición a una textura intersertal por la aparición de escaso vidrio intersticial.

La plagioclasa se encuentra como fenocristales y en la pasta. Los fenocristales se presentan como individuos euhedrales o como cristales rotos y angulosos que están maclados con ley de Albita o Albita-Carlsbad. Los cristales exhiben zonación marcada a fuerte de tipo inversa y oscilatoria. También está presente una zonación de tipo *patchy* que se combina, en la mayoría de los casos, con la zonación oscilatoria. La zonación *patchy* se localiza en todo el grano, excepto en los bordes, con desdibujamiento e interrupción del maclado. Dentro de la zona afectada, en la que puede encontrarse plagioclasa celular, la composición de los individuos es más sódica o más cálcica que la circundante. Otros cristales de plagioclasa, que no tienen zonación ni están maclados, se presentan parcial a totalmente atravesados por fracturas (~ 0,015 mm de ancho) y delgados canalículos irregulares (< 0,025 mm de ancho). Estos reemplazos están rellenos con una plagioclasa que en algunos cristales es de composición más sódica que

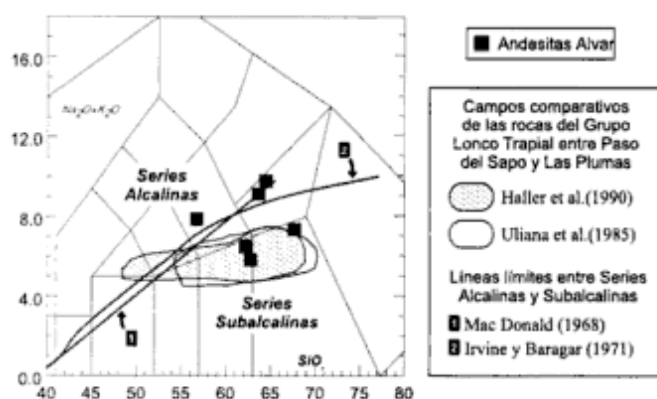


Figura 2: Diagrama TAS (Le Maitre 1984) de clasificación de rocas volcánicas. Para fines comparativos se han graficado los campos composicionales de las rocas del Grupo Lonco Trapial y las líneas límites entre los campos de las Series Alcalinas y Subalcalinas (Mac Donald 1968; Irvine y Baragar 1971).

el individuo que los contiene, pero en otros casos es de composición más cálcica. Los cristales de plagioclasas celulares también aparecen rodeados por un reborde de plagioclasa no celular, dentro del cual no se interrumpe el maclado. En las andesitas y en la traquiandesita, las plagioclasas celulares con zonación *patchy* tienen un reborde o manto límpido (< 0,012 mm de ancho) de una plagioclasa no celular de composición más cálcica. En la plagioclasa de la andesita SR-6 el manto es de composición más sódica pero que, como se verá más adelante en la mineraloquímica, en realidad exhibe mayor contenido de potasio. El crecimiento de un borde de feldespatos alcalinos sobre un núcleo de plagioclasa corresponde a una textura antirapakivi (Hibbard 1981).

Los fenocristales de plagioclasa de mayor tamaño presentan, en ocasiones, un crecimiento epitaxial de pequeñas plagioclasas subhedrales. Estos individuos se disponen en una banda que puede rodear parcial o totalmente al fenocristal.

Las plagioclasas de la pasta, que tienen una fuerte seriación de tamaños, son subhedrales y están macladas con ley de Albita. Los cristales exhiben una leve zonación oscilatoria que está más marcada cuanto más grande es el cristal. Además los individuos no presentan zonación *patchy* ni texturas manteadas y se encuentran con una moderada orientación por una fina laminación por flujo.

Los clinopiroxenos se presentan como cristales de una o de dos generaciones. Los de cristalización temprana, que aparecen como fenocristales euhedrales, tienen un reemplazo parcial o total de serpentinas. Los individuos tardíos, que también se presentan como fenocristales euhedrales o como individuos subredondeados de hábito granular, son de menor tamaño que los anteriores, no están alterados y son incoloros o verde claros. Algunos de estos cristales se disponen, como una corona de reacción, alrededor de fenocristales de anfíbol. Los individuos presentan una leve zonalidad y aquellas rocas que sólo tienen una generación, los cristales se encuentran frescos y sólo los bordes están alterados.

Los anfíboles son fuertemente pleocroicos con colores anómalos de interferencia. De la misma manera que los clinopiroxenos, los cristales son zonales y se presentan en una o dos generaciones. Los fenocristales forman glomérulos junto a la plagioclasa de alrededor de 0,25 mm de diámetro. Estos, que en general están formados por porcentajes similares de ambos cristales, pueden exhibir también a un único fenocristal de anfí-

Tabla 1: Composición modal y texturas de las rocas de las Andesitas Alvar.

Muestra N°	SR 1		SR 2		SR 3		SR 4		SR 5		SR 6		SR 7	
	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta	Feno	Pasta
PLAGIOCLASA	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
CUARZO									X			X (i)		
OLIVINA							X							
CLINOPIROXENO	X	X	X (2 g)	X	X (2 g)	X	X	X	X	X	X		X (gl)	X (?)
ANFIBOL	X (2 g)	X	X (2 g)	X	X	X	X	X	X	X	X		X	
ALLANITA		X												X
APATITA				X				X				X		
CIRCON				X										
OPACOS		X		X				X				X		
LITICOS VOLC.				X										
ALTERACION	se-cl-ca		se-sp		se-sp		sp-cl-ca		ca		ca-ba		ba	
TEXTURA	po-sd-mi		br-po		po-tr-sd		po-mif		po-se-pi		po-sd		gl-sd-pi	
CLASIFICACION	traquita		andesita		andesita		traquiandesita		traquita		andesita		daci	

Alteración: se: sericita; cl: clorita; ca: calcita; sp: serpentina; ba: bastita.

Mineralogía de microenclaves: ol: olivina; px: piroxeno; op: opaco; pg: plagioclasa.

Textura: po: porfírica; sd: seriada; mi: microlítica; br: brechosa; tr: traquítica; pi: pilotáxica; mif: microlítica fluidal; gl: glomeroporfírica.

(i): inclusión; (gl): glomérulo; (2g): dos generaciones.

Tabla 2: Composición química de plagioclasas, anfíboles y piroxenos de rocas de las Andesitas Alvar.

	PLAGIOCLASA				ANFIBOL				PIROXENO			
	Feno 1		Feno 2		SR-6		SR-6		SR-4		SR-4	
	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo	Borde	Núcleo
SiO ₂	56.361	58.517	54.684	56.754	44.563	43.458	44.931	44.931	53.237	54.532	52.188	52.188
Al ₂ O ₃	30.539	28.892	31.032	29.398	11.157	11.29	10.508	10.508	1.45	2.762	2.126	2.126
TiO ₂	0.018	0.013	0	0.002	2.347	2.339	2.078	2.078	0.319	0.62	0.479	0.479
Cr ₂ O ₃	0	0.044	0	0.037	0.047	0.02	0.017	0.017	0.008	0	0	0
MgO	0.004	0.038	0.026	0.014	13.78	13.645	13.839	13.839	15.991	15.182	15.27	15.27
NiO	0	0.019	0.046	0.009	0	0	0	0	0.021	0	0.025	0.025
FeO	0.25	0.253	0.367	0.32	13.78	13.805	13.886	13.886	8.682	8.834	7.84	7.84
MnO	0	0.02	0	0.028	0.279	0.243	0.258	0.258	0.347	0.354	0.288	0.288
CaO	9.649	8.278	10.412	8.359	11.076	10.684	10.665	10.665	18.407	19.64	19.952	19.952
Na ₂ O	5.925	6.893	5.429	6.539	2.011	2.126	2.04	2.04	0.326	0.376	0.355	0.355
K ₂ O	0.253	0.406	0.311	0.295	0.529	0.55	0.561	0.561	0	0.001	0	0
total	102.999	103.373	102.307	101.755	99.569	98.161	98.782	98.782	98.787	102.301	98.524	98.524
Si	2.461	2.541	2.414	2.505	6.342	6.273	6.431	6.431	1.984	1.964	1.955	1.955
Al ^{IV}	1.539	1.459	1.586	1.495	1.871	1.921	1.773	1.773	0.026	0.036	0.045	0.045
Al ^{VI}	0.033	0.02	0.028	0.034	0	0	0	0	0.038	0.081	0.049	0.049
Ti	0.0006	0.0004	0.000003	0.00007	0.251	0.254	0.224	0.224	0.09	0.017	0.013	0.013
Cr	0.000003	0.002	0.000003	0.001	0.005	0.002	0.002	0.002	0.0002	0.000003	0.000003	0.000003
Mg	0.0003	0.002	0.002	0.0009	2.924	2.936	2.953	2.953	0.889	0.815	0.853	0.853
Ni	0.000004	0.0007	0.002	0.003	1,145x10 ⁻⁵	1,161x10 ⁻⁵	1,151x10 ⁻⁵	1,151x10 ⁻⁵	0.0006	0.000003	0.0008	0.0008
Fe (°)	0.009	0.009	0.014	0.012	1.64	1.667	1.662	1.662	0.271	0.266	0.246	0.246
Mn	0.000004	0.0007	0.000004	0.001	0.034	0.03	0.031	0.031	0.011	0.011	0.009	0.009
Ca	0.451	0.385	0.492	0.395	1.689	1.652	1.636	1.636	0.735	0.758	0.801	0.801
Na	0.502	0.58	0.465	0.559	0.555	0.595	0.566	0.566	0.024	0.026	0.026	0.026
K	0.014	0.022	0.018	0.017	0.096	0.101	0.102	0.102	0.00005	0.00005	0.00005	0.00005
Ab	51.9	58.8	47.7	57.6	63.59	63.37	63.56	63.56	Mg	46.9	44.3	44.9
An	46.6	39	50.5	40.7	(Fe+Mg+Mn)				Fe	14.3	14.5	13
Or	1.5	2.2	1.8	1.7					Ca	38.8	41.2	42.1

bol que está rodeado por un racimo de pequeñas plagioclasas subhedrales. El resto de los glomérulos están rodeados por una banda de plagioclasa de la pasta de aproximadamente 0,5 mm de ancho. Esta banda, que es de textura pilotáxica, tiene un grano más fino que la pasta que no está en contacto con los glomérulos. Este arreglo para Hibbard (1981, 1995) es una clásica textura de sobreenfriamiento.

Las rocas que tienen dos generaciones de anfíboles (Tabla 1), los individuos de cristalización temprana son fenocristales enteros y euhedrales o individuos rotos. Tienen una fuerte reabsorción de los bordes con exsolución de granos de minerales opacos, mientras que en el resto del cristal aparece una moderada alteración a bastita o clorita-calcita. Son poiquilíticos con inclusiones de pequeñas plagioclasas euhedrales, apatita y olivina. Los individuos de cristalización tardía también son fenocristales euhedrales pero, a diferencia de los anteriores, son más pequeños y están frescos o sólo presentan una leve alteración a bastita. Las rocas que sólo presentan una sola generación de anfíboles, los individuos se presentan como fenocristales euhedrales y poiquilíticos, con inclusiones de plagioclasa, apatita y minerales opacos. En estos cristales sólo sus núcleos se conservan frescos, mientras que el sector de los bordes está alterado a una fina exsolución de granos de opacos y bastita. En ocasiones, los fenocristales que no son euhedrales, exhiben un marcado crecimiento esquelético con una fuerte reabsorción de sus bordes.

Los minerales accesorios más comunes de las muestras son abundante allanita, apatita y minerales opacos, además de escaso circón. El cuarzo se presenta como fenocristal sólo en una de las traquitas estudiadas (Tabla 1). Este mineral, que está en muy escasa cantidad, se presenta como individuos límpidos (sin inclusiones), de hábito redondeado y con fractura concoidea. En una de las andesitas (Tabla 1) aparece como pequeñas inclusiones dentro de los cristales de anfíbol.

La olivina, que sólo aparece en la traquiandesita (Tabla 1), se exhibe como fenocristales rómbicos euhedrales que están totalmente reemplazados por serpentinas.

Una característica común de las rocas son los enclaves microgranulares máficos. Estas inclusiones son subredondeadas y tienen hasta 5 mm de diámetro. Están constituidos por cristales de olivina serpentizada y escasa plagioclasa intersticial. Esta disposición de los cristales sugiere un origen cumular para la textura de los enclaves. Las olivinas desarrollaron simplectitas de desmezcla de un mineral opaco con hábitos vermiforme y bulboso. Estas microtexturas de exsolución, que se ubican en el contacto entre dos individuos con diferente orientación cristalográfica, tienen menos de 0,01 mm de espesor pero tienen un buen desarrollo en longitud, alcanzando en algunos casos los 0,5 mm de largo. Para Passchier y Trouw (1996) el descenso de la temperatura de un cuerpo de roca es el principal factor que controla la formación de esta microtextura.

Los microenclaves están rodeados por una corona de

reacción que está constituida por granos de opacos subhedrales y clinopiroxenos. Los minerales de esta corona, que no pertenecen a la paragénesis original del microenclave, son el producto de la reacción entre las olivinas y el magma mesosilíceo al cual fueron incorporados.

Otra característica común para las rocas es que presentan pequeñas cavidades de forma irregular que están rellenas con cuarzo, cloritas y un mineral incoloro, de hábito fibroso, de baja birrefringencia que puede corresponderse con una ceolita.

Mineraloquímica

Las características químicas de los núcleos y bordes de cristales de plagioclasa, anfíbol y clinopiroxeno de las Andesitas Alvar se presentan en la Tabla 2. Todos los minerales presentan variaciones composicionales entre el núcleo y los bordes de los cristales, lo que se revela en una marcada zonalidad de carácter inverso. Las plagioclasas son de composición andesínica y su zonación inversa, ya detectada en la petrografía, se manifiesta en núcleos con mayor contenido de albita (47,7-58,8 %) y bordes ricos en anortita (39-50,5 %). Los fenocristales de feldespato de la tranquiandesita (Fig. 2) corresponden a una anortoclasa donde la zonación se exhibe en núcleos ricos en albita (87-95,9 %) y bordes con mayor contenido de ortosa (22 %).

En los cristales de clinopiroxenos la zonación inversa se manifiesta por la presencia de bordes más magnesianos que los núcleos. Tienen un contenido importante de CaO que varía entre 18,40 y 20,75 % y están empobrecidos en Na₂O (0,28-0,37 %), TiO₂ (0,31-0,62 %) y MnO (0,28-0,35 %). Los valores de CaO son mayores que los tenores individuales de MgO y de FeO, que varían entre 15,18-16,00 % y 7,68-8,83 % respectivamente. El número de cationes que pueden ocupar los sitios M en los piroxenos, como por ejemplo el Ca, Mg, Fe²⁺ y Na, se utilizan para clasificar a las diferentes especies de este grupo de cadenas simples de tetraedros SiO₄⁴⁻ (Morimoto 1988). En los clinopiroxenos de las Andesitas Alvar, la sumatoria de los cationes Ca+Mg+Fe²⁺ (parámetro Q) es mayor que el doble del número de cationes de Na (parámetro J=2xNa), hecho que permite ubicar a éstos dentro del campo de los QUAD según la clasificación de Morimoto (1988). Los piroxenos QUAD (o piroxenos del "Cuadrilátero") corresponden a una solución sólida entre cuatro composiciones extremas ("end members") que son: Enstatita-Ferrosilita-Diópsido-Hedembergita. Dentro de este grupo los clinopiroxenos de las Andesitas Alvar se ubican en el campo de las augitas ricas en calcio, cuyas composiciones están cercanas al campo del diópsido.

Los anfíboles también son marcadamente cálcicos (CaO=10,10-11,10%) con altos contenidos de MgO y de FeO que varían entre 13,60-14,60 % y 12,00-13,90 % respectivamente. El tenor de Na₂O, que varía entre 2,00-2,85 %, es más elevado que los contenidos norma-

les de este óxido para los anfíboles cálcicos (Leake *et al.* 1997). De la misma manera que ocurre en los piroxenos, el contenido de magnesio es mayor en los bordes que en los núcleos de los anfíboles, marcando de esta manera el carácter zonal inverso de los cristales. El CaO, cuyo contenido se va enriqueciendo desde el núcleo hacia los bordes de los cristales, tiene un comportamiento similar al del MgO. El número de cationes de Ca_B que se ubican en los sitios B varían entre 1.500 y 1.689 y la sumatoria de cationes de $(Na+K)_A$ presentes en los sitios A está entre 0,601 y 0,874. El Ti varía entre 0,158 y 0,358; la relación $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ se encuentra entre 0,637 y 0,682 y el número de cationes de Si es variable entre 6,249 y 6,580. El $Ca_B > 1,50$, la sumatoria de $(Na+K)_A > 0,50$, el tenor de Ti $< 0,50$, la relación $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ entre 0,50-1 y el Si $> 5,50$, indican que se trata de anfíboles cálcicos que se ubican dentro del campo de las pargasitas-edenitas, según la clasificación de Leake *et al.* (1997).

Termobarometría

El contenido de Al^{Total} de los anfíboles de las Andesi-

tas Alvar fue empleado como geobarómetro, mientras que el geotermómetro que se utilizó fue el par anfíbol-plagioclasa, que está basado en el intercambio de sodio, calcio y aluminio mediante la reacción: edenita+cuarzo=tremolita+albita. Para obtener detalladas discusiones sobre las calibraciones y las condiciones de uso del geotermómetro y geobarómetro, se remite al lector a los trabajos de Hammarstrom y Zen (1986), Hollister *et al.* (1987) y Rutter *et al.* (1989).

Para realizar los cálculos se utilizaron individualmente las composiciones de los bordes y de los núcleos de los cristales de anfíbol y plagioclasa. Los cálculos de la presión de cristalización del magma se realizaron mediante la ecuación de Johnson y Rutherford (1989), mientras que los cálculos de las temperaturas de cristalización se determinaron mediante la ecuación de Holland y Blundy (1994).

Las presiones de cristalización obtenidas, que varían entre $3,71 \pm 0,22$ y $4,82 \pm 0,22$ kb, no exhiben variaciones significativas entre los núcleos y los bordes de los cristales. El valor promedio de la misma se ubica en alrededor de $4,25 \pm 0,22$ kb. No ocurre la misma situación con las temperaturas de cristalización, que presentan cambios importantes entre los núcleos y los bor-

Tabla 3: Composición química de las rocas de las Andesitas Alvar sobre la base de análisis de roca total.

	SR-1	SR-3	SR-4	SR-5	SR-6	SR-7	Andesitas -Gill 1989			Baker <i>et al.</i> 1977	
							K bajo	K medio	K alto	andesita	traquita
SiO ₂	62.74	60.97	55.49	62.58	61.64	65.69	58.9	59.9	59	58.48	63.65
TiO ₂	0.56	0.70	0.79	0.46	0.48	0.62	0.57	0.69	0.72	1.57	0.94
Al ₂ O ₃	17.11	16.45	18.14	15.87	17.35	15.1	15.6	17.1	16.5	16.16	14.12
Fe ₂ O ₃	5.51	5.41	6.87	4.34	3.68	4.53	8.79	6.6	5.44	6.9	8.71
MnO	0.05	0.06	0.12	0.07	0.2	0.04	0.14	0.14	-	0.21	0.27
MgO	1.24	2.49	3.74	0.57	1.31	1.24	4	3.3	3.7	2.14	0.04
CaO	1.87	4	4.67	4.21	6.26	2.11	8	7.2	4.8	4.61	1.31
Na ₂ O	7.04	4.98	5.89	7.68	4.7	7.92	2	3.9	4	5.53	6.34
K ₂ O	2.07	2.05	1.86	1.58	1.79	0.52	0.71	1.3	2.4	4.04	5.22
P ₂ O ₅	0.21	0.22	0.25	0.2	0.21	0.22	0.1	0.2	0.26	0.39	0.07
LOI	2.22	3.18	2.54	3.1	2.88	1	0.72	0.72	2.9	-	-
total	100.62	100.51	100.36	100.66	100.5	98.99	99.53	101.05	99.72	100.03	100.67
Rb	36	50	61	27	47	10	11	20	120	67	115
Ba	1194	1243	821	753	759	190	185	522	310	1040	160
Sr	888	1003	499	347	553	334	384	490	190	337	10
Zr	97	87	97	97	103	98	34	114	-	259	764
Y	11	13	15	11	11	1	12	18	-	44	93
Th	2.2	2.1	2.6	2.2	2.3	2.6	-	1.8	5.8	10.4	19.4
U	0.7	0.3	0.7	0.6	0.8	0.5	-	0.75	1.9	-	-
La	15.9	17.1	18.3	16.8	16.7	22.9	3	11	19	76.7	152
Ce	34	38	42	37	36	49	10	27	38	128	185
Nd	14	15	17	15	16	20	-	-	-	57	91
Sm	2.84	3.37	3.81	2.8	2.78	3.68	-	-	-	10.83	17.9
Eu	0.91	1.05	1.07	0.88	0.9	1.05	-	-	-	3.39	3.17
Tb	0.4	0.6	0.6	0.4	0.4	0.4	-	-	-	1.32	2.4
Yb	1.18	1.43	1.66	1.23	1.18	1.1	-	-	-	3.6	8.9
Lu	0.17	0.21	0.25	0.18	0.17	0.16	-	-	-	0.58	1.64

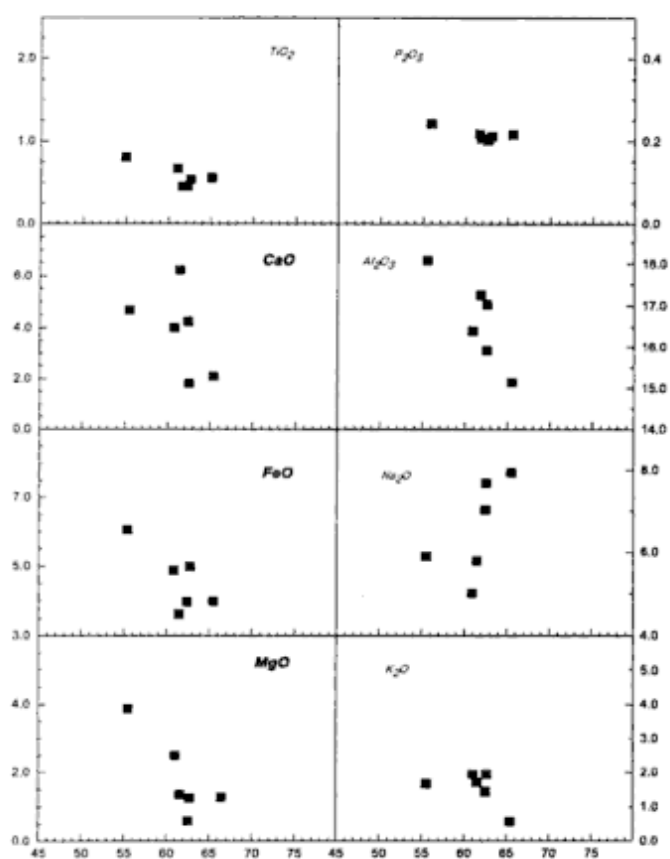


Figura 3: Diagramas tipo Harker de distribución de los elementos mayoritarios de las rocas de las Andesitas Alvar.

des de los cristales. Las temperaturas de cristalización de los núcleos, que varían entre 670 ± 44 y 720 ± 44 °C, son menores que las temperaturas de los bordes, cuyos valores se encuentran entre 750 ± 44 y 870 ± 44 °C. La inversión térmica hallada es consistente con las zonaciones composicionales inversas encontradas en los fenocristales de plagioclasa, piroxeno y anfíbol.

Geoquímica

Elementos mayoritarios

Del total de muestras estudiadas se seleccionaron sólo seis para realizar análisis químicos. La muestra SR-2 fue descartada debido a que presenta una moderada a fuerte alteración sericitica en las plagioclasas. Los diagramas tipo Harker (Fig. 3) para elementos mayoritarios evidencian una disminución de los valores de TiO₂, P₂O₅, Al₂O₃, FeO, MgO y K₂O con el aumento de la SiO₂. El Na₂O es el único óxido que se incrementa con el aumento de la SiO₂ y el CaO es el que mayor dispersión tiene. En el diagrama TAS (Fig. 2) las muestras se ubican en el campo de las rocas mesosilíceas, con valores de SiO₂ (Tabla 3) que varían entre 55,5 y 65,7%. Los tenores de K₂O, que varían entre 0,52 y 2,07%, son me-

nores que los tenores de Na₂O, que se encuentran entre 4,7 y 7,92 %. De acuerdo a esta relación en el contenido de álcalis, estas rocas presentan un marcado carácter sódico (Fig. 4). Para fines comparativos se han incorporado sobre el diagrama TAS (Fig. 2) los límites entre los campos de las Series Alcalinas y Subalcalinas de Mac Donald (1968) e Irvine y Baragar (1971). Algunas rocas de las Andesitas Alvar se ubican en el campo de las Series Alcalinas, mientras que el mayor volumen de rocas del Grupo Lonco Trapial, se ubican dentro del campo de las Series Subalcalinas.

En la Tabla 3 se detallan los valores de tres análisis químicos promedios de andesitas orogénicas calcoalcalinas (Gill 1981), con el fin de comparar las diferencias químicas que existen entre una serie subalcalina típica y las rocas que corresponden a la serie alcalina de las Andesitas Alvar. Los contenidos totales de los álcalis de las Andesitas Alvar son más elevados que los valores de las andesitas de arco. Si se comparan los tenores individuales de los álcalis, el Na₂O es marcadamente más elevado que éstas y el K₂O se encuentra dentro del promedio general. Por el contrario, las andesitas de arco presentan mayores contenidos de Fe₂O₃, MgO y CaO que las Andesitas Alvar.

Las Andesitas Alvar tienen elevados tenores de Al₂O₃, que varían entre 15,10 y 18,14 % y cuya saturación comparada respecto de los álcalis indica que son rocas metaaluminosas (Fig. 5). Si se comparan estos tenores con los de las rocas mesosilíceas calcoalcalinas de arco (Gill 1981) y alcalinas de rift (Baker *et al.* 1977) de la Tabla 3, se puede apreciar que las Andesitas Alvar se encuentran dentro del promedio general y que algunos de los valores son más elevados que en éstas.

Elementos traza y Tierras Raras

Los elementos traza presentan comportamientos diferentes con el incremento de la SiO₂. Los valores del Zr, Y, Th y U no presentan grandes variaciones, mientras que los tenores de Rb (elemento que acompaña el comportamiento del K) y de Ce disminuyen hacia las composiciones más ácidas. Los valores de Ba y Sr son los que tienen una mayor dispersión, aunque el comportamiento de ambos es similar a medida que se incrementa el contenido de SiO₂. Para fines comparativos, en la Tabla 3 también se han detallado dos rocas de una suite basáltico-traquítica alcalina del Rift Gregory, Kenya (Baker *et al.* 1977) que están dentro del rango silíceo de las Andesitas Alvar. Comparadas con estas rocas, las andesitas y traquitas jurásicas están enriquecidas en elementos litófilos (LIL), como por ejemplo el Ba (753-1243 ppm) y el Sr (334-1003 ppm), pero están empobrecidas en otros como el Rb (10-61 ppm), Ce (34-49 ppm), Th (2.1-2.6), además del Y (11-15 ppm). No obstante los valores de estos elementos litófilos y el Y, son más elevados que en las andesitas calcoalcalinas. Los elementos HFS de las Andesitas Al-

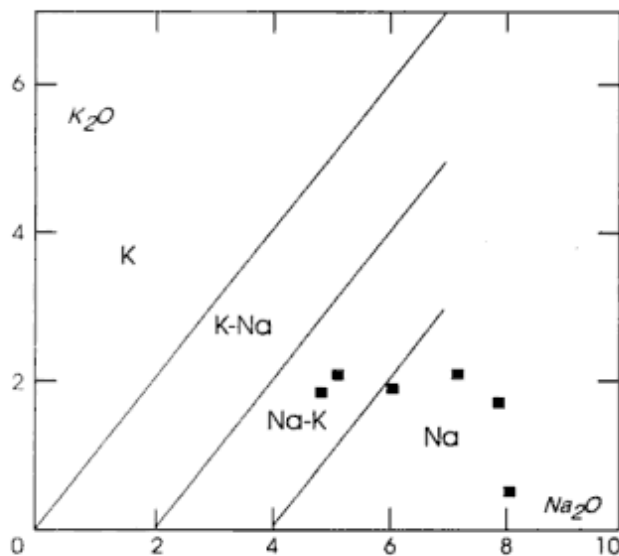


Figura 4: Diagrama K_2O vs Na_2O donde se puede apreciar la mayor alcalinidad sódica respecto de la potásica de las rocas de las Andesitas Alvar.

var, como por ejemplo el Zr (87-103 ppm), está empobrecido respecto de las rocas alcalinas, pero se encuentra enriquecido si se lo compara con las andesitas calcoalcalinas. Las rocas del Grupo Lonco Trapial de la sierra de Taquetrén, que se encuentran en contacto tectónico con las Andesitas Alvar (Fig. 1), también presentan tenores elevados de Sr (511-2324 ppm) y Ba (771-1478 ppm) según Page *et al.* (1994), aunque aún se desconoce la vinculación que exista entre ambos grupos de rocas.

Los diagramas de elementos de tierras raras (REE) normalizados respecto de condrito (Nakamura 1974) muestran diseños similares en todas las muestras analizadas (Fig. 6). Los contenidos de REE totales son moderados, con valores menores a los de una suite alcalina como la del rift de Kenya (Tabla 3). En las andesitas y traquitas los valores de REE totales disminuyen levemente con el incremento de la sílice, mientras que la muestra más ácida (dacita) tiene un comportamiento inverso. No obstante todas las rocas no muestran anomalías (positivas o negativas) de Eu. Presentan un marcado predominio de las LREE sobre las HREE y el diseño de sus pendientes es suave con una relación La/Lu que varía entre 7,55 y 14,74. Las REE livianas muestran una pendiente levemente más empinada que las pesadas. Los valores de las relaciones La/Lu (7,55-14,74) y de Eu/Sm (0,28-0,32) sugieren que las rocas se encuentran comprendidas dentro de los rangos típicos correspondientes a los basaltos y andesitas alcalinos (Cullers y Graf 1984).

Edad de las Andesitas Alvar

Se desconocen los afloramientos de la base del con-

junto de coladas que forman parte de las Andesitas Alvar, hecho que no permite determinar cuáles son las rocas que se encuentran sustentando a la secuencia volcánica. No ocurre lo mismo con el techo de las volcanitas, el cual se encuentra ampliamente expuesto y está cubierto en discordancia por las sedimentitas arenosas de la Formación Paso del Sapo de edad campaniana (Cretácico tardío). Las andesitas jurásicas del Grupo Lonco Trapial, que cubren a rocas del basamento cristalino y a sedimentitas liásicas, son petrográficamente similares a las Andesitas Alvar, aunque difieren de aquellas en sus características geoquímicas y mineraloquímicas. La similitud en las características petrográficas de las Andesitas Alvar con el resto de las unidades del volcanismo Jurásico, constituye un elemento útil para la equiparación temporal entre ellas. Según estas características geológicas y de correlación estratigráfica y teniendo en cuenta la edad de la Formación Paso del Sapo, las Andesitas Alvar deberían tener una edad comprendida en el intervalo Jurásico medio-Cretácico tardío pre-campaniano.

Se ha efectuado una datación radiométrica por el método K/Ar sobre plagioclasa de la muestra SR-6, cuyos resultados analíticos son los siguientes:

Muestra N°	Material Analizado	% K	Error (%)	Ar ⁴⁰ Atm (%)	Ar ⁴⁰ Rad *10 ⁴ (ccST/g)	Edad (Ma)	Error (Ma)
SR-6	plagioclasa	0.5907	2.0078	31.74	3.87	161.4	7.3

La edad de $161,4 \pm 7,3$ Ma permite ubicar a las Andesitas Alvar en la porción más alta del Jurásico medio (Calloviano). Este valor se encuentra dentro del intervalo de edades del volcanismo mesosilícico Jurásico del centro de las provincias del Chubut y Río Negro (Stipanovic y Bonetti 1969; Lesta *et al.* 1980) y además es consistente con las edades de otras volcanitas similares pero de áreas vecinas (Pankhurst y Rapela 1995).

Marco tectónico y discusión

La sierra de Lipetrén, que está ubicada hacia el norte de la zona de estudio, se caracteriza por presentar exposiciones de un volcanismo jurásico más joven que el que aflora en el sector medio del río Chubut, que pertenece al Jurásico medio. La secuencia volcánica de esta zona, a la que Nullo (1978) denominó como Formación Taquetrén, tiene una edad (K/Ar) de 136 ± 6 Ma (Jurásico tardío) y cubre en concordancia a un conjunto de sedimentitas y piroclastitas correlacionables con la Formación Cañadón Asfalto. Nullo (1978) separó a estas volcanitas del Grupo Lonco Trapial, ya que son más jóvenes que esta unidad y además cubren a las sedimentitas y piroclastitas que son correlacionables con la Formación Cañadón Asfalto. De acuerdo con Lizuain y Silva Nieto (1996) la Formación Cañadón Asfalto,

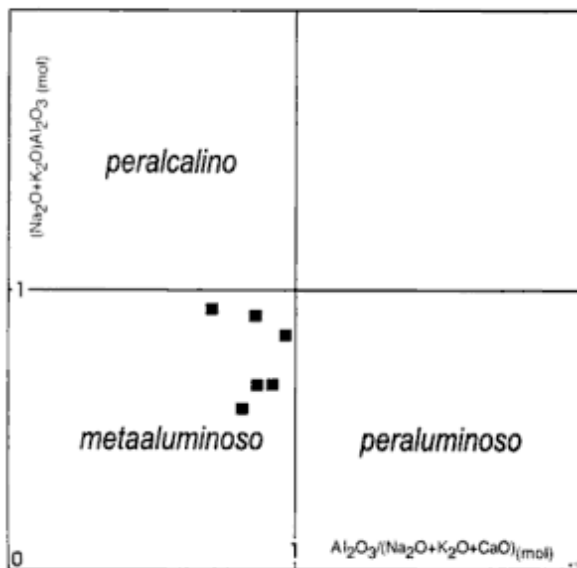


Figura 5: Diagrama de saturación en alúmina respecto de los álcalis de las rocas de las Andesitas Alvar.

que aflora ampliamente en el sector medio del río Chubut, cubre a las andesitas del Grupo Lonco Trapial. La intercalación de piroclastitas y sedimentitas entre secuencias de volcanitas, sin que entre los conjuntos de rocas se interpongan planos de discordancia muy marcados, sugiere que el volcanismo y la sedimentación fueron procesos coetáneos. Este hecho, que ya fue sugerido por Figari y Courtade (1993) y Cortiñas (1996), se habría producido dentro de la Cuenca Somuncura-Cañadón Asfalto. Esta cuenca de depositación sincrónica de las volcanitas y sedimentitas, que es de naturaleza intracratónica (Figari y Courtade 1993; Cortiñas 1996), se habría originado durante la extensión cortical que comenzó en el Triásico medio-superior y que también provocó la apertura de otros depocentros en la Patagonia (Uliana *et al.* 1985; Gust *et al.* 1985; Nullo 1991; Figari y Courtade 1993; Pankhurst y Rapela 1995). El relleno sedimentario de la Cuenca Somuncura-Cañadón Asfalto, que está representado por la Formación Cañadón Asfalto y las unidades equivalentes, evolucionó durante las distintas etapas de un sistema Rift-Postrift. Esta secuencia sedimentaria estuvo controlada por una tectónica extensional-transtensional activa y por la subsidencia del sustrato (Cortiñas 1996). Según este autor las intercalaciones de lavas, brechas y depósitos piroclásticos, que pertenecen al Grupo Lonco Trapial, a las Andesitas Alvar y a otras unidades equiparables, también estuvieron controladas por el proceso extensional.

El régimen distensivo que controló la efusión del volcanismo de las Andesitas Alvar, habría tenido líneas directrices de orientación NO-SE, que además controlaron a todo el volcanismo mesosilíceo jurásico (Aragón *et al.* 1996). Según estos autores, dichos lineamientos estructurales pertenecen a la reactivación de antiguos sistemas de fallamiento del Paleozoico tem-

prano a Mesozoico temprano. El volcanismo andesítico jurásico que aflora entre Paso del Sapo y Piedra Parada, se caracteriza por presentar intercalaciones de flujos de lavas y brechas con piroclastitas. Este hecho sugiere que la efusión de estos materiales se habría producido a partir de estrato-volcanes que se habrían ubicado sobre los lineamientos más septentrionales del Sistema de Gastre. Las morfologías de estos aparatos volcánicos, hecho que aún no ha podido ser comprobado, se encontrarían fuertemente erodadas dentro de esta región. En este sentido Aragón *et al.* (1996) citaron un ambiente de estrato-volcanes que está ubicado al oeste del extenso campo de calderas de la Formación Marifil y dentro del cual se ubica ampliamente la zona del presente estudio. Las coladas de esta unidad estarían probablemente interdigitadas entre sedimentitas y piroclastitas que podrían corresponder a una facies lateral de la Formación Cañadón Asfalto o alguna unidad equivalente. En la zona de estudio estos afloramientos yacen parcialmente cubiertos por depósitos de ladera y por asentamientos, sobre un pequeño cañadón ubicado al este de Paso del Sapo.

Las características de campo, petrográficas y mineraloquímicas de las Andesitas Alvar indican una compleja historia de cristalización de sus minerales. En este sentido, el desarrollo de texturas "poco comunes", la marcada zonación composicional inversa de la plagioclasa, piroxeno y anfíbol y la inversión térmica entre los núcleos y bordes de los fenocristales, sugieren que el origen de las rocas se debería probablemente a una mezcla de magmas. En los afloramientos no se han observado sectores de *mingling* que permitan la separación física de las dos fases de la mezcla (*end members*). Este hecho sugiere que estos magmas, cuyo contenido en SiO₂ permite ubicarlos dentro del campo de las rocas mesosilíceas, habrían tenido un escaso contraste composicional (Fig. 2). La mezcla de magmas con composiciones poco contrastantes son difíciles de detectar y separar físicamente si logran alcanzar su completa homogeneización (Mc Birney 1984). No obstante si la mezcla se enfría antes de su completo re-equilibrio, como por ejemplo ocurrió con las Andesitas Alvar por la extrusión del material, el resultado es la aparición de una amplia variedad textural. En este sentido Hibbard (1981) determinó que la mezcla de magmas favorece las condiciones para que se desarrollen, no sólo una gran diversidad de arreglos mineralógicos, sino también texturas raras o "poco comunes" en el magma resultante. Esta mezcla produce, además, dos grandes consecuencias físicas: (1) el sobreenfriamiento del magma de mayor temperatura y (2) el recalentamiento del magma de menor temperatura. En las Andesitas Alvar se observó que las texturas de mezcla poco comunes son: el crecimiento seriado de los cristales de las pastas, la zonación *patchy* en las plagioclasas, el crecimiento epitaxial de pequeñas plagioclasas sobre fenocristales de anfíbol y plagioclasa, el manteado de plagioclasa cálcica sobre sódica y la textura antirapakivi

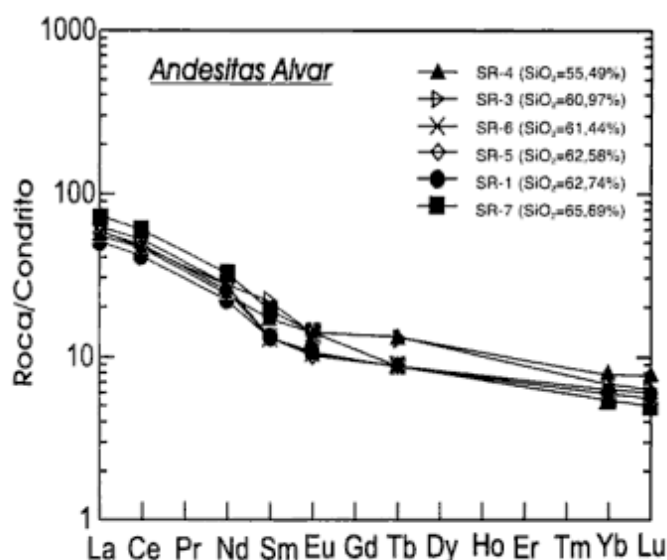


Figura 6: Diagrama de tierras raras normalizadas respecto de condrito (Nakamura 1974) de las rocas de las Andesitas Alvar.

de algunos feldespatos, las coronas de reacción de piroxeno sobre los anfíboles y sobre los enclaves microgranulares máficos ricos en olivina, la presencia de varias generaciones de fenocristales, los glomérulos de plagioclasa-anfibol y los cristales esqueléticos de anfibol.

Para Hibbard (1981) la nucleación y el crecimiento epitaxial de plagioclasa sobre individuos de la misma especie o sobre otros cristales, es una clásica textura de sobreenfriamiento. Además, si esta textura está acompañada de cristales con zonación *patchy* e individuos con manteados de diferentes composiciones, como ocurre en las rocas de las Andesitas Alvar, son evidencias concluyentes sobre un proceso de mezcla de magmas (Hibbard 1981, 1995). La aparición en una misma roca de múltiples generaciones de fenocristales y las coronas de reacción de minerales, como por ejemplo el piroxeno sobre anfibol y olivina, son texturas que también permiten caracterizar a los procesos de mezcla (Gerlach y Grove 1982; Mc Birney 1984). El crecimiento esquelético de un mineral, como por ejemplo el anfibol en las Andesitas Alvar, es una textura que aparece en las rocas que se enfriaron bruscamente (Mc Birney 1984). Esta textura también se produce durante la extrusión de una lava que se enfría rápidamente en la superficie pero su combinación con otras texturas de mezcla, sugiere que se habría producido por el sobreenfriamiento de un magma que se mezcló con otro de menor temperatura.

La zonación composicional inversa registrada en las plagioclasas, piroxenos y anfíboles, es otra característica de las Andesitas Alvar que permite explicar su proceso de mezcla. El incremento de Mg y Ca hacia los bordes de estos cristales sugiere que uno de los magmas mesosilícicos incorporó y asimiló parcialmente a otro de similar rango composicional pero menos evolucionado. Este hecho, además, sugiere que la mezcla fue químicamente incompleta, ya que no hubo una re-homo-

geinización total entre los núcleos y los bordes de los cristales.

El incremento de Fe, Mg y Ca de un sistema evolucionado debido a la incorporación de un material más primitivo, es un hecho que fue comprobado experimentalmente por Elders (1967). En las Andesitas Alvar, la incorporación de un magma mesosilícico primitivo dentro de otro más evolucionado, también causó el recalentamiento de este, hecho que puede observarse en la inversión térmica que se produjo entre los núcleos y los bordes de los fenocristales de anfibol. Los núcleos estuvieron estables a temperaturas comprendidas entre 670-720 ± 44°C, mientras que los bordes se re-equilibraron a temperaturas variables entre 750-870 ± 44°C. No ocurre lo mismo con las presiones de cristalización que, con un valor promedio de alrededor de 4,25 ± 22 kb, fueron similares tanto para los bordes como para los núcleos de los cristales. Este hecho sugiere que la cristalización de todos los fenocristales se habría producido en un mismo sitio. En este sentido, la unión de los dos magmas mesosilícicos se habría producido dentro de una cámara colectora en la cual la mezcla resultante, no habría tenido el suficiente tiempo de residencia para homogeneizarse mecánicamente. La distribución heterogénea de las texturas, donde coexisten aquellas "normales" junto con las texturas de mezcla, es un hecho que para Hibbard (1981) representa una mezcla física o mecánica incompleta de los magmas, aún si dichas texturas conviven dentro de una roca de la misma composición química global.

Las características geoquímicas de las Andesitas Alvar muestran que son rocas mesosilícicas con altos contenidos de Al₂O₃ y Na₂O, y bajos tenores de K₂O. Para fines comparativos se han incorporado en la Fig. 2 los rangos composicionales de las rocas del Grupo Lonco Trapial informados por Uliana *et al.* (1985) y Haller *et al.* (1990) entre Paso del Sapo y Las Plumas. Estas rocas muestran una mayor amplitud en sílice y menores contenidos de álcalis totales (K₂O+Na₂O) que las Andesitas Alvar. La mayor alcalinidad total de estas rocas es una diferencia importante con las volcanitas andesíticas del Grupo Lonco Trapial. Además, el carácter sódico de las Andesitas Alvar marca otra diferencia fundamental con el Grupo Lonco Trapial aflorante al este de Piedra Parada-Paso del Sapo. En este sentido Haller *et al.* (1990), Page y Page (1993) y Page *et al.* (1994) determinaron que estas rocas tienen una alcalinidad potásica y no sódica como las rocas de las Andesitas Alvar.

Las rocas de las Andesitas Alvar no muestran anomalías (negativa o positiva) de Eu, hecho que las diferencia del Grupo Lonco Trapial de la vecina sierra de Taquetrén. Estas rocas poseen una moderada anomalía negativa de Eu que fue atribuida por Page *et al.* (1994) al fraccionamiento de la plagioclasa. Los elevados valores de LREE de las Andesitas Alvar pueden estar contenidos en minerales accesorios de cristalización tardía como por ejemplo la allanita. Este mineral,

que es abundante en dos muestras de estas rocas (Tabla 1), contiene Ce e Y y además concentra La, Nd, Sm y en menor proporción Eu y Gd. El empobrecimiento en HREE se debería a que gran parte de estos elementos se habrían fraccionado en la hornblenda, que como se observó en la petrografía, es un mineral que estuvo cristalizando en el magma desde instancias muy tempranas. Si el Eu estuviera contenido en la hornblenda, la cristalización de este mineral habría causado una anomalía positiva del elemento, pero este enriquecimiento no fue detectado en las Andesitas Alvar. La ausencia de esta anomalía se debería a que estaría compensada por la cristalización de plagioclasa donde el Eu_{2+} reemplaza al Ca_{2+} .

Aragón *et al.* (1998) concluyeron que el enriquecimiento en Al_2O_3 y Na_2O y el empobrecimiento en K_2O de las Andesitas Alvar, se debería a que sus magmas se habrían originado por la anatexis de rocas máficas ubicadas en la corteza inferior y/o parte superior del manto. Beard y Lofgren (1991) demostraron experimentalmente que la fusión de rocas básicas en condiciones crustales anhidras, producen magmas mesosilícicos a ácidos ricos en Al_2O_3 y Na_2O y pobres en K_2O . Los enclaves microgranulares máficos de olivina que están presentes en las rocas, podrían representar los residuos sólidos de la fusión parcial de dicha fuente máfica. Para Passchier y Trouw (1996) el descenso de la temperatura de un sistema es el factor que controla la formación de las texturas de desmezcla que exhiben las olivinas. Este hecho sustenta el origen profundo, a elevadas temperaturas, de los enclaves y además sugiere que su formación se habría producido durante el transporte de los mismos hacia niveles corticales someros de menor temperatura. La aparición de los enclaves en las Andesitas Alvar es una diferencia con el Grupo Lonco Trapial. Page y Page (1993) concluyeron que estas rocas, que no tienen xenolitos profundos, derivan de magmas generados por la fusión parcial del manto y la corteza en una zona de subducción.

La presión de cristalización del magma, cuyo valor promedio es de alrededor de $4,25 \pm 22$ kb, sugiere que la cámara colectora que alojó la mezcla se habría emplazado a aproximadamente 15 km de profundidad (Mc Birney 1984). Este hecho sustenta el origen profundo de la anatexis propuesta por Aragón *et al.* (1998) y, además, permite concluir que dicha fusión parcial se habría producido a una profundidad mayor a los 15 km. En este sentido, el origen profundo de los magmas alcalinos es una característica que se presenta en las regiones internas de los continentes, lejos de los cinturones orogénicos de los bordes convergentes de placas (Mc Birney 1984). Estas regiones están asociadas a condiciones tectónicas de regímenes extensionales, como por ejemplo un sistema de rifting. La ubicación del volcanismo Jurásico dentro de un ambiente de esta naturaleza ya fue sugerido por Figari y Courtade (1993) y Cortiñas (1996). Este hecho sugiere que se deberían reconsiderar parcialmente los modelos regionales para la gé-

nesis de las volcanitas jurásicas de la Patagonia central. Estos modelos, que están basados en las características petrográficas y geoquímicas de las rocas, generalizan el origen y la evolución de un volcanismo calcoalcalino, como el desarrollo de un arco magmático que se habría ubicado sobre el protomargen Pacífico sudamericano (Page y Page 1990; Haller *et al.* 1990; Page y Page 1993; Page *et al.* 1994). La génesis de magmas calcoalcalinos no se produce únicamente en zonas de subducción. En este sentido, recientes contribuciones han demostrado el carácter bimodal del volcanismo en los sistemas de rifting (El Bakkali 1998). En este tipo de ambientes el volcanismo es, en sus etapas iniciales, de naturaleza calcoalcalina y luego, en los estadios finales, evoluciona hacia series shoshoníticas o hacia las alcalinas.

Los futuros trabajos sobre las Andesitas Alvar y el Grupo Lonco Trapial contemplarán varias tareas, entre las que se encuentran el mapeo de un área mayor que la aquí relevada y el estudio petrográfico y químico (análisis de minerales y de roca total) de un mayor número de muestras. Estos trabajos permitirán completar y detallar las características geoquímicas alcalinas de una parte del volcanismo Jurásico mesosilícico de la Patagonia central.

Conclusiones

En base a las características de campo, la petrografía, la química de roca total y a la mineraloquímica, se pueden obtener las siguientes conclusiones:

Las Andesitas Alvar están constituidas por una intercalación de coladas de lavas y flujos de brechas de composición traquítico-andesítica.

El desarrollo de texturas particulares, como por ejemplo el manteado de los feldespatos, la zonación *patchy* en la plagioclasa, las coronas de reacción, etc., sumado a la inversión composicional y térmica registrada en la plagioclasa, el piroxeno y el anfíbol, sugieren que las rocas derivan de procesos que involucraron la mezcla de magmas.

Una cámara magmática mesozonal, que estaría ubicada a aproximadamente 15 km de profundidad, habría actuado como reservorio colector de por lo menos dos pulsos de magma.

La mezcla se produjo entre dos magmas de viscosidades y composiciones poco contrastantes. El contenido en SiO_2 indica que ambos son mesosilícicos, pero uno de los magmas es menos evolucionado y de mayor temperatura que el restante.

La extrusión de las lavas en el Jurásico medio (161.4 ± 7.3 Ma) se produjo antes de que la mezcla alcance su completa homogeneización mecánica (texturas de mezcla) y química (zonación composicional inversa).

La mezcla resultante, que se produjo por la incorpo-

ración del magma más primitivo dentro del más evolucionado, se enriqueció en CaO, MgO y FeO.

La cristalización de los fenocristales dentro de la cámara colectora, que se produjo siempre a la misma profundidad, comenzó antes de originarse la mezcla, continuó durante la misma y perduró hasta las etapas previas a la extrusión del material.

El ascenso del magma en la corteza, que arrastró a las restitas (enclaves microgranulares máficos) que quedaron de la fusión parcial, se produjo directamente desde la cámara colectora ubicada a 15 km de profundidad y no registró etapas intermedias de emplazamiento en niveles superiores.

Los elevados tenores de álcalis totales ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) respecto de la SiO_2 y los valores de las relaciones La/Lu y Eu/Sm indican que las rocas de las Andesitas Alvar pertenecen a una Serie Alcalina.

El mayor contenido en Na_2O que en K_2O permite asignar a las Andesitas Alvar a una Serie Alcalina sódica. Este quimismo, además, permite separarlas como una unidad de evolución independiente del Grupo Lonco Trapial.

El alto contenido en Al_2O_3 y Na_2O y los bajos tenores de K_2O sugiere que el magma habría tenido una fuente de origen máfica ubicada en la corteza inferior o parte superior del manto.

La extrusión de las coladas y flujos de las Andesitas Alvar se produjo a partir de estrato-volcanes que estuvieron ubicados sobre los lineamientos de un régimen extensional-transtensional de carácter regional en el Jurásico medio-tardío. El origen profundo del magma y su carácter alcalino son consistentes con este ambiente de intraplaca continental.

Agradecimientos

Se agradece de manera muy especial los comentarios y sugerencias de Ana María Sato (Universidad Nacional de La Plata), que beneficiaron sustancialmente el original del manuscrito. A Giorgio Rivalenti (Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Modena, Italia) agradecemos la realización de los estudios con microsonda electrónica. La revisión de los árbitros del trabajo contribuyó a mejorar la versión final del manuscrito. Este trabajo fue financiado y realizado dentro del marco del Proyecto 11/N228 de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo (Universidad Nacional de La Plata).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aragón, E., Iníguez Rodríguez, A. y Benialgo, A., 1996. A calderas field at the Marifil Formation, new volcanogenic interpretation, Norpatagonian Massif, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(5-6): 321-328.
- Aragón, E. y Mazzoni, M., 1997. Geología y estratigrafía del complejo volcánico piroclástico del río Chubut medio (Eoceno), Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 243-256.
- Aragón, E., González, P., Aguilera, Y., Cavarozzi, C., Liambías, E. y Rivalenti, G., 1998. Thermal divide andesites-trachyandesites, petrologic evidences and implications from North Patagonian Massif alkaline Jurassic volcanism. *Journal of Petrology* (enviado).
- Baker, B., Goles, G., Keeman, W. y Lindstrom, M., 1977. Geochemistry and petrogenesis of a basalt-benmoreite-trachyte suite from the southern part of the Gregory Rift, Kenya. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 64: 303-332.
- Beard, J. y Lofgren, G., 1991. Dehydration melting and water saturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites. *Journal of Petrology*, 32: 365-401.
- Cortiñas, J., 1996. La Cuenca de Somuncura-Cañadón Asfalto: sus límites, ciclos evolutivos del relleno sedimentario y posibilidades exploratorias. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 147-163. Buenos Aires.
- Cullers, R. y Graf, J., 1984. Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the continental crust: predominantly basic and ultrabasic rocks. En: Henderson, P. (Ed.): *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry*, 2 (Cap. 7): 237-274. Elsevier.
- El Bakkali, S., Gourgaud, A., Bourdieu, J., Bellon, H. y Gungoddu, N., 1998. Post-collision Neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos*, 45: 523-543.
- Elders, W., 1967. Experimental hybridization and rapakiwi texture. *Geological Society of America, Special Paper* 115: 56.
- Figari, E. y Courtade, S., 1993. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 66-77. Mendoza.
- Gerlach, D. y Grove, T., 1982. Petrology of Medicine Lake Highland Volcanics: characterization of endmembers of magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 147-159.
- Gill, J., 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. *Minerals and Rocks* 16, Springer-Verlag, 390 p., Berlín.
- Gust, D., Biddle, K., Phelps, D. y Uliana, M., 1985. Associated Middle to Late Jurassic volcanism and extension in Southern South America. *Tectonophysics*, 116: 223-253.
- Haller, M., Demichelis, A., Cabrerros, J. y Pardo, M., 1990. Litología y geoquímica del vulcanismo Triásico-Jurásico en la Patagonia Extra-andina y su relación con el rifting Gondwánico. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 1: 56-59. San Juan.
- Hammaarstrom, J. y Zen, E., 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71: 1297-1313.
- Hibbard, M., 1981. The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 158-170.
- Hibbard, M., 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, 587 p., Englewood Clif. New Jersey.
- Holland, T. y Blundy, J., 1994. Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 116: 433-447.
- Hollister, L., Grissom, G., Peters, E., Stowell, H. y Sisson, V., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of rocks. *Journal of Petrology*, 12: 652-664.

- cation of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Johnson, M. y Rutherford, M., 1989. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17: 837-841.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, Ch., Birch, W., Gilbert, Ch., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E. y Youzih, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Minerals Names. *American Mineralogist*, 82: 1019-1037.
- Le Maitre, R., 1984. A proposal by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31:243-255.
- Lesta, P., 1968. Estratigrafía de la Cuenca del Golfo de San Jorge. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 187-289.
- Lesta, P. y Ferrello, R., 1972. Región extra-andina del Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, pp. 601-654. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lesta, P., Ferrello, R. y Chebli, G., 1980. Chubut extra-andino. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 2, pp. 1307-1380. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1991. Descripción Geológica de la Hoja 43d, "Sierra de Taquetrén", Provincia del Chubut. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Informe (inédito).
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1993. Hoja Geológica 4369-I, Gastre, Provincia del Chubut (1:250.000). Dirección Nacional del Servicio Geológico, Informe (inédito).
- Lizuain, A. y Silva Nieto, D., 1996. Estratigrafía mesozoica del río Chubut medio (Sierra de Taquetrén). Provincia del Chubut. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 479-493. Buenos Aires.
- Mc Birney, A., 1984. *Igneous Petrology*. Freeman Cooper and Co., 509 p., San Francisco.
- Mac Donald, G., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. En: Coats, R., Hay, R. y Anderson, C. (Eds.): *Studies in volcanology: A memoir in honor of Howell Williams*. Geological Society of America, Memoir 116: 477-522.
- Malvicini, L. y Llambías, E., 1972. Geología y génesis del depósito de Manganeso Arroyo Verde, Provincia del Chubut, República Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 2: 185-202. Buenos Aires.
- Mazzoni, M., Kawashita, K., Harrison, S. y Aragón, E., 1991. Edades radiométricas eocenas en el borde occidental del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2): 150-158.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of piroxenes. *American Mineralogist*, 73: 1123-1133.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- Nakayama, C., 1973. Sedimentitas prebayocianas en el extremo austral de la sierra de Taquetrén, Chubut, Argentina. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 1: 269-278. Córdoba.
- Nullo, F., 1978. Descripción Geológica de la Hoja 41d, "Lipe-trén", Provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 158, 88 p. Buenos Aires.
- Nullo, F., 1991. Cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica. Un modelo transpresional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(1-2): 115-126.
- 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 su flora. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(2): 133-150.
- Page, S. y Page, R., 1990. El Jurásico volcánico de la región Gastre-Pire Mahuida, Provincia del Chubut. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1: 174-176. San Juan.
- Page, R. y Page, S., 1993. Petrología y significado tectónico del Jurásico volcánico del Chubut central. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(1): 41-58.
- Page, S., Silva Nieto, D. y Lizuain, A., 1994. Petrología del vulcanismo Jurásico expuesto en la Sierra de Taquetrén, Chubut. Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 2: 1136-1140. Concepción.
- Pankhurst, R. y Rapela, C., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- Passchier, C. y Trouw, R., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag, 289 p., Berlín, Heidelberg.
- Petersen, C., 1946. Estudios geológicos en la región del Río Chubut Medio. Dirección General de Minas y Geología, Boletín, 59, 137 p. Buenos Aires.
- Rutter, M., Van Der Laan, S. y Willie, P., 1989. Experimental data for a proposed empirical igneous geothermometer: aluminium in hornblende at 10 kbar pressure. *Geology*, 17: 897-900.
- Stipanovic, P. y Bonetti, M., 1969. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas II. Floras doggerianas y málmicas. *Ameghiniana*, 7(2): 101-118.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Bauliés, O. y Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Norpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2): 67-98. Buenos Aires.
- Turner, J.C., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 44d, "Colán Conhué", Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 197, 92 p. Buenos Aires.
- Uliana, M., Biddle, K., Phelps, D. y Gust, D., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(3-4): 231-253.
- Volkheimer, W. y Lage, W., 1981. Descripción Geológica de la Hoja 42c, "Cerro Mirador", Provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional, Boletín, 181, 71 p. Buenos Aires.

Recibido: 6 de enero, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

Cerro Agua Poca, un cono basáltico cuaternario portador de xenolitos ultramáficos, en el oeste de la provincia de La Pampa, Argentina

Gustavo Walter BERTOTTO

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Departamento de Ciencias Naturales,
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa,
Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.
E-mail: bertotto@cpenet.com.ar*

ABSTRACT. *Agua Poca hill, a basaltic quaternary cone bearing ultramafic xenoliths, western Province of La Pampa, Argentina.* In the north-west of the Puelén department, west of La Pampa province, near to the border with Mendoza province, there are three eruptive centres known as Agua Poca, Del Nido, and Amarillo or Escorial hills. These volcanoes and the pampean basaltic flows, represent the eastern prolongation of the extensive basaltic field surrounding the Payún Matru volcano in Mendoza province. The volcanic area located nearest to the Payún Matru volcano has been studied by several authors, but detailed geological investigations are lacking for the pampean volcanoes. The studied pyroclastic volcano, is composed mainly of an intercalation of spatter and cinder layers and a smaller proportion of isolated unwelded pyroclasts. The eruptive mechanism operating was a combination of Strombolian and Hawaiian. The rocks are vesicular and have a porphyritic texture, with phenocrysts of an olivine-plagioclase assemblage. From their chemical composition, the rocks that form the Agua Poca volcano may be classified as hawaiites, within the alkaline sodic group. On the basis of its geomorphological and radiometric characteristics, Agua Poca hill is included in the Puente Group of Pleistocene age. Spinel-bearing harzburgite and spinel-bearing lherzolite ultramafic xenoliths have been recognised. They have a mineral association of olivine-orthopyroxene-clinopyroxene-spinel, and a texture that is protogranular of type I or, protogranular to porphyroclastic of type I. These peridotites are fragments of the upper mantle situated beneath the pampean basaltic plateau. This is the first time that ultramafic xenoliths have been recognised in the Andino Cuyana Basaltic Province.

Key words: *Basalts, xenoliths, La Pampa province, Argentina*

Palabras clave: *Basaltos, xenolitos, provincia de La Pampa, Argentina*

Introducción

Las investigaciones geológicas referidas al campo basáltico que aflora en el oeste de la provincia de La Pampa, al oeste de los 67° 10' de long. O y entre los 36° 30' y 37° 38' de lat. S, comenzaron con Wichmann (1928). En su trabajo realizó un relevamiento regional de los departamentos Puelén y Chical Co, asignando al Plioceno a las coladas lávicas en general. Asimismo mencionó a los cerros Agua Poca, Del Nido y Amarillo y describió varias cavernas basálticas. Posteriormente, Sobral (1942) incluyó en el Pleistoceno al volcán Amarillo y a la colada basáltica aflorante en Puelén, considerando a los volcanes Agua Poca y Del Nido más modernos que el anterior, además, efectuó una descripción parcial de un túnel lávico denominado Cueva de Halada. Cortezzi y Dirac (1969), aportaron las primeras dataciones radimétricas para La Pampa. Las muestras estudiadas por estos dos últimos autores fueron extraídas de una colada de lava basáltica que cruza la ruta nacional N° 151 entre 25 de Mayo y Puelén, y de una elevación situada al este de Puelén llamada

cerro Solo. Utilizaron el método K/Ar sobre roca total y según las edades obtenidas ubicaron a las dos unidades en el Plioceno, reafirmando las observaciones de Wichmann (1928). Más tarde, Núñez (1976), al describir las rocas basálticas aflorantes en la Hoja 31e, Chical Co, definió la Formación Puente de edad holocena, considerándola equivalente a la Formación El Mollar (González Díaz 1972). Este autor incluyó al cerro Del Nido en su Formación Puente y aportó cuatro nuevas edades radimétricas obtenidas con el método K/Ar sobre roca total, con valores que varían entre 1,0 y 2,3 Ma.

Bisceglia (1977) incluyó en el Grupo Puelén a las coladas basálticas del oeste pampeano y lo subdividió en cuatro unidades: Formación Palauco o Palao Co, Formación Coyocho, Formación Chapúa y Formación El Puente, de edades miocena, pleistocena temprana, pleistocena media a tardía y holocena temprana, respectivamente. Por otra parte, definió a los volcanes Agua Poca, Amarillo y Del Nido como centros eruptivos de los basaltos de la Formación El Puente.

Posteriormente, Linares *et al.* (1980) afirmaron que las coladas de basaltos que cubren gran parte de los de-

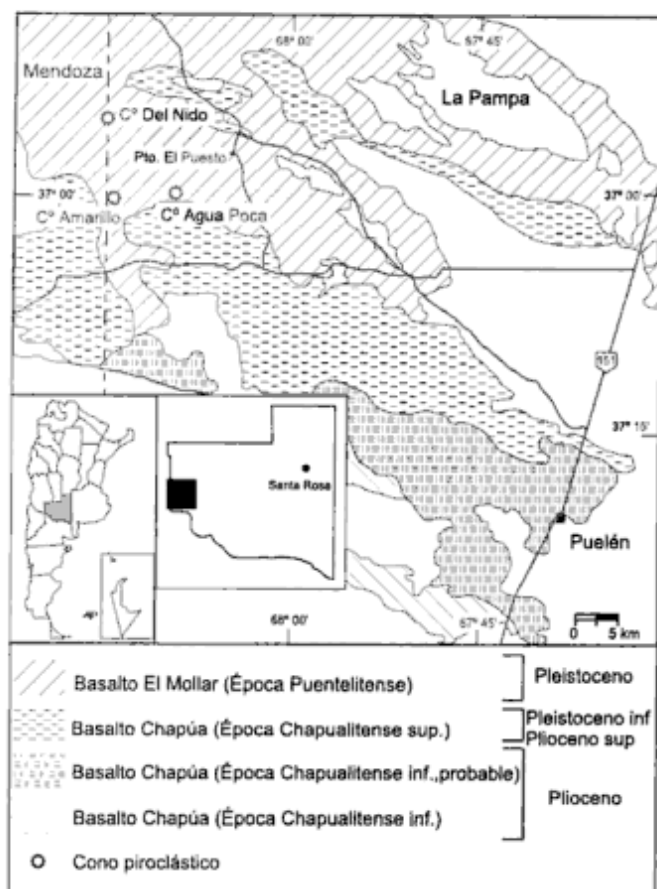


Figura 1: Ubicación relativa y mapa geológico mostrando las relaciones entre las distintas unidades lávicas cenozoicas en el suroeste de la provincia de La Pampa.

partamentos Puelén y Chical Co, provienen de volcanes situados en la provincia de Mendoza y que los centros efusivos Amarillo, Agua Poca y Del Nido no emitieron un volumen importante de lavas. Asimismo señalaron la existencia de varios ciclos efusivos en el Cenozoico, los que dieron origen a las coladas basálticas.

Bertotto (1995, 1996, 1997) dio a conocer la presencia de xenolitos ultramáficos en el cerro Agua Poca y realizó una descripción preliminar del mismo. Finalmente, Melchor y Casadío (1997) efectuaron la descripción de la Hoja Geológica 3766-III, La Reforma y obtuvieron una nueva edad K/Ar de 0,4 Ma para la colada basáltica aflorante en Punta de la Barda (situada 40 km al noreste de la localidad de Puelén). A partir de la datación efectuada, ubicaron a los basaltos de Punta de la Barda en el Grupo Puente, definido por Bermúdez *et al.* (1993) para los campos volcánicos Payún Matru y Llanecanelo en la provincia de Mendoza.

En el oeste de la provincia de La Pampa, próximo al límite con la provincia de Mendoza, se localiza un extenso campo basáltico cenozoico que abarca el sector norte del departamento Puelén y el ángulo suroccidental del departamento Chical Co. En el sector noroccidental del departamento Puelén, se localizan tres centros eruptivos conocidos con los nombres geográficos de: cerros Agua Poca, Del Nido y Amarillo o Escorial

(Fig. 1). Las coladas basálticas pampeanas y los cerros antes nombrados representan la prolongación oriental del extenso campo basáltico que rodea al volcán Payún Matru en Mendoza. Esta última área ha sido estudiada por diversos autores (entre otros Llambías 1966, González Díaz 1970; Bermúdez *et al.* 1993).

El volcán Agua Poca se encuentra ubicado 60 km al NO de la localidad de Puelén, a los 37° 01' de latitud sur y 68° 07' de longitud oeste. Se accede al mismo por medio de la ruta provincial N° 20 por el este, o por la nacional N° 143 por el norte, transitando luego la ruta nacional N° 151, a partir de ésta, se deben recorrer varios caminos de tierra (Fig. 1).

Los objetivos de esta contribución son efectuar un análisis geológico-volcanológico-geoquímico del cerro Agua Poca y dar a conocer los estudios petrográficos y geoquímicos efectuados en los xenolitos ultramáficos de la misma localidad. Se pretende correlacionar las rocas basálticas aquí estudiadas con las previamente investigadas en el resto de la Provincia Basáltica Andino-Cuyana.

Descripción del edificio volcánico y sus productos

El centro eruptivo Agua Poca se localiza en el sector centro-occidental de una extensa planicie ascendente hacia el oeste, formada por la superposición de coladas de lava basáltica erosionadas. Este sector corresponde a la sección central de la Meseta Basáltica descrita por Peña Zubiate *et al.* (1980), o al área meridional de

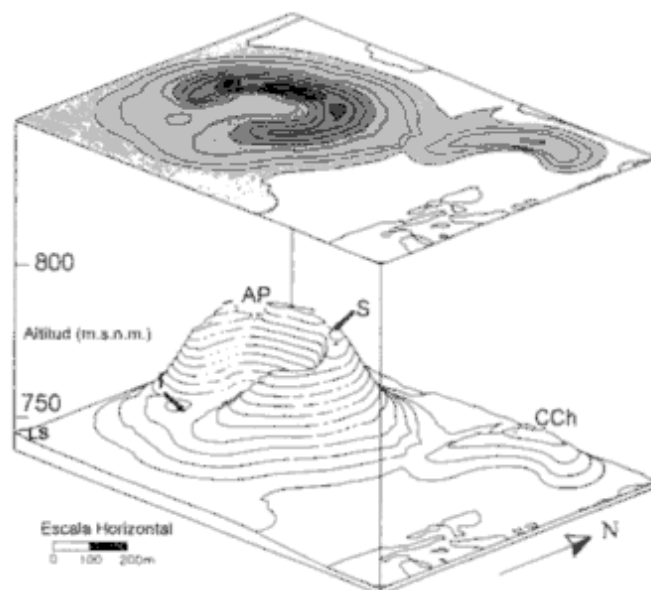


Figura 2: Diagrama bloque y curvas de nivel del centro eruptivo Agua Poca. Las flechas en los sectores superior (S) e inferior (I) del cerro, indican los lugares donde se hallaron los xenolitos ultramáficos. LS, Loma Sur; AP, Agua Poca; CCh, Cerro Chico.



Figura 3: Fotografía de un corte en ladera ONO de AP. Se aprecia la intercalación de niveles de *spatter* y *cinder*, desarrollando una estratificación grosera.

la zona denominada Unidad Geomorfológica del Pediplano Occidental por Calmels (1996).

El relieve de esta zona es llano a suavemente ondulado, distinguiéndose varias elevaciones aisladas (cerros Agua Poca, Del Nido y Amarillo, por ejemplo) que corresponden a conos piroclásticos asociados con el volcanismo que originó las extensas coladas basálticas aflorantes.

En los cerros mencionados puede observarse una dispar erosión. El volcán Del Nido presenta un cráter perfectamente reconocible y no se observan cárcavas o erosión radial. El cráter del cerro Agua Poca también es perfectamente reconocible, pero, al pie del mismo se ha desarrollado en forma incipiente erosión radial, producida fundamentalmente por acción de las lluvias. En el cerro Amarillo el efecto de los agentes erosivos es más notorio, no tiene cráter (habría sido erosionado) y presenta tres grandes cárcavas y otras menores. En una de las mayores, aflora un bloque formado por una brecha volcánica, pudiendo tratarse de remanentes del conducto central. Cabe señalar también la presencia, en los tres edificios volcánicos, de pátinas o barnices superficiales. Estos se desarrollan en las regiones secas sobre rocas coherentes por alteración de algunos minerales (Calmels y Carballo 1997).

En este trabajo se utiliza el vocablo "*spatter*" en el sentido de Macdonald (1972), quien lo define como "acumulación de fragmentos aplastados y soldados". La formación de *spatter* ocurre al emitirse trozos de lava en condición fluida y a muy alta temperatura (mayor a 1000° C), de esta manera los fragmentos se sueldan íntimamente perdiendo su identidad individual. Macdonald (1967) define el término "*cinder*" como "material expelido irregular de tamaño entre lapilli y bomba", además indica que es esencialmente sinónimo de "*scoria*" pero que este último término es aplicado también a costras de flujos de lava. En la presente contribución se emplea el término "*cinder*" para identificar a los piroclastos individuales que presentan bajo grado de soldamiento, formas irregulares (no fluidales), tamaño variable (entre lapilli y bomba-bloque) y se disponen en capas formando parte del edificio volcánico. Por su parte, se prefiere designar con el término esco-

ria a los piroclastos de formas irregulares que se presentan aislados y sin soldar.

En la determinación del tipo de tefra según su tamaño y condición física al momento de la erupción, se utilizó la clasificación de Macdonald (1972), en tanto que para caracterizarla morfológicamente se siguieron las descripciones de Macdonald (1967, 1972).

El centro eruptivo Agua Poca, está formado por dos elevaciones mayores y dos menores. La de mayor tamaño se denomina Agua Poca (AP), la siguiente es Cerro Chico (CCh) y las de menor tamaño son Loma Sur (LS) y Loma Oeste (LO) (Fig. 2).

Agua Poca, presenta forma de cono aportillado con una abertura en la ladera sur, tiene 70 m de desnivel con respecto al terreno circundante y 50 m de altura media desde la cima hasta el piso del cráter. Los diámetros medios, de la planta externa y del cráter volcánico, son de 650 y 280 m respectivamente. Siguiendo el método de Hasenaka y Carmichael (1985), el volumen del aparato volcánico es de 0,0125 km³ (12.500.000 m³). La fórmula para el cálculo del mismo es la siguiente: Volumen = H/12 x (Dcr² + Dcr x Db + Db²), siendo Dcr: diámetro del cráter; Db: diámetro basal y H: altura del edificio volcánico. Los faldeos externos tienen entre 21° y 25°, y los internos entre 28° y 35° de inclinación. El cerro Agua Poca está constituido por una alternancia de niveles de *spatter* y *cinder*, con capas de 0,2 a 2 m de espesor y buzamientos de 5° a 16° hacia el exterior del cerro (Fig. 3). Estos niveles son de color rojizo, debido a la oxidación de los minerales de hierro. Existen escasas bombas y bloques aislados, sin soldar, cuyos tamaños varían entre 6,5 y 200 cm de largo.

El material piroclástico que forma las capas de *cinder* es mayoritariamente escoriáceo, presenta un grado



Figura 4: Fotografía de xenolitos ultramáficos colectados en el sector inferior sur de AP (ver Figura 2). Obsérvese el aspecto fresco y los contactos netos (rectos y ondulados) con la roca alojante (*spatter*). El material blanco que cubre el basalto está compuesto por minerales carbonáticos. Las dos muestras inferiores fueron clasificadas, la inferior izquierda es una harzburgita espinelífera y la inferior derecha una lherzolita espinelífera.

de soldadura bajo a muy bajo y un contenido de vesículas mayor del 50 %. Los niveles de *spatter* son de 0,1 a 0,3 m de espesor cada uno, en general superpuestos formando paquetes de mayor espesor. El *spatter* presenta un contenido de vesículas variable entre el 30 y el 60 %. El tamaño de las mismas oscila entre menos de 0,01 a 10 cm, son de formas irregulares y hacia la parte superior de las capas, se estiran en la dirección del flujo. Una pequeña cantidad de vesículas posee revestimiento carbonático en la parte interna de sus paredes.

En la abertura del cono y en el sector superior noroeste de Agua Poca, se hallaron xenolitos ultramáficos, asimismo, en la parte superior este se identificaron xenolitos corticales (granitoides). Los dos tipos de inclusiones se hallan principalmente dentro de *spatter* y en menor medida en *cinder* y bombas sin soldar. Los xenolitos ultramáficos, presentan tamaños que varían de 0,2 a 15 cm de diámetro, apariencia límpida en fractura fresca y contacto neto con la roca alojante (Fig. 4). Los xenolitos corticales (granitoides) tienen tamaños inferiores a los 0,4 cm y contacto neto con la roca hospedante (Bertotto 1995, 1996).

Cerro Chico es una lomada elongada, orientada según N61°E, que hacia el OSO se une con el cerro Agua Poca. Tiene aproximadamente 330 m de largo por 150 m de ancho en la base y se eleva 25 m sobre el terreno circundante. Sus faldeos inclinan entre 11° y 23°. Está constituido principalmente por bombas sin soldar y en menor medida por *spatter*. Desde la base y con una potencia de 12,50 m se presenta una sucesión de bombas, sobre la misma apoya un estrato de aproximadamente 0,50 m de espesor, formado por unidades superpuestas de *spatter*, por encima de estas unidades y hasta el tope del cerro existe una sucesión de bombas. Es de notar la menor proporción de vesículas y el mayor tamaño de las bombas de cerro Chico con respecto a las del cerro Agua Poca.

La elevación denominada Loma Sur (LS) (Fig. 2) se encuentra ubicada 300 m hacia el SO del cerro Agua Poca. Presenta forma de domo, tiene tan solo 3 m de altura sobre el terreno circundante y 150 m de diámetro en la base, está compuesta por bombas de morfologías similares a las presentes en el cerro Chico.

Al pie del faldeo oeste del cerro Agua Poca se localiza una pequeño promontorio de aproximadamente 3 m de altura por 100 m de diámetro, aquí llamado Loma Oeste. Está constituido por trozos de lava cubiertos en gran medida por arena.

En las tres elevaciones donde se presentan piroclastos, el tamaño de los mismos varía de 4 a 200 cm de diámetro máximo. En el cerro Agua Poca existe una dominancia de bombas fusiformes, en Loma Sur predominan las bombas en cintas y en cerro Chico predominan ambos tipos de bombas.

El material piroclástico de Agua Poca, Loma Sur y Cerro Chico presenta los siguientes rasgos característicos: a) estrías longitudinales, frecuentemente adquiri-

das mientras giran sobre sí mismos durante el vuelo en estado plástico; b) estrías transversales, posiblemente formadas al doblarse la bomba cuando no estaba lo suficientemente plástica como para estirarse sin fracturarse; c) separación en zonas con vesículas de mayor y menor tamaño; d) repliegue (en vuelo) de cintas de lava para formar una bomba cilíndrica o una escoria; e) repliegue de bordes; f) variación del tipo de bomba dentro de una misma muestra; g) curvaturas posiblemente debidas al golpe de la bomba con el suelo, al caer; h) coloración interna negra y externa rojiza debido al contacto con el aire de la superficie exterior del piroclasto y oxidación de los minerales de hierro.

Basaltos

Petrografía

En el análisis microscópico de los basaltos, se utilizó la nomenclatura propuesta por MacKenzie *et al.* (1982), excepto en el caso de considerar a las vesículas como un rasgo textural. En este caso se siguió la propuesta de Teruggi y Leguizamón (1986) quienes tratan a la vesicularidad como un rasgo estructural menor.

Las rocas pertenecientes al centro eruptivo Agua Poca presentan olivino-plagioclasa como principal asociación de fenocristales o microfenocristales y menos frecuentemente olivino solo y olivino-plagioclasa-clinopiroxeno. Las pastas están conformadas fundamentalmente por la asociación plagioclasa-olivino-clinopiroxeno-vidrio-minerales opacos. Son de estructura vesicular, y textura porfírica con pasta mayormente intersertal e hialofítica y en menor medida intergranular y pilotáxica.

La proporción de vesículas varía desde 2 a más del 50% en volumen (valores obtenidos utilizando láminas de estimación visual), y los tamaños oscilan entre 0,03 y 12 mm. Tienen formas circulares a subcirculares e irregulares cuando se unen dos o más para formar una de mayor tamaño. En varios casos presentan elongación en el mismo sentido que la de los minerales. La mayoría tienen las paredes parcial o totalmente revestidas con minerales carbonáticos (calcita?), en muy pocos casos acompañados por sulfatos.

Los fenocristales y microfenocristales de olivino son en su mayoría euédrales con tamaños que oscilan entre 0,17 y 2 mm, frecuentemente muestran alteración y reabsorción por parte de la pasta dando cristales con engolfamientos, esqueléticos, y con crecimiento pseudomórfico en los bordes y fracturas (*parting*) de minerales opacos.

La plagioclasa está en asociación como fenocristal y microfenocristal con el olivino, presentándose principalmente en cristales euédrales, con tamaños que varían entre 0,052 y 1,33 mm. Algunos cristales de la

pasta muestran terminaciones en cola de golondrina. En bordes y planos de macla, están reabsorbidos por la pasta. La macla más común es la de la Albita siguiéndole en menor proporción la de Albita-Carlsbad. La composición oscila entre An_{21} (oligoclasa) y An_{44} (andésina), según el método de Michel Levy y el de la doble macla Albita-Carlsbad (Deer *et al.* 1993).

El clinopiroxeno raramente se presenta como fenocristal, con desarrollo subhedral, zonación en reloj de arena (no muy desarrollada) y tamaños que oscilan entre 0,35 y 0,61 mm.

Los minerales opacos se presentan en la pasta y reemplazando pseudomórficamente al olivino. Tienen formas irregulares pero en general son de contornos rectos, habiéndose identificado titanomagnetita (cristales aciculares) en una muestra.

El vidrio es principalmente de coloración castaño-rojiza y hacia las vesículas se torna verde-amarillento.

Como nota particular, en varios cortes de roca del cerro Agua Poca se reconocieron xenocristales y xenolitos. Los xenocristales son de: 1) olivino con bandas de deformación o corona de reacción y corrosión en bordes o, en menor medida, avanzada alteración y miden hasta 4,00 mm; 2) plagioclasa con bordes corroídos y macla polisintética de Albita, de 0,69 y 2,37 mm; 3) espinela subhedral y de 0,69 mm de longitud. Los xenolitos son de: 1) olivino-piroxeno-espinela y tamaños variables entre 1,21 y 10,05 mm; 2) ortopiroxeno, con láminas de exsolución de clinopiroxeno y un tamaño de 5,72 mm; 3) metasedimentita cuarzosa (un ejemplar), con corona de reacción y alteración en fracturas internas, con una longitud de 3,47 mm. Además, en la zona superior SE de AP e inmersos en una matriz basáltica, se observaron xenocristales de cuarzo y feldespato, xenolitos de rocas volcánicas (ácidas y mesosilíceas) y de metasedimentitas cuarzosas. Los xenocristales tienen un tamaño máximo de 1,7 mm y los xenolitos de 2,6 mm. En la misma muestra se detectó la presencia de líticos volcánicos de composición básica.

La determinación de los xenocristales de plagioclasa se basó en rasgos texturales, tales como presencia de márgenes con coronas de reacción, interior del cristal con orificios (textura en malla o cribada) y bordes corroídos. Los cristales de cuarzo y feldespato se consideraron alóctonos (xenocristales) porque presentan coronas de reacción. Los xenocristales de olivino se identificaron como tales por poseer lamelas de deformación o corona de reacción, y en menor medida alteración avanzada hacia óxidos de hierro.

Se deduce que son xenolitos los agrupamientos de minerales máficos (olivino-piroxeno-espinela, olivino-piroxeno, ortopiroxeno-ortopiroxeno) hallados en las secciones delgadas, porque: el conjunto tiene reborde con corona de reacción, el olivino presenta bandas de deformación, el ortopiroxeno no se presenta como fenocristal en la roca alojante y/o el conjunto presenta texturas (protogranular y protogranular a porfiroclástica) similares a las desarrolladas en los xenolitos ultramáficos

del manto estudiados por Mercier y Nicolas (1975).

Los xenocristales de plagioclasa, cuarzo y feldespato, y los xenolitos de rocas ácidas y mesosilíceas, corresponderían a fragmentos del sustrato o al conducto de ascenso del magma, llevados por éste hacia la superficie. Los litoclastos de rocas volcánicas básicas podrían corresponder a las paredes del conducto de ascenso del magma, o a fragmentos solidificados con anterioridad del mismo magma ascendente.

Geoquímica

Elementos mayoritarios

Los resultados analíticos de las muestras AP61 (cerro Agua Poca), N29 (cerro Del Nido) y A46 (cerro Amarillo) se presentan en Tabla 1. A partir de los porcentajes obtenidos resulta una relación K_2O/Na_2O bastante constante, de 0,40 (AP61), 0,39 (N29) y 0,37 (A46).

En el diagrama TAS (Le Maitre *et al.* 1989) se puede observar que AP61, N29 y A46 se ubican en el campo de la serie alcalina (Fig. 5b). Utilizando el diagrama de K_2O vs. Na_2O , propuesto por Middlemost (1975), los basaltos aquí estudiados pertenecen a la serie alcalina sódica (Fig. 5c). Al graficar las tres muestras aquí tratadas en el diagrama TAS de Le Maitre *et al.* (1989), resultan ser traquibasaltos (Fig. 5b), y más específicamente hawaiitas. Es decir que su contenido (% en peso) de $Na_2O-2,0$ es mayor que su valor de K_2O .

De los valores obtenidos a través la Norma C.I.P.W., resulta que las tres muestras poseen nefelina (de 0,03 a 1,99 %), olivino (de 10,92 a 17,91 %) y diópsido (de 13,37 a 15,83 %), clasificando como basaltos olivínicos alcalinos (Thompson 1984), haciendo la salvedad que la relación Fe_2O_3/FeO utilizada fue de 0,3.

El siguiente análisis se efectúa comparando los datos aquí expuestos con los del resto de la Provincia Basáltica Andino Cuyana (PBAC) (Bermúdez y Delpino, 1989 y Bermúdez *et al.* 1993). Del mismo resulta que:

- Siguiendo la clasificación según el diagrama TAS, hay pequeñas diferencias ya que la mayor parte de las rocas de la PBAC son basaltos (basaltos olivínicos), en tanto que las aquí tratadas son traquibasaltos (más específicamente hawaiitas).

- Teniendo en cuenta el contenido de MgO: AP61 y N29 se sitúan con un grupo intermedio, que posee tenores de MgO entre 6 y 8 %, mientras que A46 tiene un valor de MgO inferior y no se encuentra asociada con ningún grupo de muestras (Fig. 5d).

- Los nuevos valores de Na_2O y K_2O confirman las tendencias observadas con anterioridad (Bermúdez y Delpino 1989), es decir levemente decreciente con el aumento de MgO para el Na_2O y constante para el K_2O (Fig. 5d).

- Con respecto al Al_2O_3 , los valores de los cerros Agua Poca y Del Nido poseen una tendencia de variación

Tabla 1: Análisis e índices geoquímicos, y valores normativos de rocas estudiadas en este trabajo.

Muestra	Xenolitos		Basaltos		
	AP34A	AP19	AP61	N29	A46
Elementos mayoritarios (%)					
SiO ₂	44.01	43.62	48.95	49.54	49.63
TiO ₂	0.09	0.07	1.85	1.74	1.94
Al ₂ O ₃	2.69	2.53	15.08	15.57	17.14
Fe ₂ O ₃ (tot)	8.83	9.39	12.01	11.57	10.54
MnO	0.12	0.13	0.15	0.15	0.15
MgO	42.58	43.04	7.76	7.09	5.11
CaO	2.34	1.97	7.94	8.06	9.49
Na ₂ O	0.19	0.19	3.68	3.69	3.89
K ₂ O	Nd	Nd	1.49	1.45	1.45
P ₂ O ₅	Nd	Nd	0.38	0.30	0.42
LOI	-0.47	-0.59	0.67	0.59	0.32
Total	100.38	100.35	99.95	99.75	100.06
Fe ₂ O ₃			2.77	2.67	2.43
FeO			9.24	8.90	8.11
Mg [*]			59.95	58.68	53
I.S.	82.52	81.79	31.11	29.9	24.34
Elementos traza (ppm)					
Sc	12	10	17	19	20
Be	Nd	Nd	2	3	2
Ba	1.2	7.1	447.1	476.5	432
Rb	0.6	0.7	27.8	24.9	28.3
Sr	4.47	7.8	630	573	708
Y	2.04	2	17.7	18	21.2
Zr	7.2	7.5	172	183	151
Nb	3.7	3.6	38.1	30.7	30.6
Th	0.07	0.08	2.87	3.02	2.79
Pb	5	Nd	Nd	Nd	Nd
Ni	2003	2058	205	144	42
V	66	61	170	212	208
Cr	2352	2740	255	289	67
Co	108.5	109.1	46.4	39.8	31.9
Zn	43	39	92	69	75
Ta	0.03	0.01	2.16	1.82	1.61
Hf	0.3	0.3	4	4.3	3.6
La	0.1	0.18	18.95	17.41	21.08
Ce	0.32	0.51	37.47	34.37	42.26
Pr	0.057	0.072	4.089	3.78	4.743
Nd	0.38	0.45	19.39	17.88	22.21
Sm	0.17	0.17	4.47	4.32	5.49
Eu	0.059	0.057	1.713	1.397	1.812
Norma C.I.P.W.					
Or			8.80	8.57	8.57
Ab			28.74	31.15	29.26
An			20.23	21.64	25.01
Ne			1.31	0.03	1.99
Di			13.57	13.37	15.83
Ol			17.91	16.54	10.92
Mt			4.01	3.87	3.52
Il			3.52	3.31	3.69
Ap			0.91	0.71	1.01
I.D.			38.85	39.75	39.82

$$Mg^* = \frac{100 \text{ Mg}}{Mg + Fe^{2+}}$$

$$I.S. = \frac{100 \text{ MgO}}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O} \quad (\text{Kuno 1965, en Ragland 1989})$$

$$I.D. = Q + Or + Ab + Ne + Ks + Lc \quad (\text{Thornton y Tuttle 1960, en Ragland 1989})$$

Los valores de Fe₂O₃ y FeO se obtuvieron a través de las relaciones Fe₂O₃/FeO, recomendados para rocas volcánicas por Middlemost (1989, en Rollinson 1993). Referencias: Nd: no detectado, LOI: pérdidas por ignición. Los análisis químicos de las muestras fueron efectuados en Activation Laboratories Ltd., Canadá. Se utilizó la metodología de Fusión-ICP para los óxidos mayoritarios más Sc y Be, con un límite de detección de 0,01 % y 2 ppm respectivamente, y Fusión-ICP/MS para los restantes elementos, con límite de detección variable entre 0,01 ppm y 5 ppm.

subvertical respecto al MgO (entre 6 y 8 %) similar a la que presentan el resto de las rocas del Campo Volcánico Payún Matru (CVPM) (Fig. 5d).

-Los contenidos de CaO, TiO₂ y P₂O₅ de los tres volcanes pampeanos, son similares a los de las rocas de la PBAC (Fig. 5d, excepto para el CaO sin graficar).

Elementos traza

Por su contenido en Ni, Cr y MgO, las rocas de la PBAC quedan separadas en dos grupos. Los valores de Ni de los cerros Agua Poca y Del Nido son similares al grupo de mayor valor de la PBAC, pero debido a sus contenidos de MgO, en el gráfico de Ni vs. MgO se separan del grupo (Fig. 5e). El contenido de Ni del Amarillo, en cambio, concuerda con los menores del resto de la PBAC, (Fig. 5e). El Cr en AP61 y N29 muestra tenores equivalentes a los hallados en el grupo con contenidos inferiores de la PBAC, mientras que en A46 presenta valores menores que todas las demás rocas (Fig. 5e).

Los elementos V, Rb y Zr se comportan, en las tres muestras, de manera similar a lo que ocurre en el CVPM (sin graficar).

Tanto el Ba como el Sr, presentan contenidos equivalentes a los del CVPM, pero menores que los del Campo Volcánico Llanquanelo (CVLL) (sin graficar).

En el diagrama Zr/TiO₂ vs. Nb/Y de Winchester y Floyd (1977), queda de manifiesto que la relación Nb/Y es mayor en las rocas aquí estudiadas, que en los campos Payún Matru y Llanquanelo, razón por la cual las primeras se ubican claramente en el campo de los basaltos alcalinos (Fig. 5f).

Según el diagrama de Cr vs. Y (Pearce 1982), las rocas aquí estudiadas se ubican en el campo de los Basaltos de Arco Volcánico, distinguiéndose de las rocas de la PBAC, aunque AP61 y N29, por su contenido de Cr, están próximas a los basaltos mendocinos (Fig. 5g).

Se utilizaron sólo los datos de AP61, N29 y A46 en los diagramas discriminantes propuestos por Wood (1980) y Meschede (1986). En la Fig. 5h (Wood 1980) puede observarse que la muestra del cerro Agua Poca corresponde al campo de los basaltos alcalinos de intraplaca (campo C), en tanto que N29 y A46 están próximas a la anterior pero en la zona transicional entre los basaltos alcalinos de intraplaca (campo C) y las tholeitas de intraplaca (campo B).

Teniendo en cuenta el diagrama discriminante Zr/4-2Nb-Y (Meschede 1986), los nuevos datos se ubican en el sector correspondiente a los basaltos alcalinos de intraplaca (Fig. 5i).

Xenolitos

Petrografía

Los xenolitos ultramáficos del centro eruptivo Agua

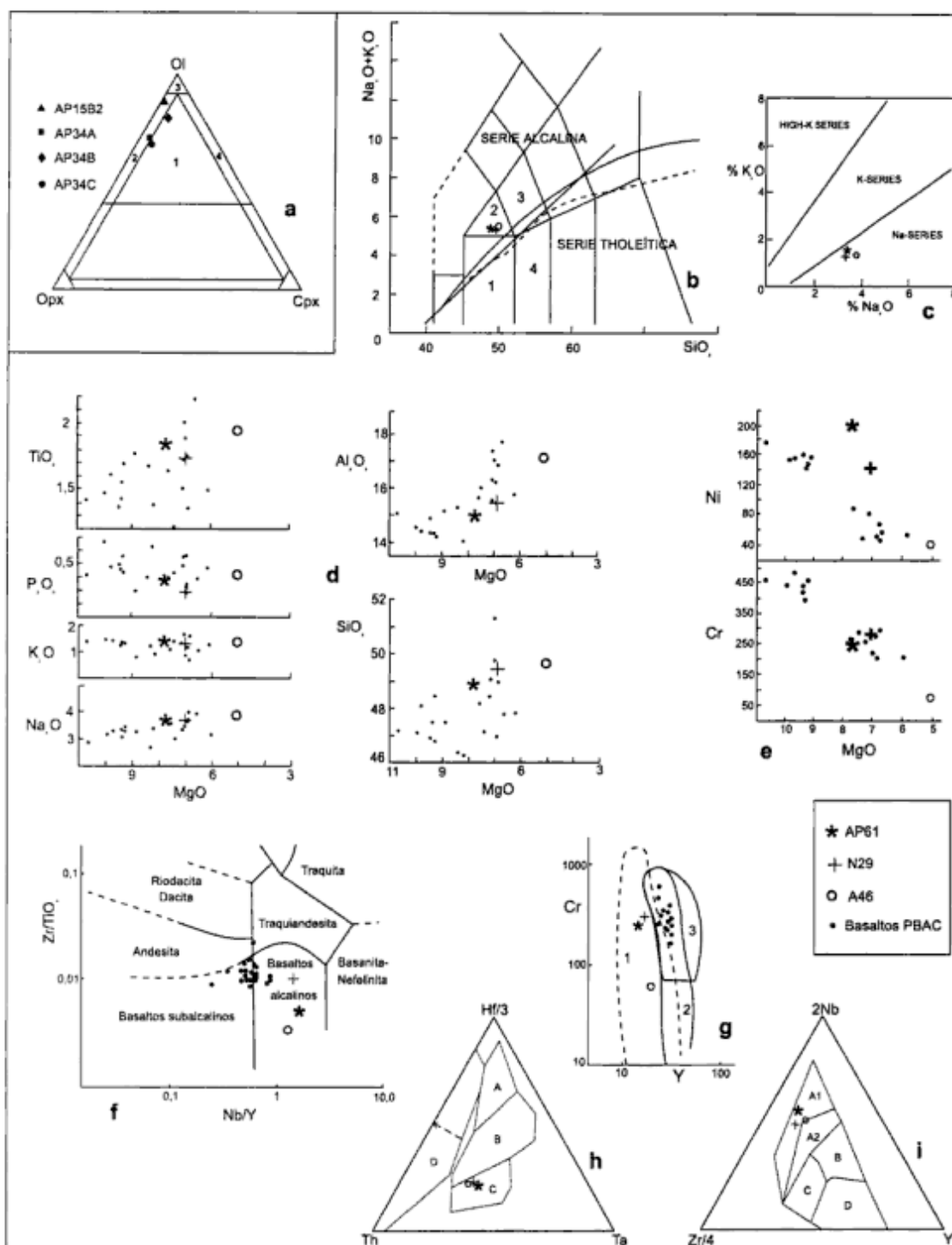


Figura 5: a, Composición de los xenolitos ultramáficos, graficada en el diagrama clasificatorio para rocas ultramáficas según la IUGS (Teruggi 1980), campos: 1 lherzolitas; 2 harzburgitas; 3 dunitas; 4 wherlitas; b, Diagrama TAS para la clasificación química de las rocas volcánicas según Le Maitre *et al.* (1989), campos: 1 basaltos; 2 traquibasaltos; 3 traquiandesitas basálticas; 4 andesitas basálticas. Campos de rocas volcánicas alcalinas y subalcalinas o tholeíticas según: Kuno (1966) (curva en trazo continuo); Macdonald y Katsura (1964) y Macdonald (1968) (línea recta); Irvine y Baragar (1971) (curva en trazo cortado); c, Diagrama de K_2O vs Na_2O (% en peso), mostrando la subdivisión de la serie magmática alcalina (Middlemost 1975); d, Variación de TiO_2 , P_2O_5 , K_2O , Na_2O , Al_2O_3 y SiO_2 respecto del MgO ; e, Diagrama de variación de Cr y Ni con respecto al MgO ; f, Diagrama clasificatorio de Zr/TiO_2 vs. Nb/Y (Winchester y Floyd 1977); g, Diagrama Cr vs. Y (Pearce 1982), campos: 1 basaltos de arco volcánico (VAB); 2 basaltos de intraplaca (WPB); 3 basaltos centro-oceánicos (MORB); h, Diagrama discriminante $Th-Hf-Ta$ (Wood 1980), campos: A, basaltos centro-oceánicos tipo N (N-MORB); B, basaltos centro-oceánicos tipo E (E-MORB) y tholeitas de intraplaca; C, basaltos alcalinos de intraplaca (WPAB); D, basaltos de arco volcánico (VAB); i, Diagrama discriminante $Zr-Nb-Y$ (Meschede 1986), campos: A1, basaltos alcalinos de intraplaca; A2, basaltos alcalinos de intraplaca y tholeitas de intraplaca; B, basaltos centro-oceánicos tipo E; C, tholeitas de intraplaca y basaltos de arco volcánico; D, basaltos centro-oceánicos tipo N y basaltos de arco volcánico. (Valores de la PBAC en Bermúdez y Delpino 1989)

Poca (Fig. 4), son los únicos hallados hasta el momento en la Provincia Basáltica Andino Cuyana. Para la descripción de los mismos se siguió la clasificación de Mercier y Nicolas (1975). Estos autores definieron tres tipos estructurales principales que, ordenados en grado de deformación creciente son:

1) protogranular: presenta cristales de olivino y enstatita del orden de los 4 mm de diámetro, con pocas bandas de deformación en los olivinos. Hay cierta poligonización y recristalización de los cristales más grandes en agregados de unos pocos granos con orientación común, sugiriendo un grano original del orden de los 10 mm de diámetro. El olivino y la enstatita presentan límites de grano curvilíneos, excepto localmente cuando se produce recristalización. La espinela y el diópsido son más pequeños (1 mm de diámetro) y ambos minerales están siempre en contacto directo con grandes cristales de enstatita.

2) porfiroclástica: presenta dos clases de cristales de olivino y enstatita; granos grandes y elongados (porfiroclastos), y pequeños, generalmente poligonales (neoblastos). Los porfiroclastos exhiben efectos de deformación y los neoblastos se encuentran sin deformar y son producto de recristalización. La espinela y el diópsido forman pequeños cristales dispersos en la roca. La espinela es anhedral y presenta una forma característica denominada hoja de acebo (*holly-leaf*).

3) equigranular: esta textura es de grano fino (0,7 mm) con tamaños similares para la enstatita, el diópsido y el olivino, excepto cuando se presentan relictos de porfiroclastos indicando una transición desde la textura porfiroclástica. Los límites de grano son rectos y convergen a 120° en puntos triples. El diópsido y la espinela están dispersos en la roca. La espinela tiene de 0,05 a 0,2 mm de diámetro y se presenta en forma de inclusiones esféricas en cristales de olivino y piroxeno o en granos alojados en puntos triples.

A partir de la relación textural de la espinela con los silicatos coexistentes, Mercier y Nicolas (1975) distinguieron dos ciclos (primario y secundario) en los cuales se repiten los tipos texturales. El "ciclo primario" comienza con la textura protogranular de tipo I, con deformación progresiva, esta pasa a porfiroclástica de tipo I y equigranular de tipo I. Posteriormente, si cualquiera de estos tipos texturales sufren deformación y recristalización, se forman texturas del "ciclo secundario", es decir, protogranular de tipo II, porfiroclástica de tipo II y equigranular de tipo II.

Los xenolitos hallados al pie del cono poseen textura protogranular de tipo I mientras que los ubicados en zona superior poseen textura protogranular a porfiroclástica de tipo I. Estos últimos (muestra AP19) están alterados, con intercrecimientos vermiculares de minerales opacos. La asociación mineral presente en los dos tipos texturales es olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela. Se clasificaron modalmente cuatro nódulos de los colectados en la zona inferior, dos de los mismos corresponden a harzburgitas espi-

nelíferas y los otros dos a lherzolitas espinelíferas (Fig. 5a), según la clasificación de la IUGS (Teruggi 1980).

El olivino es mayormente anhedral y en menor medida subhedral. Los límites de grano son principalmente curvilíneos, y en menor medida poligonales. Presenta aspecto fresco en general, en los márgenes y en el parting de algunos cristales, se observa la presencia de un material castaño-rojizo. Varios cristales muestran bandas de deformación y, otros, coronas de reacción. El tamaño máximo de los cristales alcanza los 6,2 mm. La mayoría de los olivinos subhedrales serían producto de recristalización encontrándose, generalmente, dentro de ortopiroxenos, sus tamaños varían desde 0,09 a 1,2 mm. Los ortopiroxenos se presentan fundamentalmente como grandes cristales anhedrales, varios de éstos con láminas de exsolución de clinopiroxeno. El tamaño máximo es de 6,4 por 10,7 mm. El clinopiroxeno es anhedral y mide hasta 1,2 mm. La espinela se presenta de dos maneras; mayormente anhedral en contacto con ortopiroxeno, y en menor proporción subhedral (formas poligonales) en contacto con olivino subhedral. El tamaño máximo es de 1,2 mm.

Según McBirney (1993), los principales tipos de inclusiones máficas y ultramáficas halladas en rocas volcánicas son: 1) rocas gabroides, conteniendo plagioclasa cálcica (bytownita o anortita), augita y olivino. 2) Dunitas y wherlitas, compuestas por diferentes proporciones de olivino forsterítico y piroxeno diopsídico. Los minerales accesorios son plagioclasa y/o espinela. 3) Lherzolitas y harzburgitas, conteniendo olivino forsterítico, piroxeno diopsídico y ortopiroxeno magnésico (usualmente enstatita). La fase aluminosa es espinela. 4) Peridotitas con granate y eclogitas. Consisten de piroxeno, olivino y granate.

A partir de estudios experimentales (entre otros, Wyllie 1970, 1971) se establecieron distintos campos de estabilidad con los cuales se pueden relacionar las asociaciones minerales con las presiones y temperaturas de equilibrio. Considerando las asociaciones mineralógicas presentes en los tipos de inclusiones identificados por McBirney (1993), la presión de equilibrio aumenta desde las rocas gabroides hasta las peridotitas con granate.

Muñoz (1981), a partir de la asociación mineralógica (olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela) y de estudios de laboratorio de fusión parcial, determinó que las peridotitas alojadas en basaltos del sur de Chile (50° 30' S), se habrían formado entre 40 y 60 km de profundidad.

La asociación mineralógica (olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela) y las texturas (protogranular de tipo I y protogranular a porfiroclástica de tipo I) de las peridotitas del cerro Agua Poca, indicarían que provienen del manto superior. De esta manera, se puede postular para las mismas, una profundidad mínima de formación de 40 km, ya que a esta profundidad comenzaría el manto superior debajo de la meseta basáltica

pampeana, según lo demuestran estudios geofísicos (Martínez *et al.* 1994; Nocioni 1997).

Geoquímica

Los análisis químicos de elementos mayoritarios y traza de 2 muestras de xenolitos ultramáficos, se exponen en la Tabla 1. Con fines comparativos se utilizarán datos de análisis químicos obtenidos en inclusiones peridotíticas halladas en basaltos de América del Sur y en otras partes del mundo (Tabla 2). Es importante destacar que, debido al muy bajo número de muestras, las evaluaciones que se llevarán a cabo deberán ser consideradas preliminares.

Teniendo en cuenta los análisis de AP19 (sector superior noreste de Agua Poca) y AP34A (abertura del cono Agua Poca), se observa que con una disminución en el contenido de MgO, los valores de SiO₂, Al₂O₃, CaO y TiO₂, aumentan y los tenores de Fe₂O₃ (total), MnO, Ni y Cr, disminuyen, por otra parte el Na₂O se mantiene igual. Las variaciones, con respecto al MgO, de SiO₂, Al₂O₃, CaO, TiO₂, Ni y Cr son de tendencia similar a las halladas por Maaløe y Aoki (1977), quienes efectuaron una recopilación de datos químicos de lherzolitas con espinela de diversas zonas del mundo. En cambio, las tendencias de Fe₂O₃ (total) y MnO con respecto a MgO son inversas a las de los autores mencionados.

Comparando los dos nuevos análisis aquí presentados con los de investigaciones anteriores (Tabla 2), se observa que los xenolitos ultramáficos de Agua Poca no presentan marcadas diferencias con los promedios del manto superior dados por Maaløe y Aoki (1977) y Wilson (1989). Por lo tanto, puede afirmarse que, la composición de los mismos sería representativa de la zona del manto superior ubicada bajo la meseta basáltica pampeana.

Consideraciones volcanológicas

Como se indicó, el cerro Agua Poca está formado por material piroclástico (*spatter*, *cinder*, bombas y bloques) y presenta forma cónica. De esta manera, puede clasificarse (según Macdonald 1972 y Ollier 1989) como un volcán piroclástico y dentro de éstos, como un cono de *cinder* y *spatter*. A partir del tamaño y de la dispersión de los piroclastos se propone que los mismos son del tipo de proyección balística.

La formación de *spatter* en Agua Poca probablemente haya ocurrido al ser expelidos en condición fluida trozos de lava a muy alta temperatura (mayor a 1000°C). De esta manera los fragmentos se pudieron soldar íntimamente perdiendo su identidad individual. En contraste, la formación de *cinder* habría sucedido cuando los trozos de lava no tenían una temperatura tan alta y el contenido gaseoso era mayor, por lo tanto la erupción fue relativamente más violenta y los piro-

clastos cayeron en una condición esencialmente sólida, permaneciendo poco soldados. La generación de *spatter* y *cinder* siguiendo el mecanismo anterior ha sido observada en volcanes activos, según lo exponen Macdonald (1972), Fisher y Schmincke (1984) y Cas y Wright (1987). Asimismo, Macdonald (1972) menciona que es común que los conos tengan una pequeña proporción de bombas y que estas se produzcan al final de la erupción cuando disminuye la violencia de la misma, tal cual lo observado en Agua Poca.

El hecho de que se presenten capas intercaladas de *spatter* y *cinder* indicaría que la explosividad de la erupción fue oscilante, es decir que se intercalaron fases relativamente más explosivas (con mayor contenido de gases), en las cuales se generó *cinder*, mientras que en otras fases relativamente menos explosivas (con menor contenido de gases) se formó *spatter*.

En la consideración del posible estilo eruptivo actuante, se puede hacer referencia a la presencia de *spatter* y a la ausencia de ceniza como indicio de actividad tipo hawaiana. Pero teniendo en cuenta la ausencia de "cabellos" y "lágrimas" de Pele debe postularse actividad tipo estromboliana. La composición química de las rocas, el tipo, tamaño y selección de los piroclastos, y el volumen, geometría y soldamiento de los depósitos que componen al volcán aquí estudiado, indican una sucesión de erupciones estrombolianas y hawaianas. Se postula que las erupciones estrombolianas están representadas por las capas de *cinder* y que los estratos de *spatter* indican erupciones hawaianas.

El volcán Agua Poca, está compuesto por una sola clase de magma y presenta, según lo observado en el campo, un conducto de erupción relativamente simple, por lo que puede ser considerado como monogenético, es decir formado a través de una sola erupción, ya sea en una o varias fases. La duración de esta erupción se podría haber extendido desde unos días a varios años, según lo observado en volcanes activos (Fisher y Schmincke 1984; Cas y Wright 1987).

Existen en Agua Poca diques que atraviesan discordantemente las capas de *spatter* y *cinder*, rasgo común en conos de *cinder* y en conos de *cinder* y *spatter* Macdonald (1972). Estos diques representarían conductos alimentadores por donde ascendía el magma en su etapa superficial.

En el centro efusivo Agua Poca, las erupciones habrían sido controladas por una fractura de rumbo aproximado N60°E, inferida a partir de fotointerpretación y de las observaciones de campo. Esta fractura atraviesa al cerro Agua Poca y se considera de carácter local, ya que no se observaron lineamientos regionales relacionados con la misma.

Edad y relaciones estratigráficas

Diversas son las edades asignadas a los basaltos del

Tabla 2: Composiciones químicas de xenolitos ultramáficos de Agua Poca, de la frontera argentino-chilena (al sur de los 46° S) y del mundo.

Elem. (%)	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	45,86	45,02	44,15	44,40	44,20	44,71	44,01	43,62
TiO ₂	0,14	0,11	0,07	0,13	0,13	0,16	0,09	0,07
Al ₂ O ₃	1,04	3,16	1,96	2,38	2,05	2,46	2,69	2,53
FeO(tot)	9,44	9,31	8,28	8,31	8,29	8,15	8,83	9,39
MnO	0,16	0,11	0,12	0,17	0,13	0,18	0,12	0,13
MgO	41,54	38,89	42,25	42,06	42,21	41	42,58	43,04
CaO	1,69	2,29	2,08	1,34	1,92	2,42	2,34	1,97
Na ₂ O	0,06	0,28	0,18	0,27	0,27	0,29	0,19	0,19
K ₂ O	0,01	0,03	0,05	0,09	0,06	0,09	Nd	Nd
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,02	0,06	0,03	0,06	Nd	Nd
NiO	Nd	Nd	0,27	0,31	0,28	0,26	Nd	Nd
Cr ₂ O ₃	Nd	0,47	0,44	0,44	0,44	0,42	Nd	Nd
LOI	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	Nd	-0,47	-0,59
Total	100,01	99,75	99,87	99,96	99,95	100,20	100,36	100,35

1, Promedio de 3 peridotitas con espinela de la meseta Las Vizcachas, Muñoz (1981). 2, Promedio de 2 harzburgitas con espinela de la meseta Buenos Aires, Niemeyer (1978). 3, Promedio de 301 lherzolitas continentales con espinela de varias partes del mundo, Maaløe y Aoki (1977). 4, Promedio de 83 lherzolitas oceánicas con espinela de varias partes del mundo, Maaløe y Aoki (1977). 5, Promedio de 384 lherzolitas con espinela (continentales+oceánicas) de varias partes del mundo, Maaløe y Aoki (1977). 6, Composición sugerida del manto primitivo, Maaløe y Aoki (1977). 7, Muestra AP34A, sector superior noreste del cerro Agua Poca. 8, Muestra AP19, abertura del cono Agua Poca. Referencias: Nd: no detectado, LOI: pérdidas por ignición.

área de estudio, Wichmann (1928) los consideró como del Plioceno, y Sobral (1942) los ubicó en el Pleistoceno y post-Pleistoceno. Núñez (1976) ubicó a la Formación El Puente en el Holoceno, (en forma provisoria). Posteriormente, Bisceglia (1977) asignó la Formación El Puente al Holoceno temprano.

Cortelezzi y Dirac (1969) y Núñez (1976) dieron a conocer dataciones radimétricas efectuadas en rocas de los departamentos Puelén y Chical Co, Linares *et al.* (1980), presentaron los datos analíticos de las investigaciones previas y, posteriormente, Melchor y Casadío (1997) efectuaron una datación de la colada basáltica aflorante en Punta de la Barda. Se presenta aquí una nueva datación K/Ar sobre roca total llevada a cabo en una muestra colectada en el cerro Agua Poca (Tabla 3). Los datos fueron obtenidos en el Laboratorio de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de San Pablo, Brasil. Debido al alto contenido de argón atmosférico la edad de 0,6 +/- 0,1 Ma, debe ser considerada como probable edad máxima (M. Basei, comunicación personal).

En el sector de retroarco extrandino de la provincia de Mendoza (Campos Volcánicos Llanquanelo y Payún Matru), existió actividad volcánica desde el Plioceno hasta tiempos recientes. Dentro de esta continuidad se reconocieron tres épocas donde la actividad fue más marcada. Bermúdez *et al.* (1993) retomando la terminología y el sentido de Groeber (1946), las denominaron épocas eruptivas chapualitense, puentelitense y tromenlitense, y a su vez, propusieron reunir los productos generados por ellas en los Grupos Chapúa, Puente y Tromen, teniendo en cuenta dentro de ellos a las formaciones definidas por diversos autores en distintos lugares.

En este trabajo se propone incluir al cerro Agua Poca en el Grupo Puente. Esta inclusión se efectúa considerando criterios geomorfológicos y su edad absoluta.

Teniendo en cuenta los ciclos magmáticos de la

República Argentina (Ramos y Ramos 1978), el cerro Agua Poca pertenece al Ciclo Ándico (65-0 m.a.), Subciclo Cuaternario (1,8-0 m.a.), Fase Principal Pleistoceno (0,3 Ma).

En la aplicación del criterio geomorfológico se tuvo en cuenta el grado de erosión, comparándolo con el obtenido por Bermúdez *et al.* (1993) para los campos basálticos Llanquanelo y Payún Matru.

Conclusiones

El cerro Agua Poca es un volcán piroclástico, está compuesto por capas de *spatter* y *cinder*, acompañadas en menor medida por bombas y bloques aislados. Las rocas son vesiculares y de textura porfírica, con asociación de fenocristales constituida por olivino-plagioclasa. Químicamente se definen como hawaítas (dentro del grupo de los traquibasaltos) y pertenecen a la serie alcalina sódica.

Se trataría de un volcán monogenético, es decir que habría sido formado a través de una sola erupción. La misma presentó variaciones en su explosividad, por esto se intercalaron capas de *spatter* y *cinder*. El estilo eruptivo actuante habría sido una combinación de estromboliano y hawaiano y la erupción habría estado controlada por una fractura de rumbo aproximado N60°E.

El comportamiento del elemento traza Y es similar al de los basaltos emitidos en ambiente de arco volcánico, y se diferencia en pequeña medida de los de las rocas de la Provincia Basáltica Andino Cuyana (PBAC). Remarcando su alcalinidad, la relación Nb/Y es mayor en las rocas aquí estudiadas, que en el resto de la PBAC. Los diagramas discriminantes Th-Hf-Ta y Zr-Nb-Y, indican que las rocas de Agua Poca son basaltos de intraplaca.

Tabla 3: Edades absolutas de rocas basálticas del sector oriental de la PBAC, método K/Ar sobre roca total.

Muestra	Procedencia	Edad y Error (Ma)	Fuente
AP61	Cerro Agua Poca, dto. Puelén, La Pampa	0,60 ± 0,10	(1)
1	Ruta Nacional N° 151, dto. Puelén, La Pampa	2,2 ± 0,3 5,0 ± 0,9 2,5 ± 0,3	(2)
2	Cerro Solo, dto. Puelén, La Pampa	5,1 ± 0,9 3,8 ± 0,8	(2)
146	Salitral Los Carrizales, dto. Malargüe, Mendoza	2,3 ± 1,0	(3)
142	Cerro Los Carrizales, dto. Malargüe, Mendoza	0,95 ± 0,50	(3)
33	Puesto Limarra 2, dto. Chical Co, La Pampa	1,8 ± 1,0	(3)
159	Loma Lindero, dto. Chical Co, La Pampa	2,3 ± 1,3	(3)
12	Punta de la Barda, dto. Puelén, La Pampa	0,40 ± 0,10	(4)

Los datos analíticos de la muestra AP61 son: K: 1,0804 %; Error: 1,3 %; Ar40 Rad (10E-6) ccST/g: 0,02; Ar Atm.: 94,58 %. (1) Este trabajo; (2) Corteletti y Dirac (1969); (3) Núñez (1976); (4) Melchor y Casadio (1997).

El hecho que algunos elementos sean semejantes a los de arco volcánico y otros a los de volcanismo de intraplaca concuerda con lo descripto para los basaltos de la PBAC.

El cerro Agua Poca pertenece al Grupo Puente, época eruptiva Puentelicense. De acuerdo a la edad K/Ar obtenida, el mismo se formó durante el Pleistoceno (0,60 +/- 0,10 m.a.), dato que coincide con los criterios geomorfológicos.

Los xenolitos ultramáficos del cerro Agua Poca, descriptos en este trabajo, son los únicos hallados hasta el momento en la PBAC. Los mismos presentan deformación y tienen textura metamórfica; protogranular de tipo I y protogranular a porfiroclástica de tipo I. Dos de los xenolitos son harzburgitas espinelíferas y dos lherzolitas espinelíferas. La asociación mineral es: olivino-ortopiroxeno-clinopiroxeno-espinela. Estas peridotitas representarían fragmentos del manto superior, transportados hacia la superficie por el basalto alojante. Se postula para las mismas, una profundidad mínima de formación de 40 km.

Agradecimientos

A D. Delpino y A. Bermúdez por su ayuda en el inicio de la investigación. A C. Cingolani y E. Bjerg por su valiosa colaboración en la redacción del manuscrito. A S. Casadio y R. Melchor por la colaboración prestada. A H. Tickyj, quien prestó una ayuda invaluable

en todos los aspectos del trabajo. A S. Quenardelle y S. Poma por la colaboración prestada en los aspectos petrográficos y geoquímicos. A M.A. Basei por su colaboración en los aspectos geocronológicos. A O. Suárez, E. Martínez García y G. Corretgé, por la cooperación brindada en los temas petrológicos. A J.A. Strelin por sus valiosas sugerencias. Este trabajo se llevó a cabo gracias al aporte de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad Nacional de La Pampa.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bermúdez, A. y Delpino, D., 1989. La provincia basáltica Andino Cuyana (35-37° L.S.). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4): 35-55. Buenos Aires.
- Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F. y Saal, A., 1993. Los basaltos de retroarco extraandino. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 161-173. Mendoza.
- Bertotto, G.W., 1995. Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos Cerros Del Nido, Escorial y Agua Poca. Departamentos Puelén y Chical-Có, sector occidental de la provincia de La Pampa. Informe Beca de Iniciación a la Investigación. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa. (Inédito).
- Bertotto, G.W., 1996. Características volcanológicas del centro eruptivo Agua Poca, cenozoico, departamento Puelén, provincia de La Pampa. 6° Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, COPROCA, Comunicaciones: 10-12. Santa Rosa.
- Bertotto, G.W., 1997. Estudio volcanológico y petrográfico de los conos basálticos cenozoicos, cerros Del Nido, Amarillo y Agua Poca. Noroeste del departamento Puelén, provincia de La Pampa, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, Santa Rosa. (Inédito).
- Bisceglia, H.A., 1977. Estudio hidrogeológico de la región de la Meseta Basáltica Pampeana, con especial referencia a los manantiales. Administración Provincial del Agua, Santa Rosa, La Pampa. (Inédito).
- Calmels, A.P., 1996. Bosquejo Geomorfológico de la Provincia de La Pampa. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, 110 p., Santa Rosa, La Pampa.
- Calmels, A.P. y Carballo, O.C., 1997. Geomorfología de las Regiones Secas. 2. Los Procesos Morfogénicos y los Suelos. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UNLPam, 139 p., Santa Rosa, La Pampa.
- Cas, R.A. y Wright, J.V., 1987. Volcanic Successions. Unwin Hyman, 528 p., London.
- Corteletti, C.R. y Dirac, M., 1969. Edad de los basaltos de Neuquén y La Pampa. Actas 4° Congreso Geológico Argentino, 2: 95-100. Mendoza.
- Deer, W.A., Howie, R.A. y Zussman, J. 1993. An Introduction to the Rock-Forming Minerals. Longman Scientific & Technical, 696 p., England.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.-U., 1984. Pyroclastic Rocks. Springer-Verlag, 472 p., Berlín.
- González Díaz, E.F., 1970. Rasgos morfológicos del área volcánica del cerro Payún-Matru, provincia de Mendoza.

- Acta Geológica Lilloana, 20: 1-102, Universidad Nacional de Tucumán, Tucumán.
- González Díaz, E.F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30d Volcán Payún Matru. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín, 130: 1-88, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Sociedad Geológica Argentina, Revista 1(3): 117-208. Reimpreso en Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones 1:1-174 (1980). Buenos Aires.
- Hasenaka, T. y Carmichael, I.S.E., 1985. The cinder cones of Michoacán-Guanajuato, central Mexico: their age, volume and distribution, and magma discharge rate. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 25: 105-124. Amsterdam.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- Kuno, H., 1966. Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs. Bulletin of Volcanology, 29: 195-222.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, 193 p., Oxford.
- Linares, E., LLambías, E.J. y Latorre, C.O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35(1): 87-146. Buenos Aires.
- LLambías, E.J., 1966. Geología y Petrografía del volcán Payún Matru. Acta Geológica Lilloana, 8: 265-310, Tucumán.
- Maaløe, S. y Aoki, K., 1977. The major element composition of the upper mantle estimated for the composition of lherzolites. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63: 161-173.
- McBirney, A.R., 1993. Igneous Petrology. Jones and Bartlett Publishers, Inc., 508 p., Boston.
- Macdonald, G.A. y Katsura, T., 1964. Chemical composition of hawaiian lavas. Journal of Petrology, 5: 83-133.
- Macdonald, G.A., 1967. Forms and Structures of Extrusive Basaltic Rocks. En: Hess, H.H. y Poldevaart, A. (Eds): Basalts: The Poldevaart treatise on rocks of basaltic composition. Vol. 2. Interscience, p 1-61, New York.
- Macdonald, G.A., 1968. Composition and origin of hawaiian lavas. En: Coats, R.R., Hay, R.L. y Anderson, C.A. (Eds): Studies in volcanology: a memoir in honour of Howel Williams. Geological Society of America. Memoir, 116: 477-522.
- Macdonald, G.A., 1972. Volcanoes. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 510 p., New Jersey.
- MacKenzie, W., Donalson, C. and Guilford, C., 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. John Wiley & Sons, 148 p., New York.
- Martínez, M.P., Gimenez, M.E., Introcaso, A. y Robles, J.A., 1994. Excesos de espesores corticales y acortamientos andinos en tres secciones sudamericanas ubicadas en 36°, 37° y 39° de latitud sur. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 101-105, Concepción.
- Melchor, R. y Casadio, S., 1997. Hoja Geológica 3766-III La Reforma, provincia de La Pampa. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 36 p. (informe preliminar inédito).
- Mercier, J-C. C. and Nicolas, A. 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by basalts xenoliths. Journal of Petrology, 16(2): 454-487.
- Meschede, M., 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. Chemical Geology, 56: 207-218.
- Middlemost, E.A.K., 1975. The basalt clan. Earth Science Review, 11: 337-364.
- Muñoz, J.B., 1981. Inclusiones ultramáficas del manto superior en meseta Las Vizcachas, Última Esperanza, Magallanes, Chile. Revista Geológica de Chile, 13-14: 63-78.
- Niemeyer, H., 1978. Nódulos máficos y ultramáficos en basaltos alcalinos de la meseta Buenos Aires, lago General Carrera, provincia de Aisén, Chile. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 33(1): 63-75.
- Nocioni, A.D., 1997. Modelos gravimétricos corticales andinos (35° 40' - 37° L.S.). Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 453-473, Buenos Aires.
- Núñez, E., 1976. Descripción geológica de la Hoja 31e, Chical Co, provincias de Mendoza y La Pampa. Servicio Geológico Nacional, (informe inédito).
- Ollier, C., 1989. Volcanoes. Basil Blackwell Ltd., 221 p., Oxford.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. En: Thorpe, R.S. (Ed.): Andesites, pp.525-548. Wiley, Chichester.
- Peña Zubiarte, C.A., Maldonado Pinedo, D., Martínez, H., Hebia, R., Musto, J.C., Pittaluga, A., Salazar Lea Plaza, J.C., Maldonado Pinedo, D., Cano, E., Fernández, B. y Montes, M.A., 1980. Inventario Integrado de los Recursos Naturales de la Provincia de La Pampa. INTA, 494 p., Buenos Aires.
- Ragland, P.C., 1989. Basic Analytical Petrology. Oxford University Press, 366p., Oxford.
- Ramos, E.D. y Ramos, V.A., 1978. Los ciclos magmáticos de la República Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 771-786. Neuquén.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data. Longman Scientific & Technical, 352p., Essex.
- Sobral, J.M., 1942. Geología de la región occidental del Territorio de La Pampa, situada al occidente del Chadi-Leuvú. Boletín de Informaciones Petroleras, 212: 33-81. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E. y Leguizamón, M.A., 1986. Fábrica de rocas ígneas. Serie Geociencias N° 2, Ediciones Argentea, 70 p., Buenos Aires.
- Teruggi, M.E., 1980. Clasificación de las rocas ígneas. Colección Ciencias de la Tierra, Estudios N°1, Ed. Científ. Arg. Librart (ECAL), 34 p., Buenos Aires.
- Thompson, R.N., 1984. Dispatches from the basalt front 1. Experiments. Proceedings Geologists Association, 95: 249-262.
- Wichmann, R., 1928. Contribución a la Geología de los departamentos Chical Co y Puelén, de la parte occidental de La Pampa Central. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 40, 33 p., Buenos Aires.
- Wyllie, P.J., 1970. Ultramafic rocks and the upper mantle. Mineralogical Society of America, Special Paper, 3.
- Wyllie, P.J., 1971. The dynamic Earth: Textbooks in Geosciences. John Wiley and Sons, Inc., 416 p., New York.
- Wilson, M., 1989. Igneous Petrogenesis. Unwin Hyman, 465 p., London.

Winchester, J. y Floyd, P., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.

Wood, D., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to esta-

blishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the british Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.

Recibido: 24 de enero, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

Evolución magmato-tectónica del Complejo Granítico de Cerro Blanco, Sistema de Famatina, Argentina

Clara Eugenia CISTERNA

*Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Universidad Nacional de Tucumán,
Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán, Argentina
E-mail: claenci@csnat-unt.edu.ar*

ABSTRACT. *Magmatic and tectonic evolution of the Cerro Blanco Granitic Complex, Famatina System, Argentina.* The Cerro Blanco mountains of north-west Argentina trend north-south and consist mainly of an igneous basement overlain discordantly by sedimentary units of the Carboniferous and Permian. Granitoids are represented by three plutons whose compositions vary from tonalite and granodiorite with biotite and hornblende, to granodiorite, biotite and leucogranite with associated quartz-feldspar pegmatites. The oldest granitoids are foliated and contain abundant igneous inclusions and syn-magmatic basic dykes, suggesting a magma mixing origin. The rocks are metaluminous and together form a series with calc-alkaline affinities related to a process of progressive differentiation. Emplacement of the plutons took place in a magmatic arc environment within the regional Famatina system.

Key words: *Granites, Famatina, Argentina*

Palabras clave: *Granitos, Famatina, Argentina*

Introducción

La sierra de Cerro Blanco o sierra Baja de Los Portezuelos se extiende con rumbo noreste - suroeste en el sur de la provincia de La Rioja y sus últimas estribaciones alcanzan el límite con la provincia de San Juan, en el noroeste de Argentina (Fig. 1).

Esta entidad orográfica está constituida principalmente por unidades ígneas y sedimentarias de edad paleozoica, reconocidas en un principio por Brakebusch (1891) y Bodenbender (1912). Más tarde, Frenguelli (1944 y 1946), Heim (1949) y Zardini y Quartino (1963) realizan trabajos que se ocupan de la estratigrafía de esta zona y de las relaciones entre las distintas unidades que afloran en la misma. Bossi y Herbst (1968) definen formacionalmente las sedimentitas del Paleozoico tardío y Triásico que afloran extensamente en el área. Lisiak (1990) se refiere a las rocas ígneas que constituyen gran parte de esta sierra, definiéndolas en conjunto como Tonalita Cerro Blanco y Cisterna (1996) analiza la geología de esta sierra y las características generales de las plutonitas.

La realización de un estudio detallado sobre los granitoides de la sierra de Cerro Blanco surge ante la necesidad de analizar las relaciones de campo de las distintas unidades ígneas que afloran en la zona y su posible relación con los eventos deformacionales que afectaron las rocas del Paleozoico inferior del Sistema de Famatina. Por tal motivo, se indica la secuencia de in-

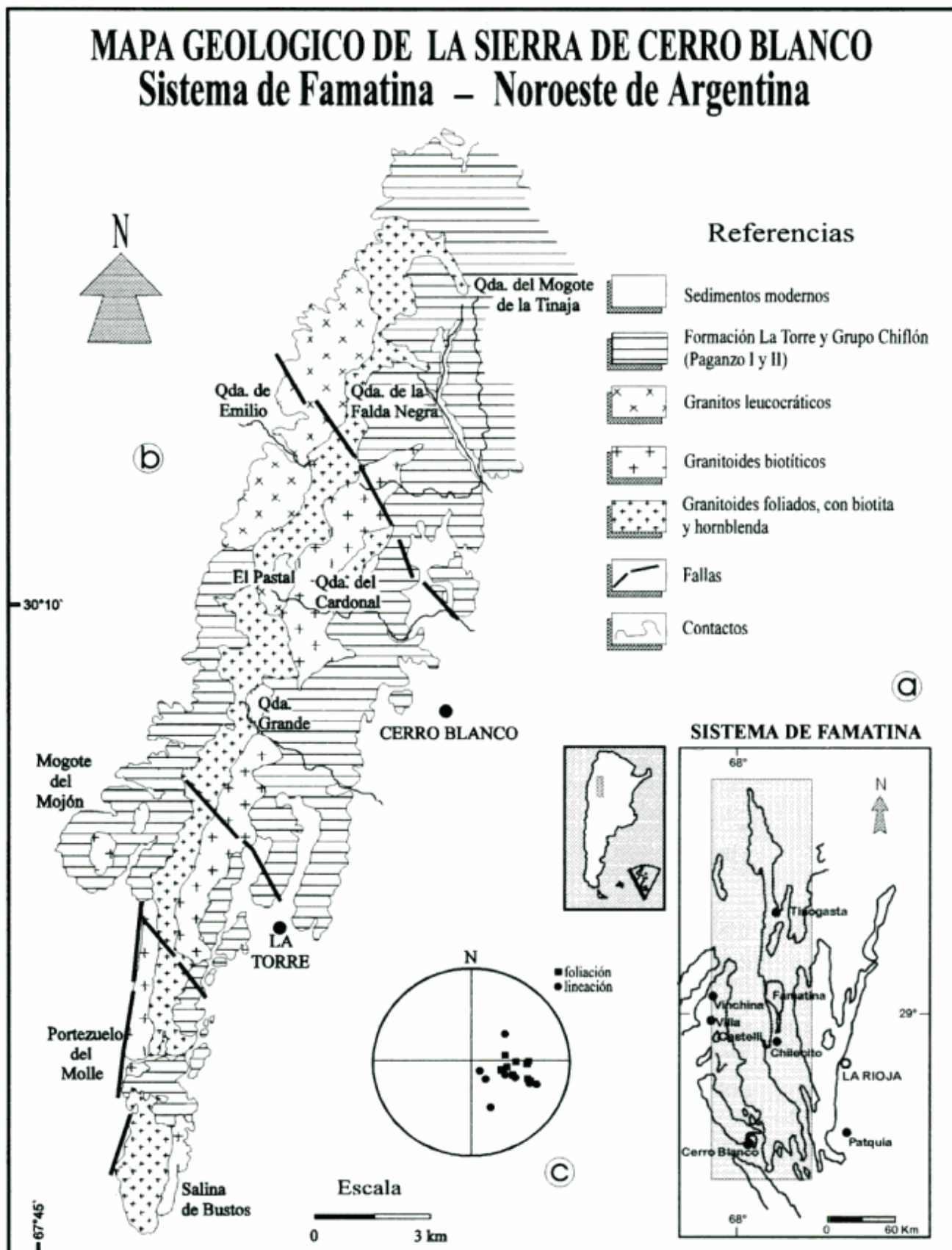
trusión de los distintos plutones determinados y sus características petrográficas, estructurales y químicas. Esta información permite desarrollar interpretaciones acerca de la génesis de los granitoides y brinda las pautas necesarias para establecer parámetros de correlación con intrusivos de igual edad que afloran en Sierras Pampeanas.

Geología

La geología de la sierra de Cerro Blanco está dominada por unidades correspondientes al Paleozoico (Fig. 1). Gran parte de esta entidad orográfica está representada por rocas ígneas, que constituyen preferentemente el núcleo de la sierra y el flanco oeste de la misma. Estas rocas se hallan parcialmente cubiertas por sedimentitas continentales, con las que se relacionan por intermedio de una discordancia erosiva o a través de contactos tectónicos.

La Formación La Torre (Bossi y Herbst 1968) es asignada al Carbonífero por los mismos autores y está representada por areniscas medias a gruesas, alternantes con limolitas, arenas finas y conglomerados. Predominan los colores blanco - rojizo, verdoso y blanquecino y en conjunto esta unidad alcanza espesores de hasta 600 metros.

También afloran en esta zona las formaciones Lomas Blancas, río Chiflón e intrusiones y derrames básicos,



correspondientes al Grupo Chiflón (Bossi y Herbst 1968) y asignadas al Triásico por los mismos autores. La Formación Lomas Blancas está representada principalmente por areniscas finas y limolitas de colores predominantemente verdosos, grises y amarillentos, con lentes y niveles conglomerádicos. Las capas de la Formación Río Chiflón están integradas por areniscas de grano fino a mediano, limolitas y lutitas, de color predominantemente rojo ladrillo, pardo rojizo y rojo violáceo.

Las unidades sedimentarias se apoyan de modo discordante sobre los granitoides. Localmente, en las zonas de contacto con las plutonitas también se ha observado la existencia de niveles de brechas monolitológicas con clastos correspondientes a los granitoides; asimismo en algunas quebradas es posible observar que la matriz arcillosa de estas capas se halla rellenando fracturas y diaclasas en las plutonitas.

En base a las relaciones geológicas indicadas y ante la ausencia de roca encajante, sólo es posible asignar a los granitoides de Cerro Blanco una edad pre carbonífera. Sin embargo, Toselli *et al.* (1996) analizan los granitoides de Cerro Blanco conjuntamente con los de San Agustín de Valle Fértil, Cerro Toro y Paganzo por constituir los afloramientos del faldeo occidental y sur del Sistema de Famatina y presentar características petrográficas y químicas comunes. Los mismos autores, indican para los intrusivos citados edades de 449 a 459 Ma, que pueden extrapolarse a las plutonitas de Cerro Blanco.

La columna estratigráfica se completa con la presencia de niveles de depósitos de terrazas cuaternarias, que cubren gran parte del flanco oeste de la sierra. También conforman el relleno de cauces actuales e importantes depósitos de caída en las lomadas australes.

Granitoides de Cerro Blanco

La sierra de Cerro Blanco representa un cuerpo elongado, cuyo eje mayor se orienta con dirección NNE-SSO a lo largo de 27 km y está constituida por granitoides, cuyas características litológicas particulares y relaciones de intrusividad permiten definir la existencia de tres plutones. Se trata de granitoides foliados con biotita y hornblenda, intruidos por granitoides biotíticos y finalmente, se emplazan granitos leucocráticos. También se reconoce la presencia de más de una generación de pegmatitas asociadas a estos cuerpos.

El contacto entre los distintos plutones es generalmente neto (Fig. 2a) y sólo localmente la relación entre los granitoides foliados con biotita y hornblenda y los granitoides biotíticos puede ser transicional y estar definida por una zona de contacto (cuyo espesor está en el orden los decímetros a centímetros) donde se interdigitan ambos tipos de plutonitas (por ejemplo en el portezuelo del Molle). Los granitos leucocráticos mantienen, invariablemente, contactos netos con el resto de

las plutonitas. En relación a la secuencia de intrusividad, los granitoides biotíticos intruyen al plutón foliado, presentándose localmente el desarrollo de venillas (cuyo espesor no excede los 20 cm) de las plutonitas biotíticas emplazadas en las rocas foliadas. Asimismo, acompañan esta intrusión diques pegmatíticos cuyo espesor puede alcanzar aproximadamente hasta 3 m. Los granitos leucocráticos intruyen el resto de los granitoides y también están acompañados por el emplazamiento de diques pegmatíticos cuyo espesor no excede 1 m y que corresponden a las etapas finales del evento magmático.

Tonalitas y granodioritas foliados con biotita y hornblenda

La morfología de este intrusivo es difícil de establecer debido a la discontinuidad de los afloramientos, sin embargo se trata de un cuerpo elongado cuyo eje mayor se orienta con dirección NNE-SSO y que constituye gran parte de los afloramientos que se ubican hacia el sur del portezuelo del Molle y se extienden hasta la salina de Bustos. Desde el portezuelo del Molle hacia el norte, estos granitoides determinan una franja que generalmente constituye el centro y flanco oriental (Fig. 1). Estos granitoides presentan deformación penetrativa, definida por una foliación de rumbo promedio N50°.110° y cuyo desarrollo en el plutón es heterogéneo. En el sector sur del cuerpo, en la zona de salina de Bustos, esta estructura tiene intenso desarrollo y se manifiesta en todos los afloramientos. Acompañan esta foliación, aunque localmente, fenocristales de plagioclasa que se orientan según N30°.110°; como así también fracturas y venas de cuarzo (de 2 a 5 cm de espesor) deformadas, al igual que diques básicos sinmagmáticos (de 20 a 30 cm de espesor) plegados. En este plutón se hallan abundantes inclusiones ígneas, elongadas, cuyo eje mayor es paralelo a la foliación (promedio N50°.100°) y generalmente, con aplastamiento perpendicular a la misma (Fig. 2c).

Los granitoides que constituyen este plutón son grises, en general de grano medio y microscópicamente la textura se reconoce como seriada a equigranular. Es común el desarrollo de motas subredondeadas que no exceden 1 cm y están determinadas por concentraciones de biotita o biotita y hornblenda. Estas son características en los afloramientos del tramo sur de la sierra y en el norte, sólo se observan en la cabecera de la quebrada de la Falda Negra.

Composicionalmente se trata de tonalitas y en menor proporción granodioritas (Fig. 4a), siendo los mafitos dominantes biotita y hornblenda. La deformación que afecta estas rocas se traduce en estructuras intracristalinas tales como extinción fragmentosa en los individuos más gruesos de cuarzo y también con la presencia de cintas de deformación en el mismo mineral. El cuarzo también se halla determinando mosaicos intergra-

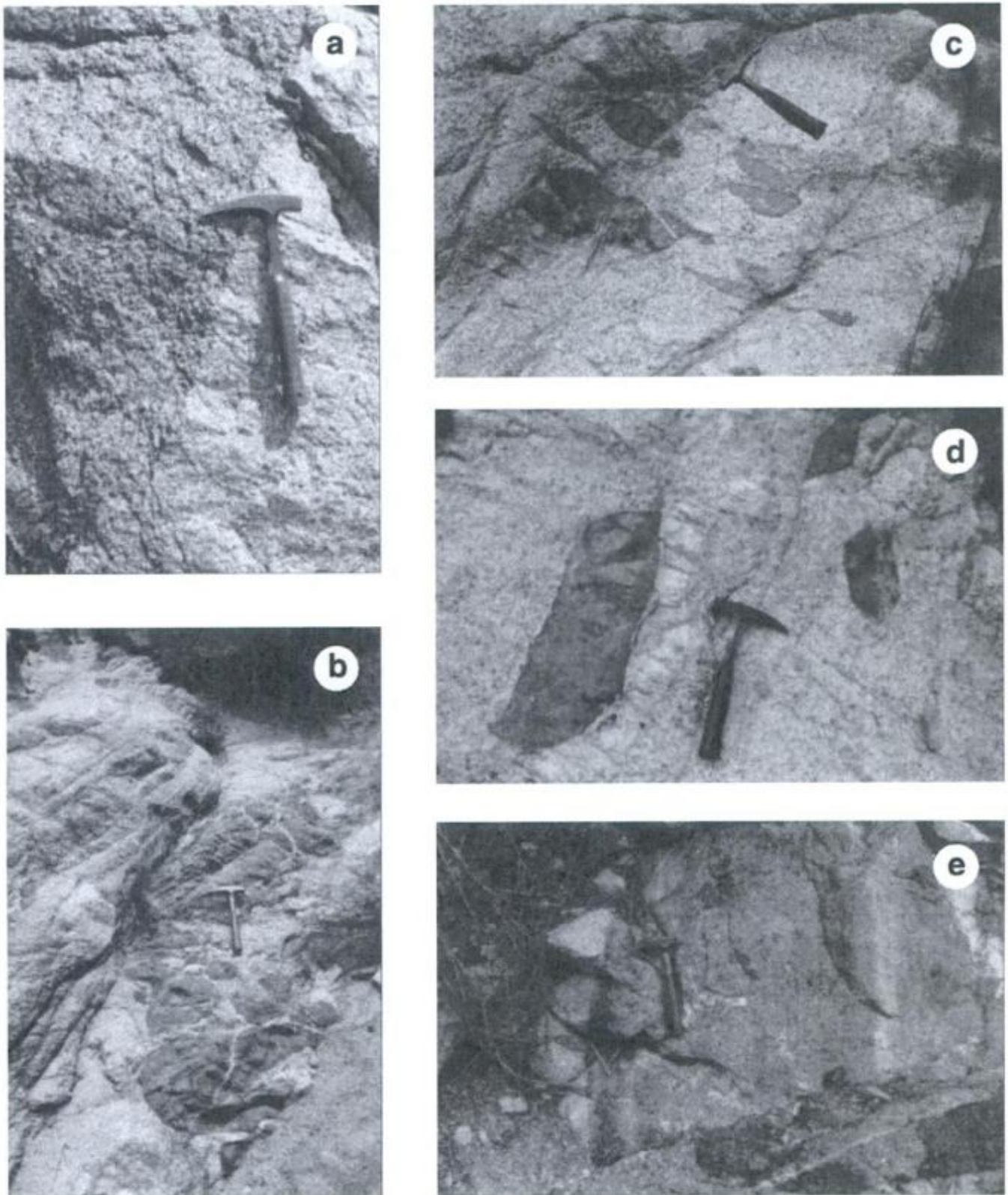


Figura 2: a, Afloramiento en el tramo oriental del portezuelo del Molle, donde se observa el contacto entre rocas del plutón foliado y correspondientes a granitoides biotíticos; b, Dique básico desmembrado en granitoide foliado; c, Enclaves orientados en coincidencia con la foliación del granitoide encajante; d, Inclusión de composición diorítica con borde de reacción aplítico; e, Dique sinmagmático en hospedante granodiorítico, con zonas de contacto híbridadas.

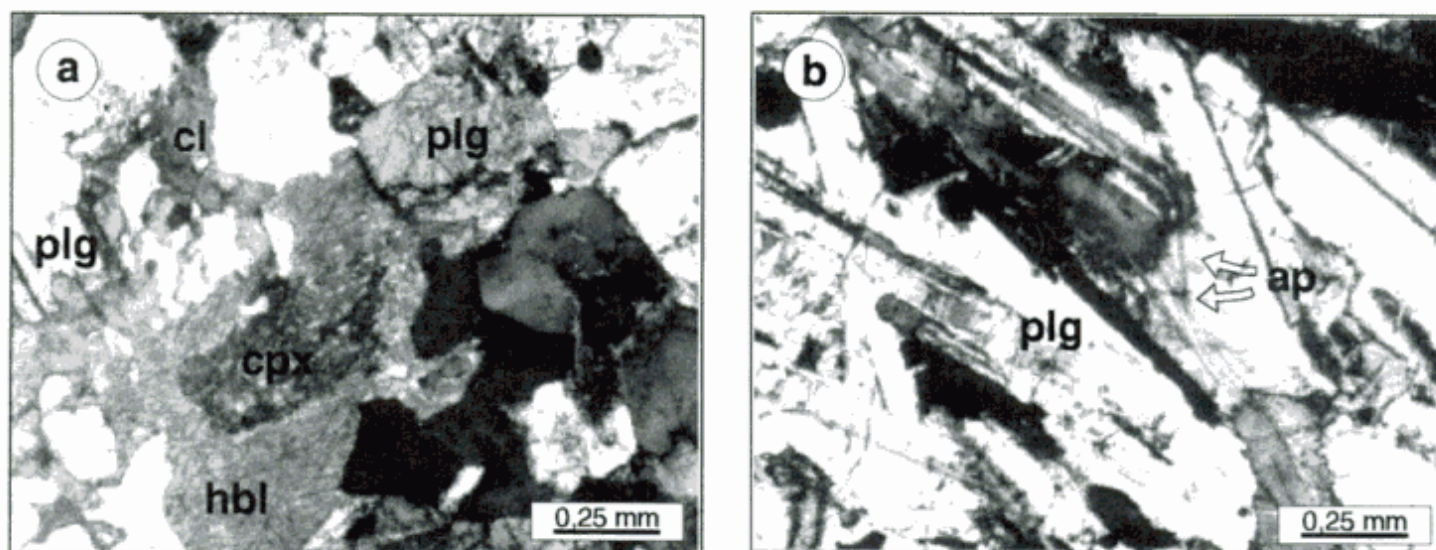


Figura 3: a, Restos de clinopiroxeno (augita o augita diopsídica) en hornblenda verde, en un enclave diorítico; b, Tablillas de plagioclasa (An 45-50) y cristales de apatita acicular en enclave.

nulares de grano fino, originados por recristalización y también constituye mirmequitas de borde en relación a feldespatos. La plagioclasa (An₃₂₋₄₀ y An₂₈₋₃₃) es subhedral y de tamaño de grano variable, con frecuencia presenta cristales con *patchy zoning* y en algunos casos se ha determinado el desarrollo de juegos de macla originados por deformación. En menor proporción, existen individuos correspondientes a una generación más antigua, anhedral, que se hallan relativamente más alterados que el resto del mismo feldespato. Son frecuentes los granos de plagioclasa con una zona interna alterada (generalmente caolinizado) y estructuras dendríticas relacionadas al crecimiento de cuarzo o con el núcleo rodeado por una zona donde se desarrollan intercrecimientos dendríticos de mafitos u opacos. El microclino es intergranular, puede contener inclusiones de biotita, cuarzo y plagioclasa. También es común la existencia de granos de microclino con núcleo de plagioclasa, a la que sobrecrece, interpretándose como feldespatos manteados de acuerdo a los conceptos de Hibbard (1991). Aunque raramente, también se reconoce ortosa con pertitas de diseño filiforme. Los mafitos, biotita y hornblenda, pueden presentarse orientados según la dirección de la foliación en estas rocas y comúnmente están alterados por minerales del grupo de la epidota y clorita. La biotita también puede estar reemplazada por muscovita. La hornblenda es verde y puede hallarse con granos anhedral esqueléticos, con abundantes inclusiones de plagioclasa, biotita y cuarzo. Son accesorios comunes apatita, generalmente de hábito acicular; circón y titanita.

Respecto a los enclaves y diques sinmagmáticos contenidos en este plutón, se trata de rocas de naturaleza ígnea y son abundantes. Los enclaves presentan dimensiones, morfología y relaciones con el hospedante muy variables (Fig. 2b,c,d,e). Asimismo, pueden estar foliados en coincidencia con el granitoide encajante y

con fenocristales de plagioclasa y mafitos orientados en la misma dirección. La composición de estas rocas varía de dioritas a tonalitas (Fig. 4a) o son básicas, resultantes del desmembramiento de diques sinplutónicos de composición andesítica.

Petrográficamente, los enclaves se caracterizan por ser de color gris verdoso a negruzco, de grano medio a fino y textura inequigranular, ocasionalmente porfirica. Si bien estas rocas presentan características petrográficas similares a los granitoides encajantes, el índice de color es siempre mayor que el de éstos y la granulometría menor. Cualitativamente, la mineralogía de los enclaves tonalíticos y dioríticos es similar a la del hospedante, con la excepción de que existen ciertas variaciones en las proporciones modales de algunos minerales, ya que las inclusiones ígneas se caracterizan por la mayor abundancia de biotita y de anfíbol, destacándose la presencia de restos de clinopiroxeno (augita o augita diopsídica) en su interior (Fig. 3a). En el caso de la plagioclasa, suele presentar un contenido ligeramente mayor en anortita (composición medio de plagioclasa en granitoides An₃₂ y en enclaves An_{40-45, 50}) y el desarrollo de estructuras típicas de feldespatos manteados. Ocasionalmente, se observa el desarrollo de mirmequitas en el borde de la plagioclasa o de modo intergranular. También es importante citar la presencia de apatita acicular (Fig. 3b) y de circón, con cristales de hábito prismático. Es común la titanita, tanto con agregados anhedral como con cristales euhedral.

Los diques sinmagmáticos presentan generalmente contactos variables con los granitoides, de netos a transicionales, incluso con el desarrollo de sectores de bordes hibridados. La forma de estas intrusiones básicas es tabular y con acuñamiento en los extremos o bien pueden presentar bordes deflecados. Las dimensiones varían de unos pocos centímetros hasta dos metros de espesor y los mismos también pueden estar desmem-

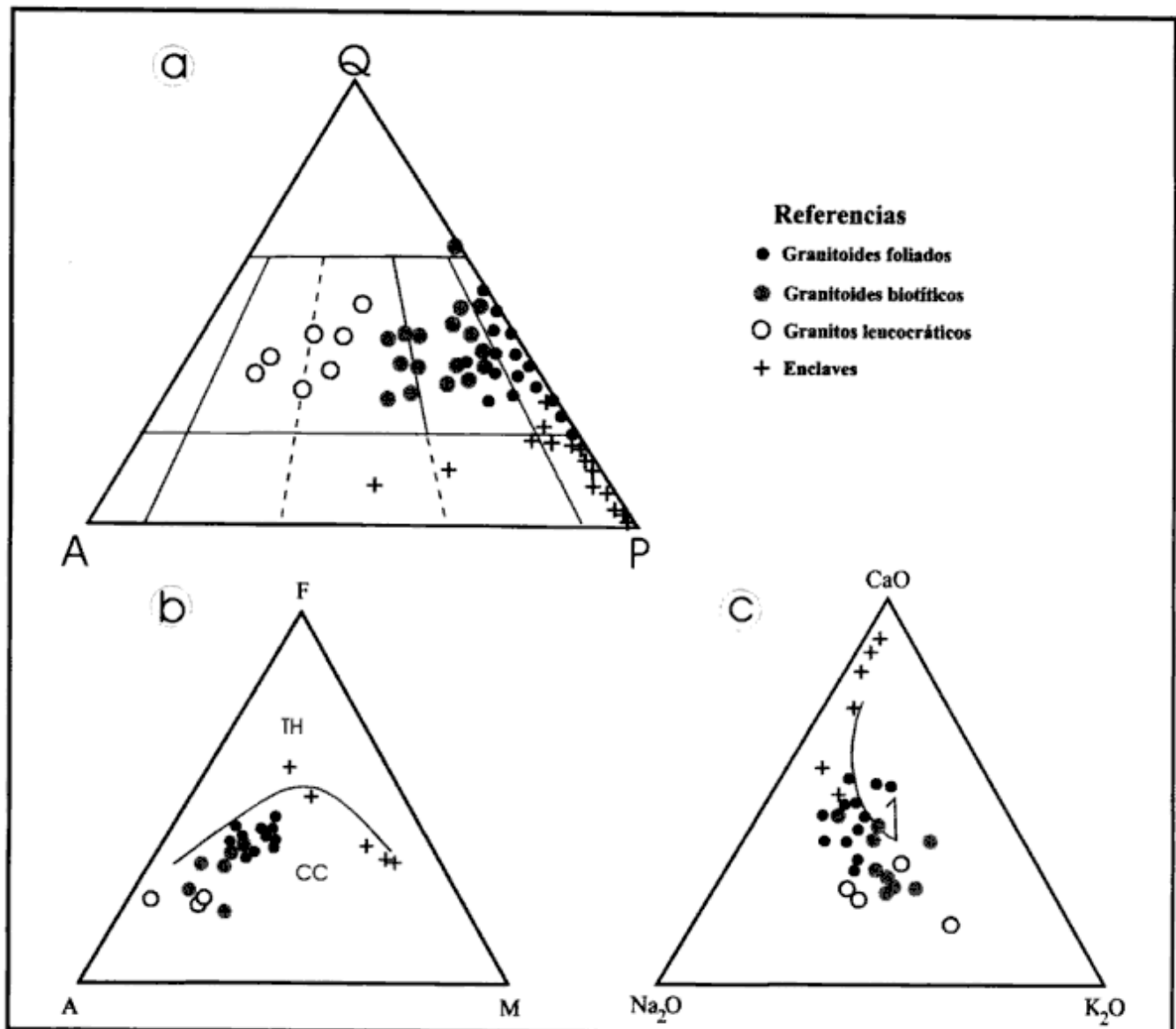


Figura 4: a, Diagrama QAP modal para las facies de granitoides de Cerro Blanco y las inclusiones ígneas alojadas en el plutón foliado; b, Diagrama AFM, de Irvine y Baragar (1971); c, Relación Na_2O - K_2O - CaO , donde la distribución de los valores confirma el carácter calcálcico de la serie de granitoides.

brados, según bloques angulosos a subredondeados que determinan estructuras de balsa. Microscópicamente, se observa el predominio de tablillas de plagioclasa maculadas según Carlsbad, con inclusiones de opacos. Generalmente este feldespato está alterado, con el desarrollo de sericita, caolinita y clorita, también se destaca una saussuritización incipiente. Los mafitos que se presentan son clinopiroxenos y, aunque escaso, olivino con pequeños cristales alterados en un grado muy avanzado. También es común la existencia de apatita acicular.

Estos diques comúnmente se asocian a venas aplíticas, determinando diques compuestos. Las aplitas se ubican en la zona de contacto de la intrusión básica con el granitoide o como fase de borde en los enclaves.

Granitoides biotíticos

Se presentan con afloramientos de reducida extensión en el sector sur de la sierra, en las inmediaciones de la salina de Bustos. En el portezuelo del Molle, estas rocas determinan afloramientos en los tramos intermedios del perfil; mientras que hacia el norte del portezuelo se ubican preferentemente en la zona central de la sierra. En el extremo norte los afloramientos son reducidos y constituyen las zonas más altas de la sierra, tal como puede observarse en la quebrada de la Falda Negra o hacia el noreste del Mogote del Mojón.

Los granitoides que constituyen este plutón se caracterizan por su color rosado a rojizo, la granulometría es generalmente media y la textura equigranular a seria-

Tabla 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios y minoritarios de las plutonitas de Cerro Blanco.

(1)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
3609	60.00	0.89	17.96	4.08	0.13	2.72	5.82	3.40	1.80	0.25		98.71
3611	65.00	0.65	16.00	3.54	0.29	1.32	5.62	2.60	2.80	0.19		99.71
3613	66.25	0.58	17.03	2.78	0.25	1.60	6.16	3.20	2.90	0.22		102.0
4986	63.50	1.33	13.93	5.53	0.10	3.87	4.50	4.20	1.60	0.18	0.74	99.48
4987	66.00	1.06	14.14	4.31	0.03	2.58	3.60	4.15	1.85	0.14	1.23	99.09
4995	64.00	0.88	14.28	5.92	0.11	3.87	3.70	3.30	2.40	0.04	0.90	99.40
5018	66.50	0.75	14.28	5.18	0.08	3.22	2.64	3.60	2.65	0.10	1.20	100.2
5025	63.50	1.19	14.28	6.10	0.10	3.22	4.65	3.20	2.15	0.18	1.26	99.83
5001	66.50	0.58	14.77	6.11	0.12	2.92	3.69	2.85	1.60		0.37	99.51
4979	66.50	0.67	15.33	5.37	0.12	2.10	3.09	3.70	2.70	0.04	0.89	100.5
4975	64.70	0.58	15.12	6.66	0.14	3.51	3.24	3.50	2.10	0.10	0.59	100.2
5028b	70.00	1.07	13.40	4.00	0.07	1.69	3.96	2.80	2.15	0.12	1.00	99.99
(2)												
3610	75.00	0.35	12.24	1.08	0.07	0.88	2.13	2.60	3.80	0.07		99.02
3621	73.75	0.33	13.35	1.92	0.04	0.88	3.58	3.20	2.80	0.08		100.3
3612	75.00	0.36	12.20	1.80	0.04	1.52	2.58	3.20	3.60	0.10		100.7
3618	72.50	0.25	14.20	1.26	0.26	0.16	3.81	2.40	4.40	0.08		99.98
4990	71.50	0.81	12.73	2.13	0.06	2.81	2.35	3.35	3.70	0.02	0.96	100.4
4976	68.50	0.62	14.92	4.96	0.10	1.93	2.45	3.04	2.89	0.06	0.43	99.90
4977	68.00	0.48	15.19	4.26	0.71	1.75	1.93	3.60	2.25	0.21	0.76	99.14
4982	69.00	0.98	14.65	3.82	0.06	1.29	3.43	2.95	1.55	0.10	1.38	99.21
4996	68.50	0.80	14.17	4.52	0.06	1.49	3.83	3.00	2.80	0.04	1.07	100.2
(3)												
4985	71.50	0.54	13.63	2.59	0.05	1.87	1.49	2.40	5.00		0.47	99.54
4980	70.50	0.48	14.40	3.65	0.07	1.82	1.76	3.45	2.65	0.17	0.54	99.49
4981	74.50	0.52	13.40	2.09	0.04	0.81	1.61	3.20	2.20	0.05	0.63	99.05
4996a	68.50	1.05	14.30	3.71	0.03	1.69	2.83	3.00	2.50	0.08	1.10	98.79
(4)												
5020	49.00	1.31	15.67	13.06	0.18	7.90	8.30	2.50	1.15	0.24	0.86	100.1
5008	50.00	0.60	19.64	7.02	0.10	9.07	9.52	1.85	0.80	0.20	1.23	100.0
5007	49.50	0.62	17.91	7.22	0.11	7.43	11.77	1.50	0.90		2.13	99.09
5006	49.50	0.67	16.37	7.77	0.11	7.69	13.65	1.25	0.85	0.24	1.40	99.50
5002	55.50	0.83	17.77	9.91	0.19	3.60	5.13	3.18	0.98	0.24	1.16	98.49
5028	51.00	3.16	18.03	10.10	0.11	3.73	5.57	4.35	2.20	0.40	2.14	100.7

Referencias: (1) Granitoides foliados, con biotita y hornblenda; (2) Granitoides biotíticos; (3) Granitos leucocráticos; (4) Enclaves.

da. Son rocas macizas, alteradas en bajo grado y sin enclaves. Composicionalmente se trata de granodioritas, con variaciones a tonalitas y granitos (Fig. 4a) y la biotita es el mafito principal. La plagioclasa (An₂₇₋₃₅) se presenta con cristales subhedrales de hasta 4 mm y texturas intracrystalinas de tipo *patch*; en tanto que el feldespato potásico es microclino peritítico, intergranular y poiquilítico. Son comunes los crecimientos mirmequíticos en los bordes de la plagioclasa. El cuarzo generalmente con granos medianos, también puede resultar de la silicificación de feldespatos. Las láminas de biotita son finas a medianas y subhedrales. Los minerales secundarios más comunes son los del grupo de la epidota, finas láminas de muscovita y clorita. También se halla calcita, como relleno de microfracturas.

Relacionadas a las etapas finales de la intrusión de este plutón, se han determinado venas y diques pegmatíticos (de hasta 3 m de espesor) de color rosado. Los mismos están compuestos por feldespato potásico peritítico, cuarzo blanco y biotita; ocasionalmente con muscovita y turmalina. Estas rocas también se hallan asociadas a venas mineralizadas, principalmente con limonita. Los cuerpos pegmatoides de mayores dimensiones se ubican hacia el sur de la sierra, en salina de Bustos.

Granitos leucocráticos

El cuerpo principal se ubica en el extremo noroeste de la sierra y con afloramientos saltuarios en las zonas de cumbres, como en las cabeceras de las quebradas del Cardonal y Grande. También se hallan, aunque de modo reducido, en la zona de El Pastal.

Estas rocas se caracterizan por ser de color blanco, con variaciones a gris blanquecino y rosado claro. El tamaño de grano es grueso a medio y la textura equigranular. La composición corresponde a granitos (Fig. 4a), con escasas proporciones de biotita. El cuarzo es anhedral, de grano medio a fino y con extinción generalmente fragmentosa. Puede desarrollar intercrecimientos mirmequíticos, generalmente en los bordes de plagioclasa. El feldespato alcalino es microclino, que se halla con gruesos granos poiquilíticos y presenta intercrecimientos de finas perfitas filiformes o con diseño lenticular o de parches. La plagioclasa (An₂₅₋₃₀) suele estar alterada de modo diferencial por caolinita, sericita y epidota. La biotita se halla como láminas finas y está alterada por minerales del grupo de la epidota, por clorita o puede estar parcialmente reemplazada por muscovita. Aunque en escasas proporciones, también se halla mica blanca de origen primario. También en rela-

Tabla 2: Análisis químicos de algunos elementos trazas de las plutonitas de Cerro Blanco.

(1)	Rb	Ba	Sr	Zr	Y
3609	53	405	207	200	37
3611	70	105	163	154	16
3613	78	150	165	130	15
5028b	24	2434	154		
(2)					
3610	108	950	205	127	5
3621	89	510	180	115	4
3612	110	880	195	136	9
3618	108	990	202	143	11
4982	37	1474			
4996	30	1280	144		
(3)					
4981	39	1666	154		
4996a	40	1152	125		
(4)					
5028	22	2178	104		

Referencias: (1) Granitoides foliados, con biotita y hornblenda; (2) Granitoides biotíticos; (3) Granitos leucocráticos; (4) Enclaves.

ción a este plutón se han reconocido cuerpos pegmatoides blancos, cuyo espesor no excede los 80 cm. Están compuestos por cuarzo, biotita, turmalina y muscovita.

Características químicas

Las características químicas de los granitoides de Cerro Blanco se han analizado sobre la base de la información aportada por el contenido de elementos mayores y menores (Tabla 1).

Analizando en general los tres plutones, se trata de rocas subcalcalinas (Cisterna y Toselli 1996) y de tendencia calcoalcalina, con un progresivo empobrecimiento en hierro desde los granitoides foliados con hornblenda y biotita hacia los granitoides con biotita y que culmina con los granitos leucocráticos, en el extremo rico en álcalis (Fig. 4b). El extremo menos evolucionado corresponde a las inclusiones ígneas alojadas en las plutonitas foliadas. Se trata de rocas metaluminosas (Cisterna y Toselli 1996), que determinan una serie de tendencia continua en la gráfica que relaciona los álcalis y el calcio (Fig. 4c); asimismo son generalmente normales en K_2O , según los campos indicados por Le Maitre (1989) y el contenido de sílice varía entre 60% y 75%. Los diagramas de variación (Fig. 5) permiten observar continuidad en la distribución de los valores correspondientes a los distintos plutones, evidenciando un proceso de diferenciación en la evolución del evento intrusivo que dió origen a los mismos. En el extremo básico de la tendencia se ubican las muestras correspondientes a los enclaves (49 % promedio de SiO_2) de los granitoides foliados.

Mediante el diagrama que relaciona Rb/Zr vs. sílice (Harris *et al.* 1986), donde se introdujeron los valores correspondientes a los plutones de Cerro Blanco (Fig. 6), se puede inferir indirectamente un ambiente tectónico de margen continental activo, de arco volcánico, para el emplazamiento de los mismos. En la misma gráfica se han introducido los valores correspondientes a los granitoides de San Agustín (Toselli *et al.* 1996), Cerro Toro (Toselli *et al.* 1993) y Paganzo (Saal 1993); porque conjuntamente con las plutonitas de Cerro Blanco constituyen el faldeo occidental y sur del Sistema de Famatina y presentan semejanzas petrográficas, químicas y estructurales (Toselli *et al.* 1996) entre sí.

Discusión

En la sierra de Cerro Blanco se reconoce la existencia de tres plutones en base a las relaciones de campo, características petrográficas, estructurales y químicas indicadas. Corresponden al más antiguo granodioritas y tonalitas foliadas con abundantes inclusiones ígneas y diques básicos sinmagmáticos. Las características estructurales de este intrusivo permiten suponer que se trata de un plutón sin o tardío cinemático, con el desarrollo de una foliación heterogénea que se hace más densa hacia el sur del cuerpo y que mantiene una orientación preferencial NE-SO. En este plutón, la existencia de intrusiones básicas sinmagmáticas, de enclaves originados por el desmembramiento de estas inyecciones máficas sinplutónicas en el granitoide encajante y de zonas híbridadas, permiten indicar un proceso mezcla de magmas de composición contrastada y entre fundidos que aún no estaban consolidados. La deformación también está reflejada en el plegamiento de las intrusiones básicas y en la disposición preferencial de los enclaves, que generalmente están orientados de modo coincidente con la foliación del encajante. El proceso de mezcla de magmas indicado también está evidenciado por el desarrollo de texturas que generalmente se asignan a la interacción de fundidos de composición contrastada.

La ausencia de roca de caja impide relacionar de un modo directo los caracteres estructurales de este plutón respecto a los eventos deformacionales regionales; sin embargo es posible correlacionarlo con otros intrusivos ubicados en el mismo marco geotectónico. Tal es el caso del granito de San Agustín de Valle Fértil, considerado por Cisterna y Toselli (1996) como la continuación suroeste de la sierra de Cerro Blanco y con los granitos de Cerro Toro y Paganzo según Saavedra *et al.* (1998). Se trata de granitoides sin a tardío cinemáticos (Toselli *et al.* 1996) con una foliación marcada NNO-SSE y que intruyen la Formación Espinal (Toselli *et al.* 1996), unidad metamórfica que aflora en el borde occidental del Siste-

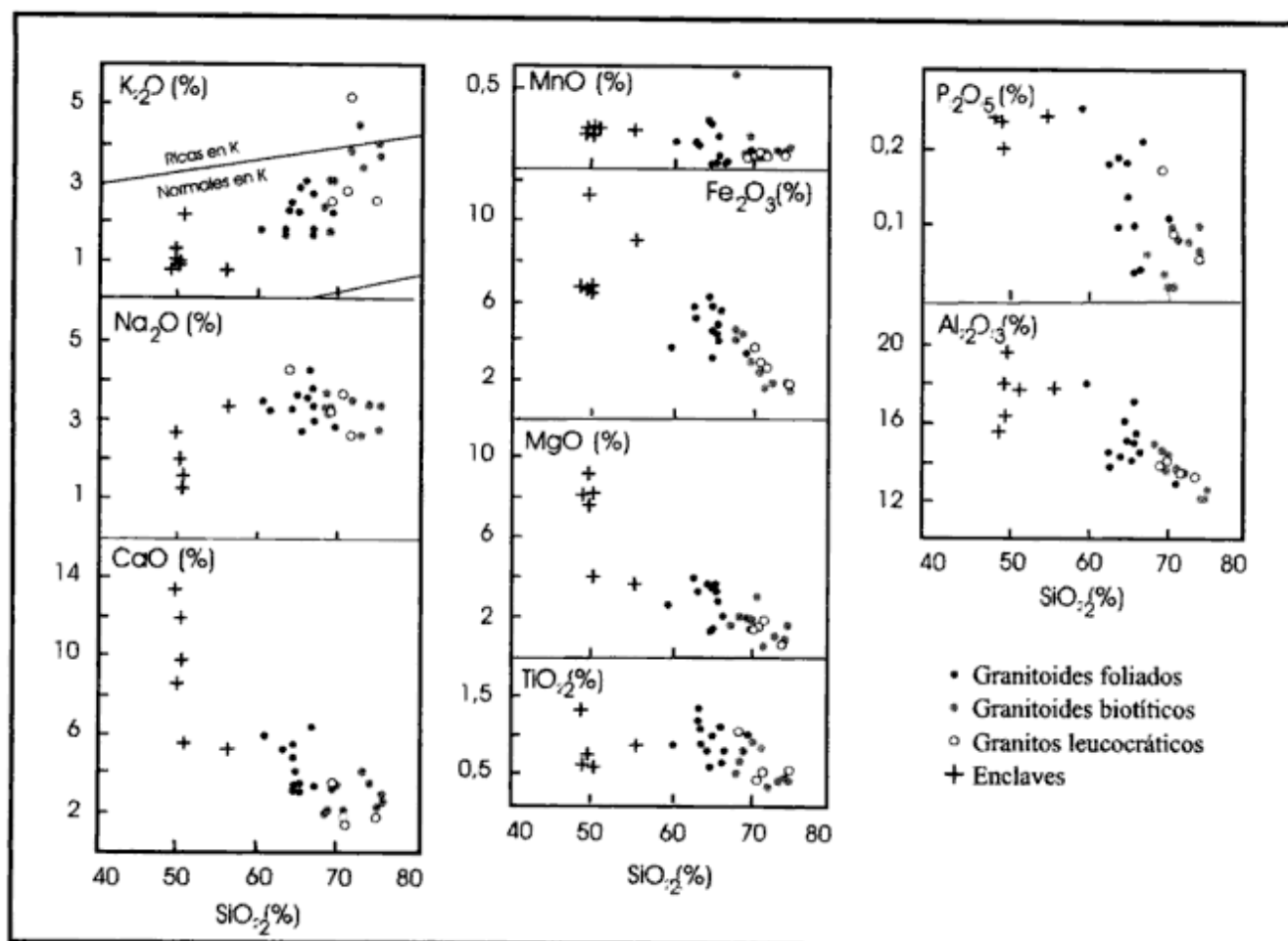


Figura 5: Diagramas de variación que relacionan óxidos vs. SiO_2 . La tendencia desarrollada por los granitoides define una serie continua de cristalización. Sobre la relación $\text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ se indican los campos indicados por Le Maitre (1989).

ma de Famatina (Saavedra *et al.* 1998). Cabe destacar, que también existen intrusiones de características similares más al sur, en el Batolito de Los Llanos - Ulapes (Pankhurst *et al.* 1998), como es el caso de la granodiorita de Chepes (Pankhurst *et al.* 1998). En la sierra de San Luis también han sido estudiados numerosos cuerpos con características similares a Cerro Blanco, tal es el caso de los plutones Las Verbenas y Gasparillo (Sato 1993, Llambías *et al.* 1996, Sánchez *et al.* 1996), El Realito (Brogioni *et al.* 1994) y La Escalerita (Llambías *et al.* 1998).

Los granitoides foliados son intruidos por el plutón biotítico y, a juzgar por el tipo de contacto entre las distintas rocas, el emplazamiento se produce cuando ambos granitoides aún no estaban completamente consolidados. Por otra parte, en este cuerpo no se han reconocido evidencias que permitan suponer continuidad en el proceso de mezcla de magmas indicado para los granitoides foliados como tampoco existen rasgos de deformacionales, lo que permite identificarlo claramente como un cuerpo poscinemático. En relación al plutón leucogranítico, intruye el resto de los granitoides y culmina el evento magmático local.

El análisis de los datos químicos integrados en los diagramas Harker sugiere relación genética entre los distintos plutones y permite identificar un proceso común de diferenciación para los mismos. En relación a las condiciones de físicas relacionadas al emplazamiento de estos plutones, son difíciles de establecer ante la ausencia de encajante metamórfico. Sin embargo Rossi de Toselli *et al.* (1991) obtienen valores de 3,6 kbar de presión mediante geobarometría en hornblenda, valor que correspondería al plutón foliado a juzgar por el mineral que se utiliza para este análisis, presente sólo en este intrusivo. Condiciones idénticas de presión son indicadas por Toselli *et al.* (1996) para el granito de San Agustín. Asimismo Saal (1993) indica valores de 3,0 - 3,5 kbar y 5,1 kbar para el centro - norte y sur del granito de Paganzo, respectivamente. En tanto que para las plutonitas de Cerro Toro, las presiones cristalización establecidas son de 6 kbar (Rossi de Toselli *et al.* 1991; Toselli *et al.* 1996). También han sido indicadas condiciones de emplazamiento similares para la granodiorita de Chepes (Pankhurst *et al.* 1998) y en plutones de características similares en la sierra de San Luis (Llambías *et al.* 1998).

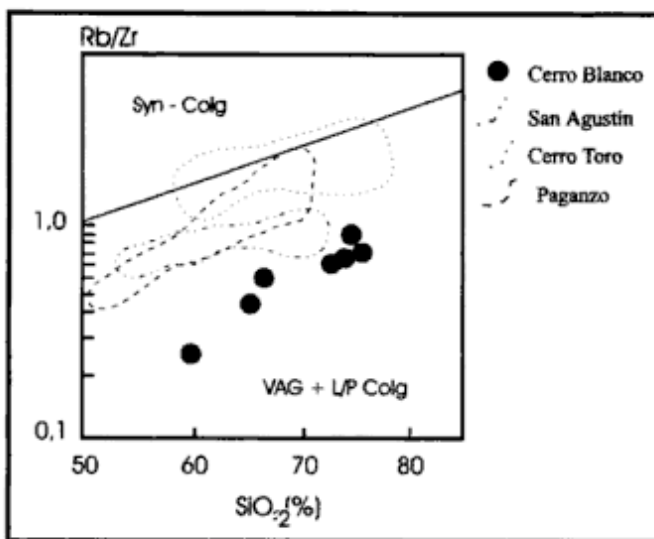


Figura 6: Diagrama discriminante propuesto por Harris *et al.* (1986). Se introducen los valores correspondientes a Cerro Blanco, juntamente con los de San Agustín (Toselli *et al.* 1996), Cerro Toro (Toselli *et al.* 1993) y Paganzo (Saal 1993).

Los datos químicos de algunos elementos trazas permiten suponer un ambiente geotectónico correspondiente a un arco magmático vinculado a la génesis de los plutones de Cerro Blanco, lo que es coincidente con lo indicado por Toselli *et al.* (1996) para los intrusivos de Paganzo, Cerro Toro, San Agustín y Cerro Blanco, quienes los consideran como granitos de arco volcánico de márgenes continentales activos. Asimismo estas intrusiones integran el orógeno Famatiniano, que continúa hacia el sur en el área de Los Llanos - Ulapes, con granitoides ordovícicos de características similares (Saavedra *et al.* 1998). En el mismo sentido, Pankhurst *et al.* (1998) se refieren al Batolito Los Llanos - Ulapes como la continuación sur del arco magmático calcoalcalino de edad ordovícica, relacionado a subducción y conocido como arco Famatiniano. Por otra parte, en la sierra de San Luis también existen intrusiones asignadas al Ciclo Famatiniano (Aceñolaza y Toselli 1973) y cuyas características composicionales, estructurales y edad son similares a las observadas en el borde occidental del Sistema de Famatina (Llambías *et al.* 1998).

En relación a la edad de los plutones de Cerro Blanco, la ausencia de roca de caja sólo permite indicar para este plutón una posición estratigráfica pre carbonífera, a juzgar por la presencia de niveles correspondientes al Paleozoico tardío que se apoyan en el basamento ígneo. Sin embargo, correlacionando estos granitoides con los del borde occidental del Sistema de Famatina, con edades entre 449 - 459 Ma (Saavedra *et al.* 1998), es posible asignar las plutonitas de Cerro Blanco al Ordovícico temprano. Es importante indicar que la misma edad ha sido adjudicada a la granodiorita de Chepes, en el Batolito de Los Llanos - Ulapes (Pankhurst *et al.* 1998) y a intrusiones de características similares ubicadas en la sierra de San Luis (Llambías *et al.* 1998).

Conclusiones

Los granitoides de Cerro Blanco están representados por tres plutones, resultantes de un episodio intrusivo pautado por un proceso de diferenciación progresiva y asociado a la interacción con un fundido básico en el plutón deformado, que corresponde al cuerpo más antiguo. Los granitoides foliados son tardío a sincinemáticos y están representados por tonalitas y granodioritas con hornblenda y biotita. El emplazamiento de las granodioritas y monzogranitos con biotita se produce cuando las rocas foliadas aún no estaban consolidadas y finalmente, intruye el plutón leucogranítico en granitoides totalmente cristalizados. El emplazamiento de estos plutones se produjo bajo la geodinámica de un arco magmático, al igual que intrusivos de características similares e idéntica posición estratigráfica emplazados en el borde occidental del Sistema de Famatina, en cuyo contexto regional se incluyen los granitoides de la sierra de Cerro Blanco.

Agradecimientos

La autora deja constancia de su agradecimiento a la Universidad Nacional de Tucumán y al CONICET, instituciones que hicieron posible la realización de este trabajo. Asimismo a A. Toselli, por la lectura crítica del manuscrito y a J. Saavedra Alonso y a M. Medina, por la realización de los análisis químicos. Este agradecimiento se extiende a los árbitros, por las valiosas sugerencias aportadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F. y A. Toselli, 1973. Consideraciones estratigráficas y tectónicas sobre el Paleozoico inferior del Noroeste Argentino. *Actas 2° Congreso Latinoamericano de Geología*, 2: 755 - 763.
- Bodenbender, G., 1912. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 19 (1): 2-211. Córdoba.
- Bossi, G. E. y Herbst, R., 1968. Noticias sobre la geología de la zona de La Torre, Provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (1): 45-54.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico de la República Argentina. Escala 1:1.000.000. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Brogioni, N., Parrini, P. y E. Pecchioni, 1994. Magmatismo pre- y sin-colisional en el Cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 962 - 966.
- Cisterna, C. E., 1996. Granitoides de Cerro Blanco, Sistema de Famatina, Argentina. Caracterización petrográfica y química. *Memorias 12° Congreso Geológico Boliviano*, 1: 401-409.
- Cisterna, C. E. y A. Toselli, 1996. Granitoides Cerro Blanco - San Agustín y sus rocas básicas. En: Aceñolaza, F., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*. *Münchener Geologische Hefte*, 19 (A), 14: 51-75.

- Frenguelli, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste Argentino. *Revista Museo de La Plata (N. S.), Sección Geología*, 2: 213-265.
- Frenguelli, J., 1946. Consideraciones acerca de la "Serie de Paganzo" en las Provincias de San Juan y La Rioja. *Revista Museo de La Plata (N. S.), Sección Geología*, 2: 313-376.
- Harris, N., Pearce, J. y Tindle, A., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. En: Coward, M., Ries, A. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society of London, Special Publication, 19: 67-81.
- Heim, A., 1949. Estudio geológico del carbón "Rético" y del Valle de La Peña (Provs. de San Juan y La Rioja). *Boletín Dirección General Industria y Minería*, 69: 1-31.
- Hibbard, M., 1991. Textural anatomy of twelve magma - mixed granitoid systems. En: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.): *Enclaves and Granite Petrology*. Elsevier, pp. 431-444. Amsterdam.
- Irvine, T. y Baragar, W., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8 (5): 523-548.
- Le Maitre, R. W. (Ed.), 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. Blackwell, 193 p., Oxford.
- Lisiak, J. H., 1990. La Tonalita de Cerro Blanco y sus enclaves. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 37-43.
- Llambías, E. J., Sato, A. M., Prozzi, C. y V. Sánchez, 1996. Los pendantes de gneises en el plutón de Gasparillo : evidencia de un metamorfismo pre-Famatiniano en las sierras de San Luis. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 369 - 376.
- Llambías, E.J., Sato, A.M., Ortíz Suárez, A. y C. Prozzi, 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of the Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication, 142: 325 - 341.
- Mahood, G. A., Nibler, G. E. y A. N. Halliday, 1996. Zoning pattern and petrologic processes in peraluminous magma chambers: Hall Canyon pluton, Panamint Mountains, California. *Geological Society of America, Bulletin*, 108(4): 437 - 453.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y C. Fanning, 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas : an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of the Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication, 142: 343 - 367.
- Pearce, J., Harris, N. y A.Tindle, 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granite rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Rossi de Toselli, J., Toselli, A. y Wagner, S., 1991. Geobarometría de hornblendas en granitoides calcoalcalinos: Sistema de Famatina, Argentina. *Actas 6° Congreso Geológico Chileno*, 1: 244 - 247.
- Saal, A., 1993. El Basamento Cristalino de la Sierra de Paganzo, Provincia de La Rioja, Argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 215 p. (Inédito).
- Saavedra, J., Toselli, A., Rossi, J., Pellitero, E. y F. Durand, 1998. The Early Palaeozoic magmatic record of the Famatina System : a review. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. W. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of the Gondwana*. Geological Society of London, Special Publication, 142: 283 - 295.
- Sánchez, V. , Ortíz Suárez, A. y C. Prozzi, 1996. Geología y petrografía de la tonalita Bemberg, provincia de San Luis. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 3 : 669 - 677.
- Sato, A. M., 1993. Deformación de la tonalita pre - cinemática de Las Verbenas, Sierra de San Luis, Argentina. 1° Simposio Internacional del Neoproterozoico - Cámbrico de la Cuenca del Plata. DINAMIGE, Facultad de Agronomía, Montevideo, 1, NE25.
- Toselli, J. A., Rossi de Toselli, J., Pellitero, E. y J. Saavedra, 1993. El arco magmático granítico del Paleozoico inferior en el Sistema de Famatina, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 7 - 15.
- Toselli, J. A. , Durand, F. , Rossi, J. y J. Saavedra, 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 443 - 462.
- Zardini, R. A. y Quartino, B. J., 1963. Las relaciones geológicas entre los estratos de Paganzo y el granito en Paso del Molle (Prov. de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 18 (3-4): 200-209.

Recibido: 8 de marzo, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

Definición litoestratigráfica de la Formación Ciénaga del Río Huaco (Cretácico Superior), Precordillera central, San Juan, Argentina

Carlos LIMARINO^{1,2}, Laura NET^{1,2}, Pedro GUTIÉRREZ^{1,2}, Viviana BARREDA^{2,3}, Alberto CASELLI¹ y Sara BALLENT^{2,4}

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos (CIRGEO), Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires

⁴Museo de Ciencias Naturales de La Plata, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata
E-mail: limar@gl.fcen.uba.ar; launet@gl.fcen.uba.ar; acaselli@gl.fcen.uba.ar

ABSTRACT. *Lithostratigraphical definition of the Ciénaga del Río Huaco Formation (Cretaceous), Precordillera Central, San Juan, Argentina.* A thick sequence of red beds, which has received different stratigraphical interpretations, crops out along the eastern flank of the Precordillera, to the north of the Huaco river (San Juan province). In this paper, the name Ciénaga del río Huaco Formation is proposed for the middle part of that sequence. The Ciénaga del Río Huaco Formation lies unconformably on Permian red beds of the Patuía Formation, and is covered by Tertiary (Oligocene ?) conglomerates and sandstones. On the basis of its lithological characters, the Ciénaga del Río Huaco Formation is divided into three sections: a) a lower section, composed of conglomerates, sandstones and some mudstones, b) a middle section, made up of an alternating sequence of sandstones and mudstones, and c) an upper section, dominated by fine sandstones, claystones and siltstones, with levels of gypsum and some marls and limestones. Sedimentological data, suggest that the unit was deposited in a variety of continental environments. The basal part of the lower section probably originated in deep gravel-bed braided rivers, whereas the upper part is from a sand-bed meandering fluvial system. The middle section is interpreted as having been deposited by poorly channelized ephemeral floods close to small lakes and eolian dunes. Finally the upper section comprises clastic and evaporitic sediments deposited in an ephemeral hypersaline lake. The age of the Ciénaga del Río Huaco Formation is discussed on the basis of palynomorphs and ostracod remains. Both lines of evidence are consistent and point to a Late Cretaceous (Maastrichtian) age for the red beds.

Key words: *Lithostratigraphy-upper Cretaceous, Precordillera, Argentina*

Palabras clave: *Litoestratigrafía, Cretácico Superior, Argentina*

Introducción

A lo largo de la vertiente oriental de la Precordillera de San Juan, al norte del río Huaco, se extiende una continua faja de estratos rojos tradicionalmente asignada al Pérmico y Triásico (Braccacini 1946; Furque 1979; Limarino *et al.* 1987). En los últimos años nuevos datos presentados por Chaía (1990) y Jordan *et al.* (1993) acerca de la estratigrafía y cronoestratigrafía de estas rocas, en particular en lo que se refiere a las exposiciones en el anticlinal de Huaco y en la zona de El Fiscal, han producido modificaciones sustanciales en la división litoestratigráfica aceptada para esta región. En este sentido el hallazgo de microfósiles asignados al Cretácico por Chaía (1990) y la datación de niveles tobáceos referidos al Oligoceno por Jordan *et al.* (1993), en niveles clásicamente asignados a la parte alta de la sección superior del Grupo Paganzo (Pérmico; Braccacini 1946; Limarino *et al.* 1987 y López Gamundí *et al.*

1985) han obligado a una reconsideración de la estratigrafía de los bancos rojos del área.

El problema ha sido claramente expresado por Jordan *et al.* (1993) quienes indicaron que "dentro de la serie de capas rojas que son difíciles de diferenciar en el campo, existe una parte basal de edad pérmica, una zona intermedia de edad cretácica y una parte superior de edad cenozoica". Dentro de tal complejidad, no se contaba hasta el presente con un esquema litoestratigráfico para el área, ni con mapas que permitiesen establecer la existencia, relaciones estratigráficas y extensión de los tres conjuntos arriba mencionados.

En este sentido el trabajo aquí presentado intenta aclarar parte de los aspectos arriba señalados. Para ello se presenta un mapa a escala 1:40.000 en el que fueron representadas las principales unidades identificadas, se levantaron perfiles de detalle con el propósito de establecer la naturaleza y extensión de las discontinuidades que las separan y se realizaron estudios petro-

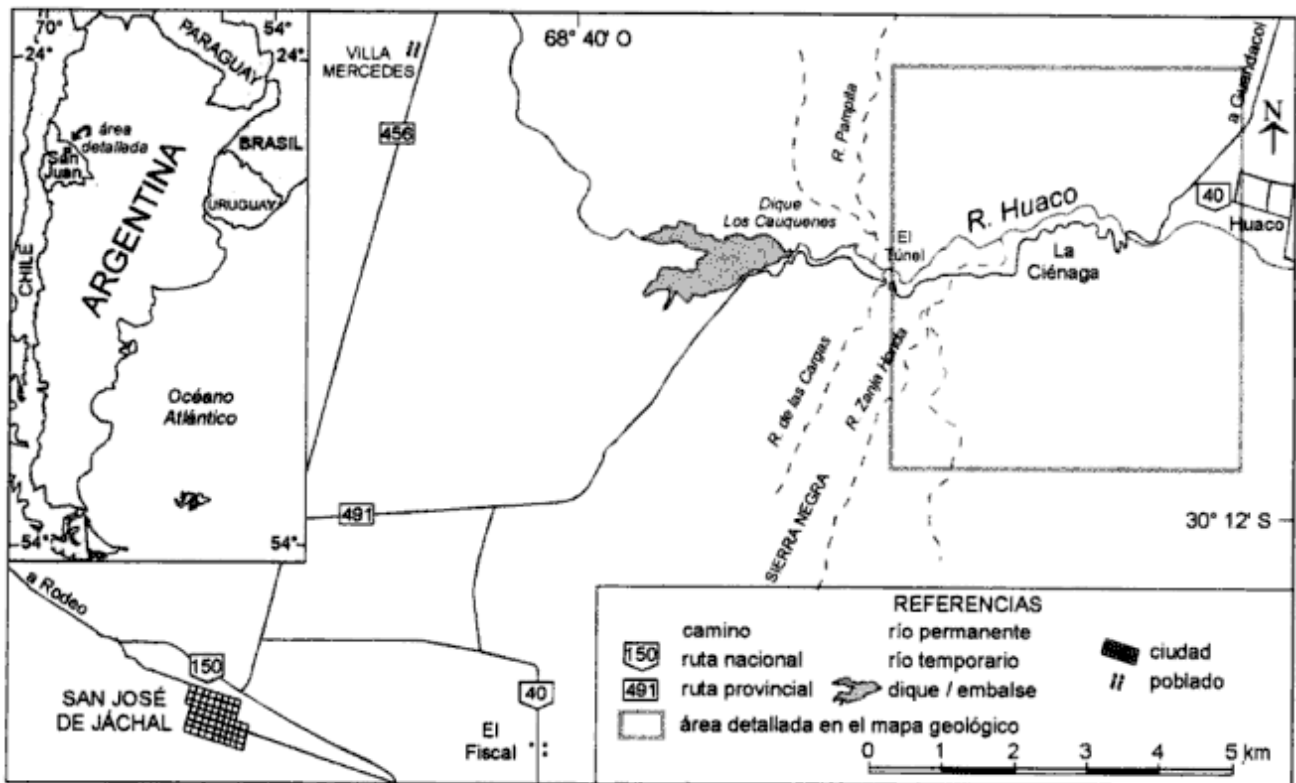


Figura 1: Mapa de ubicación, el recuadro indica el área de estudio.

gráficos y de paleocorrientes enfocados a caracterizar las áreas de procedencia. Paralelamente el estudio palinológico y de restos de ostrácodos ha permitido mejorar el conocimiento sobre la antigüedad de la secuencia.

Ubicación y sinopsis estratigráfica

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Pre-cordillera central sanjuanina, a muy pocos kilómetros al oeste de la localidad de Huaco, en el paraje denominado La Ciénaga (Fig. 1). Los estratos aquí analizados afloran sobre ambos flancos de la estructura anticlinal que conforma la cuesta de Huaco, con rumbo norte-sur e inclinación promedio, sobre el flanco oriental, de 55° O, aunque variable entre 45° y estratos subverticales.

En el área afloran diferentes unidades geológicas (Fig. 2). Las sedimentitas más antiguas corresponden a las calizas cambro-ordovícicas de la Formación San Juan, la que afloran conformando el núcleo de la estructura anticlinal expuesta en la cuesta de Huaco. Sobre las calizas se apoyan en discordancia erosiva pelitas, areniscas y diamictitas correspondientes a la Formación Guandacol (Frenguelli 1944; Cuerda 1965) del Carbonífero Tardío. Estas rocas son sucedidas concordantemente por sabulitas, areniscas, conglomerados y pelitas (junto a escasos bancos de carbón) pertenecientes a la Formación Tupe (Frenguelli 1944; Cuerda 1965) de edad carbonífera tardía.

La sucesión neopaleozoica culmina con los estratos rojos correspondientes a la Formación Patquía (Frenguelli 1944; Cuerda 1965), formada por areniscas, pelitas y conglomerados de color rojo. En anteriores trabajos (véase Furque 1979 y Limarino *et al.* 1987) la secuencia cretácica aquí estudiada fue incluida dentro de los bancos rojos de Patquía, principalmente debido a que no fue reconocida la discordancia erosiva que separa a ambos conjuntos.

Por último, las unidades más jóvenes identificadas en el área corresponden al Terciario e incluyen tres conjuntos principales. El inferior corresponde a una secuencia de bancos rojos, aún no nominada, que se dispone en discordancia erosiva (o angular de bajo grado) sobre las sedimentitas cretácicas. Estas rocas corresponden a los "estratos rojos transicionales a Vallecito" citados por Jordan *et al.* (1993), para los cuales, y de niveles de tobas, se obtuvieron edades absolutas de $32,7 \pm 2,6$ Ma (parte inferior de la unidad) y $21,6 \pm 0,8$ Ma (parte superior, véase Jordan *et al.* 1993). Esta secuencia es a su vez sucedida por bancos rojos correspondientes a las Formaciones Vallecito (Furque 1963) y Cerro Morado (Furque 1963). La primera se halla constituida por areniscas finas y muy finas, de color rojo, que se caracterizan por la estratificación entrecruzada de escala grande y gigante de origen eólico. Finalmente, los depósitos de la Formación Cerro Morado se apoyan en discordancia erosiva y están compuestos principalmente por aglomerados, conglomerados y brechas volcánicas junto a algunas coladas de composición basáltica.

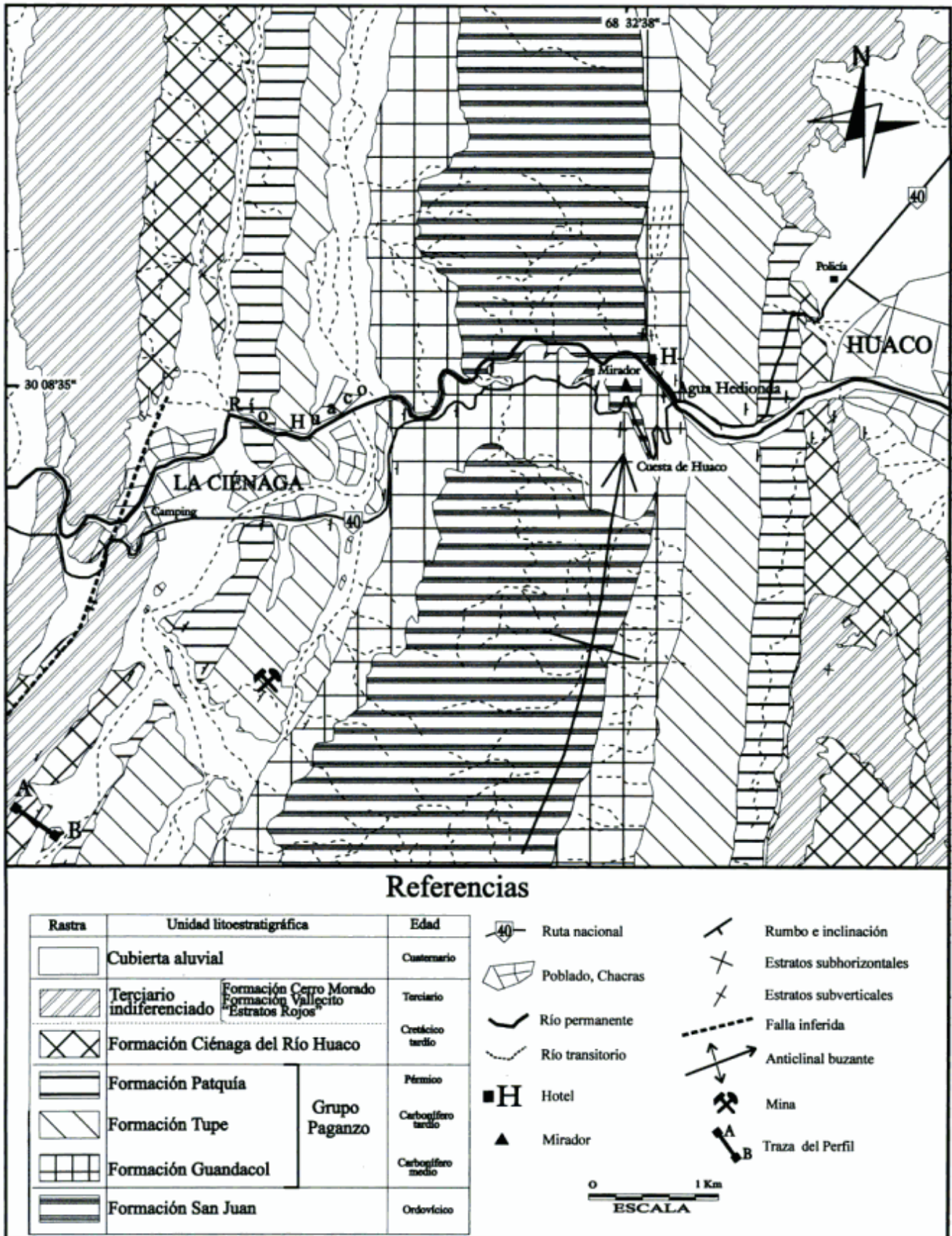


Figura 2: Mapa geológico del área comprendida entre La Ciénaga y el poblado de Huaco. Obsérvese que las sedimentitas cretácicas de la Formación Ciénaga del Río Huaco afloran sobre ambos flancos de la estructura anticlinal.

Antecedentes

Aunque los bancos rojos aquí estudiados aflorantes en el anticlinal de Huaco y en La Ciénaga han sido mencionados desde los tiempos de Bodenbender (1897), fueron generalmente considerados de edad pérmica y referidos al "Paganzo II" de Bodenbender (1897, 1911). El primer estudio estratigráfico detallado del área se debe a Braccacini (1946). Este investigador reunió las capas rojas aflorantes en la comarca dentro de su "complejo de areniscas y areniscas arcillosas rojas (Carbónico Superior-Pérmico)" reconociendo dentro de este conjunto cinco intervalos estratigráficos principales, denominados (de base a techo): 1. Grupo de las areniscas esquistosas, 2. Grupo rojo ladrillo, 3. Conglomerado silíceo, 4. Areniscas rojo herrumbre y 5. Arcillas rosadas. Sobre estas rocas Braccacini (1946) describió un potente conjunto de areniscas rojas con estratificación entrecruzada de escala gigante (*sets* superiores a 2 metros) a las que denominó "Grupo de las Areniscas Eólicas" y que consideró como de edad triásica (Tabla 1). Las unidades arriba citadas incluyen por lo tanto al total de la secuencia de bancos rojos aflorantes en el área de la Ciénaga del Vallecito, y como será discutido más adelante corresponden a unidades de muy diferente edad (Tabla 1).

Años más tarde, Furque (1963) propuso la denominación de Formación Ojo de Agua en la que incluyó al "complejo de areniscas y areniscas arcillosas rojas" de Braccacini (1946), que correlacionó con el "Piso II de los Estratos de Paganzo" y por lo tanto la ubicó en el Pérmico (Tabla 1). Por otro lado, Furque (1963) definió a la Formación Vallecito para incluir al "Grupo de las Areniscas Eólicas" de Braccacini (1946), asignando la unidad al Triásico con reservas e incluyéndola en el Grupo del Áspero (= Grupo Río Huaco de Borrello y Cuerva 1968).

Una visión diferente de la estratigrafía del área fue presentada por López Gamundí *et al.* (1985) quienes excluyeron del Grupo del Áspero a la Formación Vallecito, considerándola genéticamente vinculada a la Formación Ojo de Agua. Limarino *et al.* (1988) continuaron esta línea de pensamiento al proponer incluir dentro de la Formación Patquía (denominación regionalmente aceptada para la sección superior del Grupo Paganzo; véase también Bossi *et al.* 1982), tanto a los bancos rojos de la Formación Ojo de Agua como a las eolianitas de la Formación Vallecito (*sensu* Furque 1963), asignándole a ambas unidades el rango de miembros (Tabla 1).

Se debe a Chaía (1990) y a Pérez *et al.* (1993) el hallazgo de ostrácodos y carofitas de edad cretácica en niveles estratigráficos correspondientes a la parte superior del Miembro Ojo de Agua (en el sentido de Limarino *et al.* 1987). Este hallazgo produjo necesariamente una modificación sustancial en la estratigrafía de la re-

Tabla 1: Síntesis de la nomenclatura estratigráfica utilizada por diferentes autores para los bancos rojos estudiados en este trabajo.

Braccacini 1946	Furque 1979	Limarino et al. 1987	Pérez et al. 1993	Este trabajo
Grupo de las areniscas eólicas (Triásico ?)	Fm. Vallecito (Triásico)		Unidad de mar de arena	Fm. Vallecito (Neógeno)
		Miembro Vallecito	Unidad basal	Estratos rojos (Terciario)
	Fm. Ojo de Agua (Pérmico)			Fm. Ciénaga del río Huaco (Cretácico sup.)
		Miembro Ojo de Agua		
			Fm. Patquía (Pérmico)	Fm. Patquía (Pérmico)

gión, pues puso en evidencia que dentro de la secuencia de bancos rojos tradicionalmente asignada por los autores arriba señalados a la sección superior del Grupo Paganzo, existían al menos dos conjuntos estratigráficos diferentes y separados por un considerable hiato. De esta forma, la parte inferior de los bancos rojos seguía correspondiendo al Pérmico, mientras que la parte superior resultaba de edad cretácica (Tabla 1).

Una nueva complicación en el cuadro estratigráfico del área surgió con el trabajo de Jordan *et al.* (1993), quienes proporcionaron nuevos datos acerca de la parte cuspidal de los niveles de capas rojas aflorantes en el área de La Ciénaga - El Fiscal y aún más al oeste en el valle del río Blanco. Dataciones radimétricas obtenidas en 22 cristales de biotita, pertenecientes a una toba de la parte inferior de la "secuencia de bancos rojos transicional a Vallecito" aflorante en las inmediaciones de El Fiscal, han permitido a los autores mencionados aportar una edad 32,7 +/- 2,6 Ma (Oligoceno Temprano). Una segunda datación de 21,6 +/- 0,8 Ma (Mioceno Temprano) fue también reportada para el techo de la misma unidad pero en el área del río Blanco.

Estos nuevos datos modificaron una vez más los esquemas estratigráficos, pues ya no era posible aceptar que los bancos rojos incluían sólo dos conjuntos, uno Pérmico y otro Cretácico, sino que además en la parte cuspidal de la secuencia aparecían sedimentitas terciarias. De esta forma, y como es mostrado en la Tabla 1, dentro de la secuencia de estratos rojos atribuida en trabajos anteriores a la Formación Ojo de Agua o Patquía (Braccacini 1946; Furque 1979; Limarino *et al.* 1987) es posible reconocer tres conjuntos estratigráficos diferentes: 1) las sedimentitas pérmicas correctamente asignadas a la Formación Patquía, las que sobreyacen en concordancia a la Formación Tupe; b) areniscas y conglomerados rojos, que yacen en discordancia sobre las sedimentitas del Paleozoico superior y en los que Chaía (1990) reportó la existencia de ostrácodos y carofitas cretácicas y c) un tercer conjunto corresponde a areniscas y conglomerados finos, también de color rojo, que intercalan niveles de tobas en los que Jordan *et al.* (1993) obtuvo edades radimétricas oligocenas y miocenas.

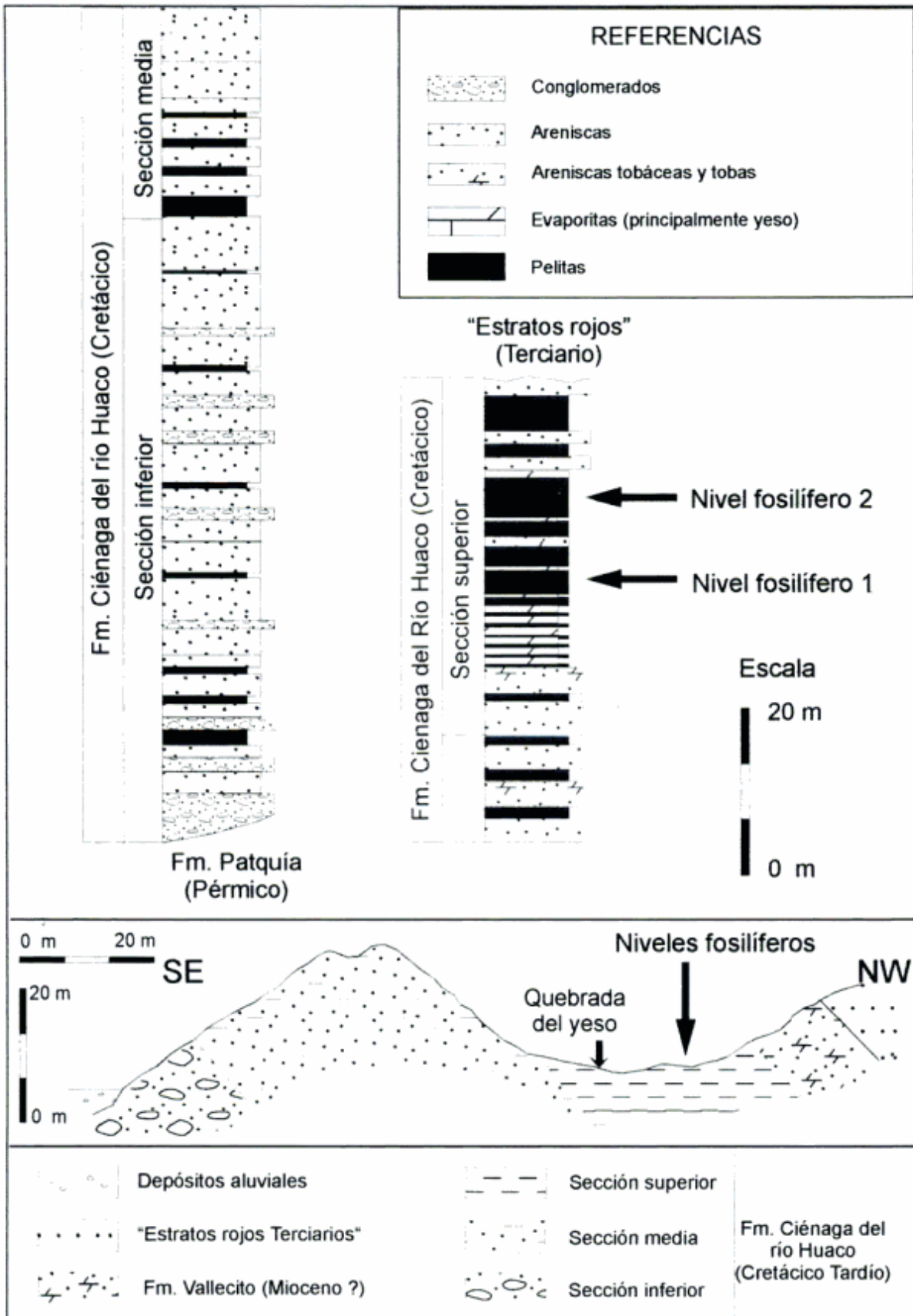


Figura 3: Perfil columnar y estratigráfico esquemático de la Formación Ciénaga del Río Huaco en su sección tipo (flanco occidental del anticlinal de Huaco).

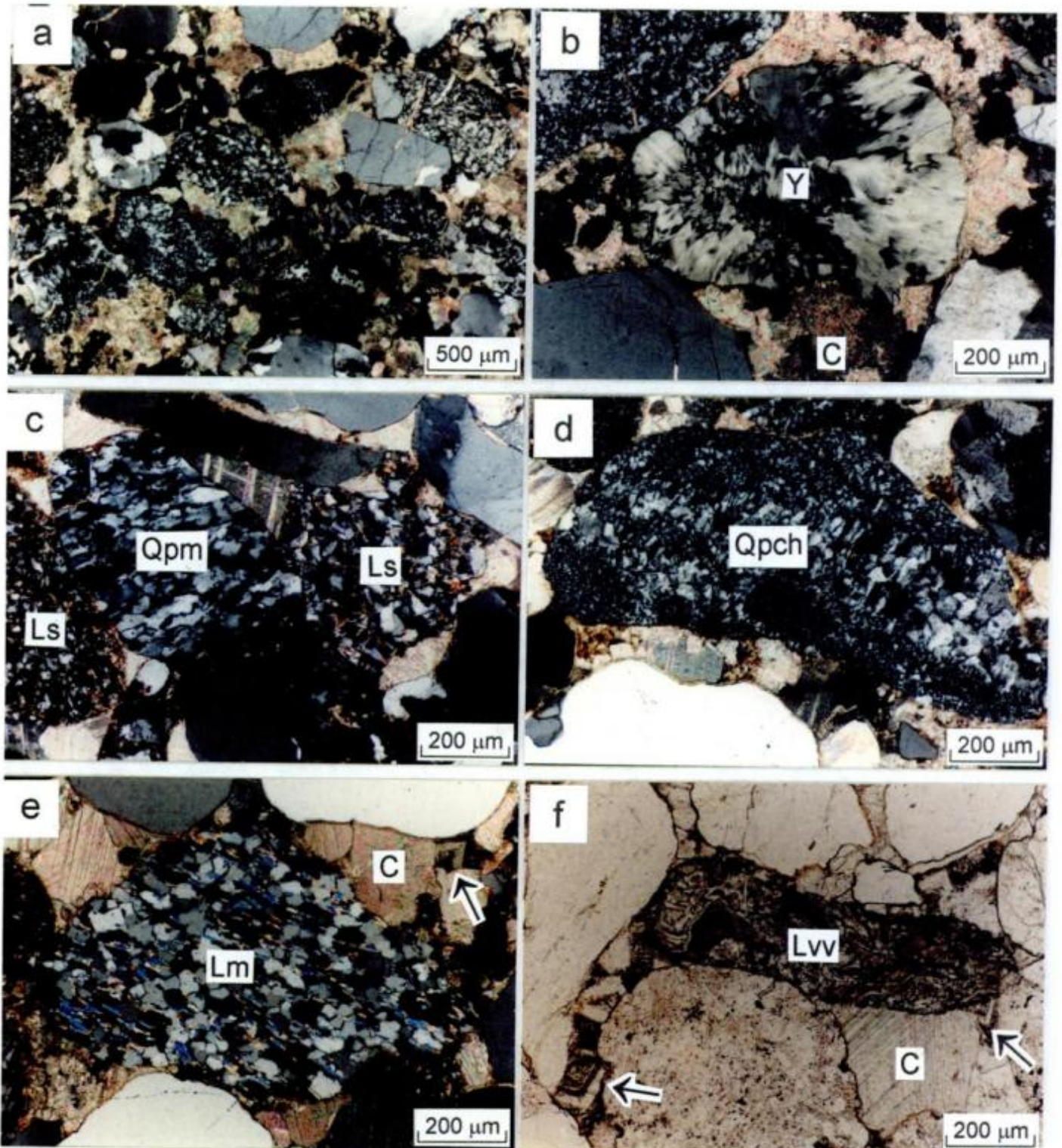


Figura 4: Principales características petrográficas de las areniscas analizadas: **a**, Aspecto de las areniscas que constituyen la base del Terciario en el perfil de La Ciénaga mostrando abundantes clastos de cuarzo mono y policristalino, líticos de volcanitas ácidas, sedimentarios y yeso (estos dos últimos probablemente provenientes de la Formación Ciénaga del Río Huaco), X40; **b**, Detalle de la microfotografía anterior mostrando un clasto de yeso (Y) con textura fibrosa, X100; **c**, Aspecto de las areniscas que constituyen la base de la Formación Ciénaga del Río Huaco, obsérvese los fragmentos de areniscas y limolitas rojas (Ls), junto a un clasto de cuarzo policristalino milonítico (Qpm), X100; **d**, Fragmento de chert (Qpch), X100; **e**, Clasto de esquisto cuarzo-muscovítico (Lm) exhibiendo una clara orientación de las micas, X100; **f**, Lítico de ignimbrita (aquí incluido en Lv) en una arenisca de la sección media de la Formación Ciénaga del Río Huaco, X100. El cemento de todas estas areniscas está integrado por calcita de disposición poikilitica (c) con saltuaria presencia de rombos de calcita-hematita, indicados por flechas en e) y f). a), b), c), d) y e): nicoles cruzados; f): nicoles paralelos.

Definición de la Formación Ciénaga del Río Huaco

De los tres conjuntos estratigráficos arriba mencionados, sólo el nivel intermedio, de edad cretácica, se analiza en este trabajo. Para este intervalo se propone el nombre de Formación Ciénaga del Río Huaco, fijando su perfil tipo en la sección que aflora a 2,6 km al sur del campamento de La Ciénaga (lat. 30° 10' S, long. 68° 35' O, Fig. 2), sobre el ala occidental del anticlinal de Huaco.

Como ya fue indicado la unidad se apoya en discordancia erosiva sobre la Formación Patquía, mediante un nivel de conglomerado, con abundantes clastos de cuarzo y fragmentos de areniscas rojas procedentes de las sedimentitas pérmicas. La Formación Ciénaga del Río Huaco es cubierta por conglomerados finos y areniscas que se homologan a las que Jordan *et al.* (1993) describieran como la "secuencia de bancos rojos" de edad terciaria, transicional a la Formación Vallecito. La relación de contacto de estas sedimentitas con la Formación Ciénaga del Río Huaco, ha sido examinada detalladamente por los autores, y en nuestra opinión se trata de una discordancia erosiva, donde los niveles de conglomerados y areniscas gruesas, que se ubican en la base del terciario, muestran abundantes clastos de líticos sedimentarios (areniscas, pelitas rojas y yeso, Figs. 4a y 4b) que probablemente deriven de la erosión de las sedimentitas cretácicas infrayacentes. En su perfil tipo la Formación Ciénaga del Río Huaco alcanza unos 145 metros de espesor, los estratos están dispuestos con rumbo 187° e inclinando entre 45° y 70° al oeste, aunque en algunos sectores aparece en posición subvertical.

El perfil tipo puede ser dividido en tres secciones. La inferior (Fig. 3), de unos 73 m de potencia, corresponde al nivel de "conglomerado silíceo" y a la parte baja de las "areniscas rojo herrumbre" descritas por Braccini (1946) y asignadas por ese autor al "Piso II de los Estratos de Paganzo" (Tabla 1). De la misma forma, este intervalo incluye a la "facies de areniscas, conglomerados y pelitas" referidas por Limarino *et al.* (1987) a la Formación Patquía. La base de esta sección, y por lo tanto su relación con la infrayacente Formación Patquía, se encuentra cubierta por sedimentos recientes en buena parte del área. Sin embargo, al sur de La Ciénaga (Fig. 2) puede observarse cómo la Formación Ciénaga del Río Huaco descansa en discordancia erosiva, mediante un potente banco conglomerádico, sobre la Formación Patquía.

En su tramo basal la sección inferior está constituida por clasto-ortoconglomerados subarcócos hasta sublíticos (clasificación de Limarino *et al.* 1996), formados por guijarros de hasta 13 cm de diámetro máximo. Predominan los clastos prolados, hasta esféricos, desde moderadamente redondeados a bien redondeados, de cuarzo, rocas metamórficas (filitas, anfibo-

litas y gneises bandeados), granito y feldespatos junto a fragmentos de areniscas rojas de la infrayacente Formación Patquía y muy escasos rodados de volcánitas ácidas y mesosilícicas. La matriz es arenosa gruesa y en promedio conforma desde el 5% al 20% de la roca. Estas psefitas se estratifican en bancos de sección lenticular y base erosiva, los que se asocian lateralmente conformando un nivel conglomerádico en la base de la Formación. Las capas son generalmente macizas, aunque localmente presentan gradación positiva, imbricación de clastos y estratificación entrecruzada tabular planar.

Hacia el tope de esta sección aumenta la proporción de areniscas medianas y gruesas, en ocasiones guijarrosas. Estas rocas conforman estratos de espesor medio y grueso, tabulares, de hasta 30 cm de potencia. La mayor parte de las capas exhibe estratificación entrecruzada, tanto del tipo planar como en artesa de hasta 3 metros de ancho. Esporádicamente se observan, separando sets entrecruzados, superficies concavas hacia arriba que limitan elementos arquitecturales formados por acreción lateral (elementos LA de Miall 1978). En las areniscas finas es más frecuente la laminación ondulítica y la estratificación plana. Finalmente, aparecen escasos bancos de pelitas, de hasta 10 cm de espesor, en general macizos y de color rojo intenso.

Petrográficamente las psamitas correspondientes a este intervalo resultan litoarenitas feldespáticas (Folk *et al.* 1970) con porcentaje de matriz primaria por lo general inferior a 10%. El componente principal es el cuarzo (tanto mono como policristalino) que se presenta en individuos subredondeados a redondeados con extinción fragmentosa u ondulada. Siguen en abundancia los feldespatos, con mayor proporción de feldespato potásico que plagioclasa (principalmente oligoclasa) y ortosa dominante sobre microclino. Entre los fragmentos líticos prevalecen los de areniscas (probablemente pertenecientes al Grupo Paganzo, Fig. 4c), esquistos de bajo y mediano grado (pizarras, filitas y anfíbolitas) junto a milonitas, apareciendo también, aunque en proporción subordinada, fragmentos de volcánitas. El cemento principal es carbonático formando agregados en mosaico llegando en algunos casos a poiquilítico. En proporción subordinada aparece rombos de calcita ferruginosa (ankerita?, Fig. 4f) y hematita conformando *coatings* sobre los granos de arena. La mayor parte de las areniscas presentan fábricas abiertas que se caracterizan por contactos entre granos tangenciales, flotantes y más raramente rectos.

Como ya fuera señalado por Limarino *et al.* (1987) las distintas litologías arriba descritas se agrupan formando ciclos granodecrecientes que exhiben base erosiva. Comienzan con conglomerados que incluyen intraclastos pelíticos, sobre los que se disponen areniscas gruesas y medianas, con frecuentes estructuras entrecruzadas tanto tabulares como en artesa. El tope de los ciclos está formado generalmente por areniscas finas con estratificación ondulítica y sólo ex-

cepcionalmente por delgados niveles pelíticos. Esta ciclicidad cambia hacia los términos superiores de la sección, ya que los conglomerados son reemplazados por areniscas gruesas o sabulitas y se hacen más frecuentes las pelitas.

La sección intermedia (40 metros), es equivalente al intervalo de "areniscas rojo herrumbre" de Braccacini (1946) y a la "facies de areniscas y pelitas" y de "areniscas con estratificación entrecruzada de escala grande" de Limarino *et al.* (1987; véase Tabla 1). Está formada por areniscas que alternan con bancos pelíticos. Las areniscas, principalmente medianas y finas, se presentan en estratos tabulares, con espesores entre 20 y 40 cm, son comunes las estructuras entrecruzadas (principalmente planares), la laminación ondulítica y la estratificación plana (esta última en ocasiones asociada a lineación por partición). Excepcionalmente, en la parte inferior de las capas, aparecen estructuras de antidunas caracterizadas por la disposición "en fase" (o ligeramente desfazada) de la laminación con respecto a la cresta (tipo C de Kennedy 1961). En la base de algunos bancos de areniscas gruesas es común la presencia de individuos intraformacionales pelíticos o gravillas de cuarzo dispersas. Por su parte, las areniscas finas y muy finas son a menudo micáceas y aunque un gran número de capas resultan macizas, suelen mostrar laminación ondulítica en ocasiones ascendente. En este sentido, un rasgo conspicuo de las areniscas es la presencia de ondulitas, tanto de corriente como de oleaje, estas últimas caracterizadas por su carácter simétrico, el anastomosamiento de crestas y en forma esporádica el desarrollo de trenes de interferencia de óndulas. Ocasionalmente aparecen en esta sección bancos de areniscas tobáceas de color rosado pálido a blanquecino.

Observadas al microscopio las areniscas que integran este intervalo son principalmente litoarenitas feldespáticas (Folk *et al.* 1970) con porcentaje variable de matriz entre 2% y 15%, donde el cuarzo y los líticos volcánicos (principalmente volcanitas ácidas y mesosilíceas junto a algunos fragmentos de ignimbritas) prevalecen en la fracción clástica, aumentando también ligeramente la proporción de cuarzo policristalino (Fig. 4d). Como en las areniscas de la sección inferior el carbonato de calcio y en menor medida la hematita resultan los cementos principales.

Las pelitas forman entre el 25 y el 40% de la sección, aumentando su participación hacia los términos cuspidales. Se trata de limolitas y arcillitas de color rojo hasta morado, las que conforman estratos tabulares, laminados o macizos, mostrando en ocasiones estructuras de deformación sinsedimentaria (pequeños pliegues convolutos). Un rasgo característico de algunos niveles de pelitas es la frecuente aparición de bioturbaciones de los tipos endichnia y epichnia, asociadas a niveles con grietas de desecación, pequeños diques clásticos e improntas de gotas de lluvia.

Intercalados en las secuencias de areniscas y pelitas

aparecen estratos muy gruesos y lenticulares de areniscas finas y muy finas muy bien seleccionadas. Estas rocas conforman litosomas de hasta 5 m de potencia, los que resultan en muchos casos macizos y en otros exhiben estratificación entrecruzada planar y tangencial de escala grande.

Finalmente la sección superior, de unos 45 m, incluye al "intervalo de arcillas rosadas" de Braccacini (1946) y a la facies de pelitas, areniscas finas y yeso de Limarino *et al.* (1987). Este intervalo ha sido descrito detalladamente por Limarino y Sessarego (1988), se encuentra formado por: areniscas moradas, areniscas muy finas gris verdosas, pelitas rojas, pelitas gris verdosas hasta negras, capitas de yeso, delgadas láminas de calizas, margas y al menos dos niveles de tobas. Las areniscas moradas, pelitas rojas y margas, son dominantes en la base y en la parte más alta del intervalo. Las primeras suelen mostrar estratificación entrecruzada de bajo ángulo, mientras que las pelitas son generalmente laminadas. La parte media de esta sección está formada por pelitas y areniscas de color gris oscuro junto a niveles de yeso, en ocasiones formando ritmitas milimétricas compuestas por intercalaciones de un término detrítico y otro evaporítico. Es destacable la existencia de algunos niveles de microcoquinas intercalados dentro de secuencias de pelitas oscuras que alternan con delgadas capitas de yeso. Observados microscópicamente resulta tratarse de capitas milimétricas compuestas casi exclusivamente por ostrácodos cementados por yeso y calcita. Finalmente, aparecen en esta sección dos niveles tabulares de unos 10 cm de espesor de tobas blancas. Se trata de tobas primarias vítreas muy reemplazadas por calcita, en las que esporádicamente aparecen cristaloclastos de cuarzo y feldespato subhedrales y parcialmente corroídos.

Paleoambientes sedimentarios

En la sección inferior, la parte basal de la unidad (nivel de conglomerado silíceo de Braccacini 1946) representa depósitos fluviales de alta energía, probablemente generados inmediatamente después de los movimientos que originaron la superficie de discordancia que marca la base de la unidad. Estos sistemas fluviales se caracterizaron por un diseño multicanalizado, de baja sinuosidad, dominado por carga de lecho, con escasa o discreta migración lateral de canales. Por sus características asemejan a los sistemas entrelazados de lecho profundo y gravoso (*deep, gravel-bed braided river*) descritos por Miall (1977, 1996), caracterizados por el tamaño de grano grueso de los depósitos (gravas y arenas), la existencia de canales de diferentes órdenes y de depósitos de barras bien desarrollados. Así en nuestro caso, son netamente dominantes los depósitos residuales de canal (*channel lag*) y de núcleos de barras (*core bar*). Sin embargo, y con cierta periodicidad,

aparecen conglomerados con estratificación entrecruzada planar, originados a partir de la migración, aguas abajo, de barras de canal. La mayor parte de las areniscas finas con laminación ondulítica o plana pueden haberse depositado en la parte superior de las barras o como una delgada cubierta arenosa en canales abandonados.

El sistema fluvial arriba descrito evolucionó rápidamente, hacia la parte superior de la sección inferior, a cursos fluviales de menor energía, los que evidencian superficies de migración lateral y un arreglo granodecreciente que sugiere mayor movilidad lateral de los canales. Es probable entonces la instauración de un sistema meandroso de lecho arenoso (*sand-bed meandering river*, Miall 1996, véase también Allen 1970) en donde se hallan mejor representados los depósitos de canal (conglomerados y areniscas medianas y gruesas) que los de planicie de inundación (niveles pelíticos y de areniscas muy finas).

La sección media, caracterizada por la alternancia de areniscas y pelitas, fue muy probablemente depositada por sistemas fluviales efímeros, pobremente encauzados, de muy baja energía. Esto permite explicar la ausencia de niveles conglomerádicos y de paleocanales, como así también el dominio de sedimentos de grano fino (areniscas finas y pelitas), junto a evidencias de exposición subaérea (grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia). Las areniscas, con estructuras de antidunas y laminación horizontal con lineación por partición, indicarían condiciones de alto régimen de flujo generadas al comienzo de las crecientes. Es probable que bajo condiciones similares se haya producido la migración de ondas de arena responsables de las estructuras entrecruzadas identificadas en las areniscas. Por otro lado, la existencia de corrientes suficientemente vigorosas como para producir erosión es marcada por la presencia de intraclastos pelíticos en la base de algunos bancos arenosos (formando localmente delgados niveles de conglomerados intraformacionales). Durante la etapa de decaimiento del flujo, y en los sectores más alejados de los canales, se habrían depositado las areniscas finas con laminación ondulítica de corriente y delgadas capas de pelitas. Por otro lado, no puede descartarse en las planicies intercanal la formación de pequeños cuerpos de agua temporarios (barreales), donde pudieron sedimentarse las areniscas con ondulitas simétricas, en ocasiones mostrando trenes de interferencia y anastomosamiento de crestas, junto a buena parte de los niveles más potentes de pelitas con evidencias de desecación y posterior exposición subaérea. Estrechamente asociadas a estas rocas aparecen conspicuos cuerpos lenticulares de areniscas finas y muy finas muy bien seleccionadas, en ocasiones mostrando estructuras entrecruzadas de escala grande. Es muy probable que este tipo de areniscas resulte de la acción eólica y represente depósitos de pequeñas dunas migrando sobre las planicies fluviales.

En lo que respecta a la sección superior, la presencia

de grandes espesores de pelitas laminadas (de color gris y verde oscuro), incluyendo restos de ostrácodos, niveles de yeso, margas y capas de areniscas con abundante laminación ondulítica de oleaje (como lo indica el carácter casi simétrico de muchas óndulas, la presencia de estructuras en *chevron* y de *off-shotts*), sugiere que este intervalo fue depositado en un cuerpo de agua en el que se registraban periódicamente importantes variaciones en la línea de costa y condiciones de hipersalinidad. Limarino y Sessarego (1988) interpretaron a este cuerpo de agua como de naturaleza lacustre efímera, sin embargo, los autores del presente trabajo desean destacar la importante distribución de este tipo de depósitos en gran parte de las unidades del Cretácico Tardío del oeste y noroeste argentino (véase capítulo correlación regional), lo que lleva a no descartar cierta influencia marina en la generación de este tipo de secuencias.

Finalmente, y con respecto a las condiciones paleoclimáticas, la evolución vertical de facies descripta sugiere una progresiva aridización desde la base al techo de la Formación Ciénaga del Río Huaco.

Composición, procedencia y paleoambientes

Con el propósito de caracterizar la naturaleza de las áreas de aporte de las areniscas que integran la Formación Ciénaga del Río Huaco se determinaron las modalidades detríticas de 8 muestras de psamitas correspondientes a la unidad (Tabla 2). En todos los casos fueron contados unos 300 clastos utilizando el método propuesto por Gazzy-Dickinson (véase Zuffa 1985) con el propósito de disminuir el efecto del tamaño de grano sobre los conteos. Dentro de los componentes modales (Tabla 2) se reconocieron tres tipos principales de clastos silíceos: cuarzo monocristalino (Qm) de extinción relámpago u ondulado pero sin desarrollo de subgranos; cuarzo policristalino de origen milonítico en el que se desarrollan subgranos relativamente grandes (entre 4 y 90 micrones) con evidencias de deformación (Qpm, Fig. 4c) y cuarzo policristalino de grano muy fino (chert) en los que cada subgrano muestra un tamaño menor a 4 micrones (Qpch, Fig. 4d). Entre los feldespatos se reconocieron: feldespato potásico (Fk), mayormente ortosa, más raramente microclino peritítico y plagioclasa (Fp) generalmente oligoclasa, siendo la relación Fk/Fp siempre mayor a 1. En lo que respecta a los fragmentos líticos se identificaron de sedimentitas epiclásticas correspondientes a areniscas finas y pelitas (Ls, Fig. 4c); calizas (mayormente micríticas, Lc); esquistos de mediano y bajo grado (Lm, Fig. 4e) y tres diferentes tipos de líticos volcánicos: 1. con texturas microlíticas correspondientes a rocas mesosilíceas (Lvi), 2. de textura felsítica y granofírica características de rocas ácidas (Lvfi) y 3. fragmentos de ignimbritas y tobas (Lvvi, Fig. 4f).

Tabla 2: Resultado de los estudios de modas detríticas de la Formación Ciénaga del Río Huaco.

MUESTRA	% Qm	% Qpm	% Qpch	% Fk	% Fp	% Ls	% Lc	% Lm	% Lvm	% Lvf	% Lvv	% acc	% alt
K5	39.3	2.8	2.1	9.7	2.8	8.3	0.0	6.9	4.1	17.2	4.8	0.0	2.1
K6	57.0	3.0	0.6	11.5	1.8	6.7	2.4	13.3	1.2	0.0	0.0	0.0	2.4
K7	54.5	5.6	4.9	9.8	3.5	7.0	0.0	8.4	0.7	1.4	0.7	0.0	3.5
K15	70.1	5.1	1.9	10.8	7.0	0.0	0.0	3.8	0.0	0.0	0.0	0.6	0.6
K17	54.3	1.8	0.0	12.2	4.9	11.0	0.0	6.1	2.4	1.2	0.6	0.6	4.9
K19	60.9	0.6	2.6	17.3	10.9	0.0	0.0	5.8	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9
K103	58.1	7.7	1.3	9.7	3.2	9.0	1.3	5.8	1.9	0.0	0.0	0.0	1.9
K104	52.0	4.1	1.0	8.2	2.0	15.3	2.0	10.2	1.0	2.0	0.0	1.0	1.0
media	55.8	3.8	1.8	11.1	4.5	7.2	0.7	7.5	1.4	2.7	0.8	0.3	2.3
d.e.	8.7	2.3	1.5	2.8	3.1	5.2	1.0	3.0	1.4	5.9	1.7	0.4	1.4

MUESTRA	Folk et al. (1970)			Dickinson et al. (1983)			Dickinson et al. (1983)			%Lvm+	%Qpm+	%Qpch+
	% Q	% F	% L	% Q	% F	% L	% Qm	% F	% Lt			
K5	39.7	8.1	52.2	43.0	12.7	44.4	40.1	12.7	47.2	46.9	34.6	18.5
K6	55.9	11.2	32.9	61.5	13.7	24.8	58.4	13.7	28.0	3.1	71.9	25.0
K7	59.4	11.6	29.0	62.3	13.8	23.9	56.5	13.8	29.7	7.3	61.8	30.9
K15	75.5	18.1	6.5	76.1	18.1	5.8	71.0	18.1	11.0	0.0	91.2	8.8
K17	54.2	15.5	30.3	59.4	18.1	22.6	57.4	18.1	24.5	12.1	56.9	31.0
K19	60.5	28.9	10.5	62.7	28.8	8.5	62.1	28.8	9.2	0.0	90.2	9.8
K103	63.2	10.5	26.3	67.1	13.2	19.7	59.2	13.2	27.6	5.3	63.2	31.6
K104	50.0	7.3	42.7	57.3	10.4	32.3	53.1	10.4	36.5	7.0	51.2	41.9
media	57.3	13.9	28.8	61.2	16.1	22.8	57.2	16.1	26.7	10.2	65.1	24.7
d.e.	10.4	7.0	15.1	9.4	5.8	12.3	8.7	5.8	12.5	15.4	19.1	11.6

Los resultados obtenidos fueron graficados en el triángulo de clasificación petrográfica propuesto por Folk et al. (1970, Fig. 5a) y en los diagrama de caracterización de áreas de aporte propuesto por Dickinson et al. (1983, Figs. 5b y c). En particular resulta interesante examinar los resultados obtenidos en el diagrama de la figura 5c. Como allí puede verse, la resultante de las modas detríticas se ubica en los campos de mezcla y orógeno reciclado cuarzoso (Dickinson et al. 1983), con algunos valores en las áreas de orógeno reciclado transicional y basamento elevado. Este resultado indicaría la existencia de diferentes áreas de procedencia para las areniscas aquí examinadas. En este sentido, se propone aquí el triángulo de la figura 5d, allí se han ubicado tres asociaciones modales que en interpretación de los autores representan otras tantas áreas de aporte diferentes. Así, el conjunto de líticos volcánicos (Lv, Lvi y Lvv) es interpretado como derivado mayormente desde el área de Cordillera Frontal o Precordillera occidental donde existen potentes secuencias de volcanitas permotriásicas (y probablemente más jóvenes) que podrían haber aportado este tipo de detritos (Grupo Choiyoi). Por el contrario desde la zona de Sierras Pampeanas habría derivado la mayor parte de los esquistos (Lm), milonitas (Qpm) y feldespatos potásicos (Fk). Un tercer conjunto, en el que es difícil establecer la procedencia, corresponde a los fragmentos de caliza (Lc), chert (Qpch) y de líticos sedimentarios (Ls); aunque es probable que los dos prime-

ros reflejen aporte de la misma área precordillerana.

Lo hasta aquí dicho está en correspondencia con los resultados obtenidos en las mediciones de paleocorrientes (Fig. 6). En efecto, un total de 16 mediciones de paleocorrientes efectuadas en estratos entrecruzados de la sección inferior y media muestran una distribución bimodal, con moda principal orientada al oeste (vector resultante: $266^\circ \pm 6^\circ$) y secundaria al este-sudeste (vector resultante: $114^\circ \pm 16^\circ$).

En síntesis, las modas detríticas obtenidas y los resultados de paleocorrientes son consistentes en señalar que las arenas que conforman la unidad provienen tanto del área de Sierras Pampeanas como de la Precordillera occidental (e incluso quizás de la Cordillera Frontal). Es probable entonces que el sistema de dispersión de sedimentos pueda ser imaginado como un sistema axial de elongación meridiana que recibió aporte tanto del margen oriental como occidental de la cuenca.

Correlación regional

Es muy escaso el registro estratigráfico conocido hasta la fecha de rocas cretácicas en la Precordillera. De hecho los afloramientos aquí estudiados resultan los únicos donde la existencia de sedimentitas cretácicas puede ser certificada por microfósiles. Sin embargo, los estratos rojos de la Formación Ciénaga del Río Huaco

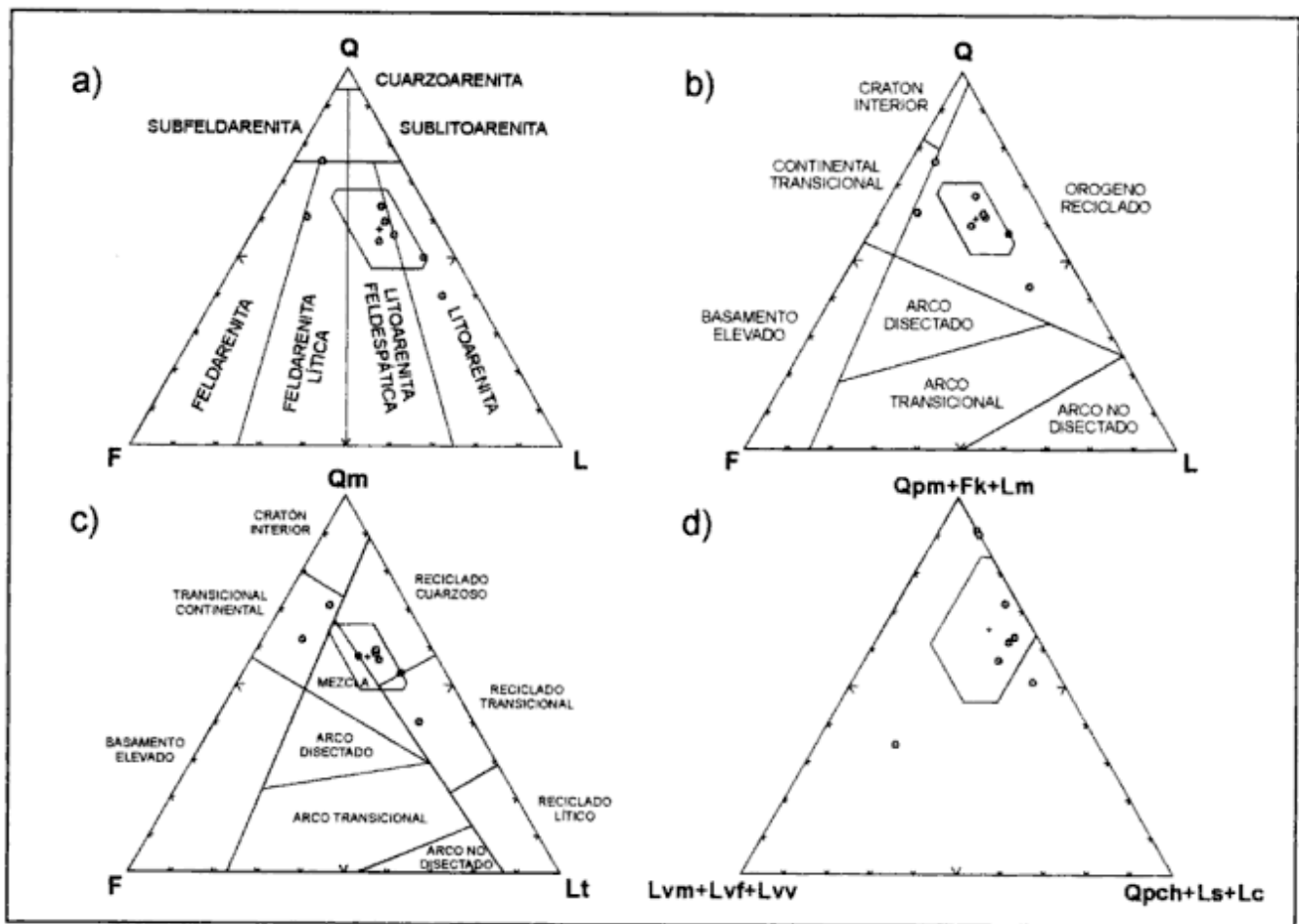


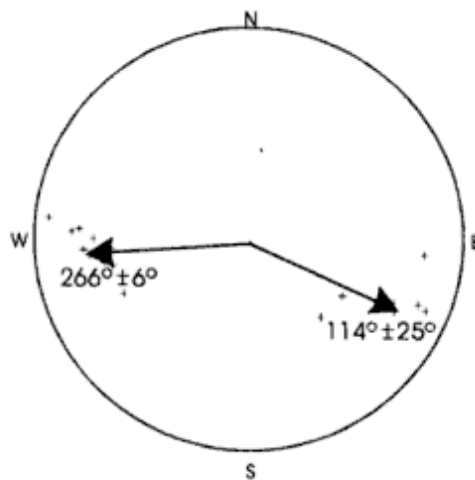
Figura 5: Resultado de los estudios modales llevados a cabo sobre sedimentitas de la Formación Ciénaga del Río Huaco. El diagrama "a" indica la posición de las muestras estudiadas en el diseño de Folk *et al.* (1970), "b" y "c" en los diagramas de procedencia propuestos por Dickinson *et al.* (1983). El esquema "d", propuesto en este trabajo, caracteriza la composición modal de las tres áreas de procedencia identificadas: 1. Sierras Pampeanas, 2. Precordillera central y 3. Precordillera occidental-Cordillera Frontal (para explicación y referencia de los componentes modales véase el texto).

se prolongan hacia el norte, a lo largo de la vertiente oriental de la Precordillera, formando una faja discontinua que los presentes autores han podido seguir hasta el área de la quebrada de La Flecha en la Precordillera riojana. De esta forma, se propone la correlación litológica de los estratos rojos aflorantes entre Santa Elena y la quebrada de La Flecha, anteriormente asignados a la Formación Ojo de Agua (Pérmico) por Furque (1963), con la secuencia cretácica expuesta en Huaco.

Otros depósitos del Cretácico Tardío aparecen al sudeste, en las sierras de Las Quijadas, El Gigante y Guayaguas, en las provincias de San Juan y San Luis. Allí Flores (1969, 1979) denominó Formación Lagarcito (véase también Díaz 1947) a un conjunto de areniscas y evaporitas que cubren en leve discordancia angular al Grupo El Gigante (Jurásico Superior-Cretácico Inferior, Flores y Criado 1972). La edad cretácica tardía para la Formación Lagarcito se basa en sus relaciones estratigráficas y en restos de vertebrados (Yrigoyen *et al.* 1989). Sin embargo, recientemente

Chiappe *et al.* (1998) han asignado al Cretácico Inferior a la parte basal de la Formación Lagarcito (véase también Bonaparte 1978).

Por otro lado, en el bolsón de Pagancillo (provincia de La Rioja), más exactamente sobre la ladera oriental de la sierra Morada aparece la Formación Quebrada del Médano (Parker 1974). Esta unidad presenta, como en los afloramientos de Huaco, un miembro superior de naturaleza arcillosa y tobácea que incluye niveles evaporíticos. La edad cretácica de la Formación Quebrada del Médano ha sido propuesta sobre la base de sus relaciones estratigráficas y por correlación litológica con la Formación Lagarcito (véase Stipanovic y Bonaparte 1972 y Mozetic 1978). Poco más al norte, en el cerro Rajado, vuelven a aparecer bancos rojos asignados al Cretácico e incluidos en la Formación Cerro Rajado (Stipanovic y Bonaparte 1972, véase también Formación Las Bandurrias de Parker 1974). Si bien esta unidad, compuesta por clastos angulosos de gneises, migmatitas y granitos, no presenta fósiles ha sido correlacionada por su similitud litológica con la Formación



Moda	Nº mediciones	Vector resultante	Magnitud
Moda 1 (principal)	9	266° 6°	25°
Moda 2 (secundaria)	7	114° 16°	26°

Figura 6: Resultado de las mediciones de paleocorrientes obtenida sobre estratos entrecruzados de la sección inferior y media de la Formación Ciénaga del Río Huaco. Obsérvese la distribución bimodal de las paleocorrientes.

Lagarcito (Stipanovic y Bonaparte 1972; Parker 1974).

De ubicación estratigráfica mucho más incierta, podrían corresponder al ciclo sedimentario considerado en este trabajo las Formaciones del Crestón y Tamberías (Turner 1960) aflorantes sobre el faldeo oriental de los Nevados del Famatina.

Finalmente, y dentro de un contexto regional mucho más amplio, es destacable la similitud de las faunas de ostrácodos (véase capítulo Consideraciones paleoecológicas y edad) encontradas en la parte superior de la Formación Ciénaga del Río Huaco con las descriptas para la Formación Yacoraite.

Consideraciones paleoecológicas y edad

En niveles de pelitas negras ubicadas en la sección superior de la unidad (depósitos lacustres, nivel fosilífero 2 de la Fig. 3) se obtuvo una asociación palinológica integrada mayoritariamente por algas de agua dulce del género *Pediastrum* (Chlorococcales), junto con una población prácticamente monoespecífica de quistes de dinoflagelados con escasa definición morfológica y pared delicada. Estos dos grupos representan el 90% de la asociación y serían formas autóctonas de un paleoambiente lacustre somero y sometido a una fuerte radiación solar ya que el ritmo de crecimiento de las colonias actuales de *Pediastrum* esta influenciado por la intensidad lumínica que reciben (Batten 1996). Al igual que otras algas verdes, este género es particularmente abundante en cuerpos de agua de tamaño pequeño a mediano, ricos en nutrientes y con poca circulación. Durante el desarrollo de estas colonias el cuerpo de agua debió haber mostrado baja salinidad, teniendo en cuenta que la reproducción y el crecimiento de las colonias se retarda hasta cesar a medida que se

incrementa la concentración de sales (Batten 1996). Las colonias analizadas son de tipo compacto, sin espacios entre células contiguas y con los extremos de las células periféricas bifurcados en dos proyecciones como las reconocidas en la especie actual *P. boryanum* (Turpin 1928) Meneghini 1940.

En la asociación de Huaco también se recuperó un conjunto esporopolínico variado (Fig. 7), aunque con representación subordinada con respecto a los elementos algales. Algunas de estas especies pudieron asignarse de manera clara, otras en cambio, se han dejado en nomenclatura abierta. Entre las más significativas pueden citarse:

Esporas de Pteridófitas y Briófitas: *Foveotriletes margaritae* (Van der Hammen) Germeraad Hopping y Muller 1968, *Gabonispuris vigourouxii* Boltenhagen 1967, *Zlivisporis blanensis* Pacltova 1961, *Polypodiisporites* sp.

Polen de Gimnospermas: *Classopollis* sp., *Ephedripites jansonii* (Pocock) Muller 1968, *Podocarpidites* sp.

Polen de Angiospermas: *Crassitriapertites* sp., *Cranwellia edmontonensis* Srivastava 1966, *Cranwellia* cf. *striata* (Couper) Srivastava 1967, cf. *Florschuetzia* sp., *Rhoipites* sp. 1, *Rhoipites* sp. 2, *Tricolpites* cf. *vulgaris* (Pierce) Srivastava 1969.

De las formas mencionadas *Foveotriletes margaritae*, *Gabonispuris vigourouxii*, *Zlivisporis blanensis*, *Ephedripites jansonii*, *Crassitriapertites* spp. y *?Florschuetzia* sp, son características del Senoniano (Bolthenagen 1967; Muller 1968; Herngreen 1975) de la Provincia Tropical Palmae (Herngreen y Chlonova 1981; Herngreen et al. 1996) que abarca gran parte de Africa, norte de América del Sur e India. Aunque por el momento no se identificaron formas monocarpadas afines a la familia Palmae (que dan nombre a esta Provincia), el sólo reconocimiento de alguna de sus especies caracterís-

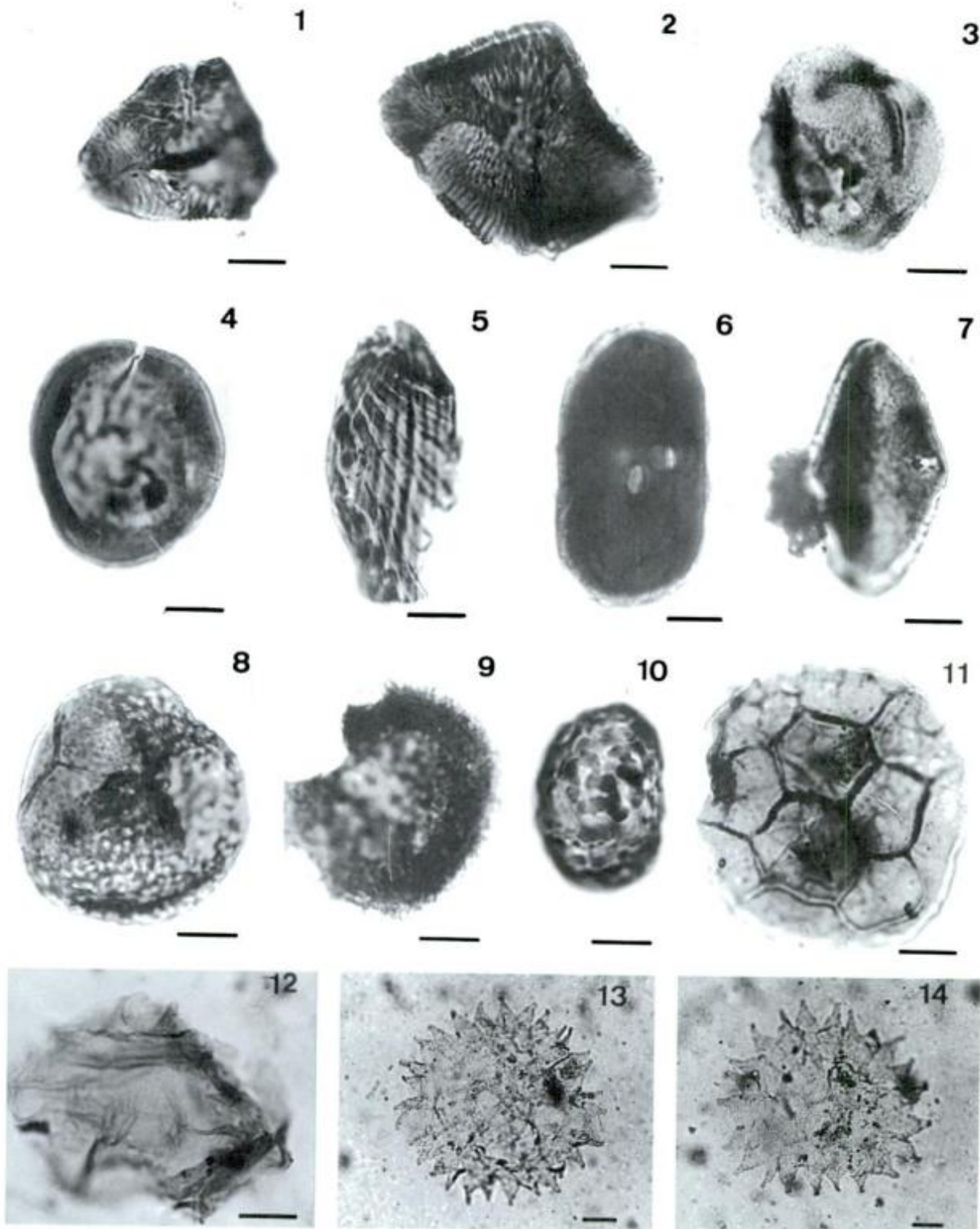


Figura 7: 1, *Cranwellia* cf. *striata* (Couper) Srivastava CIRGEO Palin 1179: 37.5/106; 2, *Cranwellia edmontonensis* Srivastava CIRGEO Palin 1179: 52.4/101.6; 3, *Rhoipites* sp. 1 CIRGEO Palin 1179: 33.2/107; 4, *Classopollis* sp. CIRGEO Palin 1179: 32/97; 5, *Ephedripites jansonii* (Pocock) Muller 1968 CIRGEO Palin 1179: 33.5/102.9; 6, *Crassitriapertites* sp. CIRGEO Palin 1179: 32.3/94.6; 7, cf. *Florschuetzia* sp. CIRGEO Palin 1179: 44.4/100.1; 8, *Foveotriletes margaritae* (Van der Hammen) Germeraad Hopping y Muller CIRGEO Palin 1179: 51.9/109.1; 9, *Gabonispuris vigourouxii* Boltenhagen CIRGEO Palin 1179: 49/102.8; 10, *Polypodiisporites* sp. CIRGEO Palin 1179: 45.5/94.7; 11, *Zlivisporis blanensis* Pacltova CIRGEO Palin 1179: 30.8/110; 12, Quiste de dinoflagelado *indet.* CIRGEO Palin 1178: 53.2/103; 13 y 14, *Pediastrum* sp. 13-CIRGEO Palin 1180: 49.1/94.9. 14-CIRGEO Palin 1180: 43.3/114.6. Escala gráfica en todas las figuras igual aproximadamente a 10 µm. CIRGEO Palin: repositorio Centro de Investigaciones Geológicas, Buenos Aires.

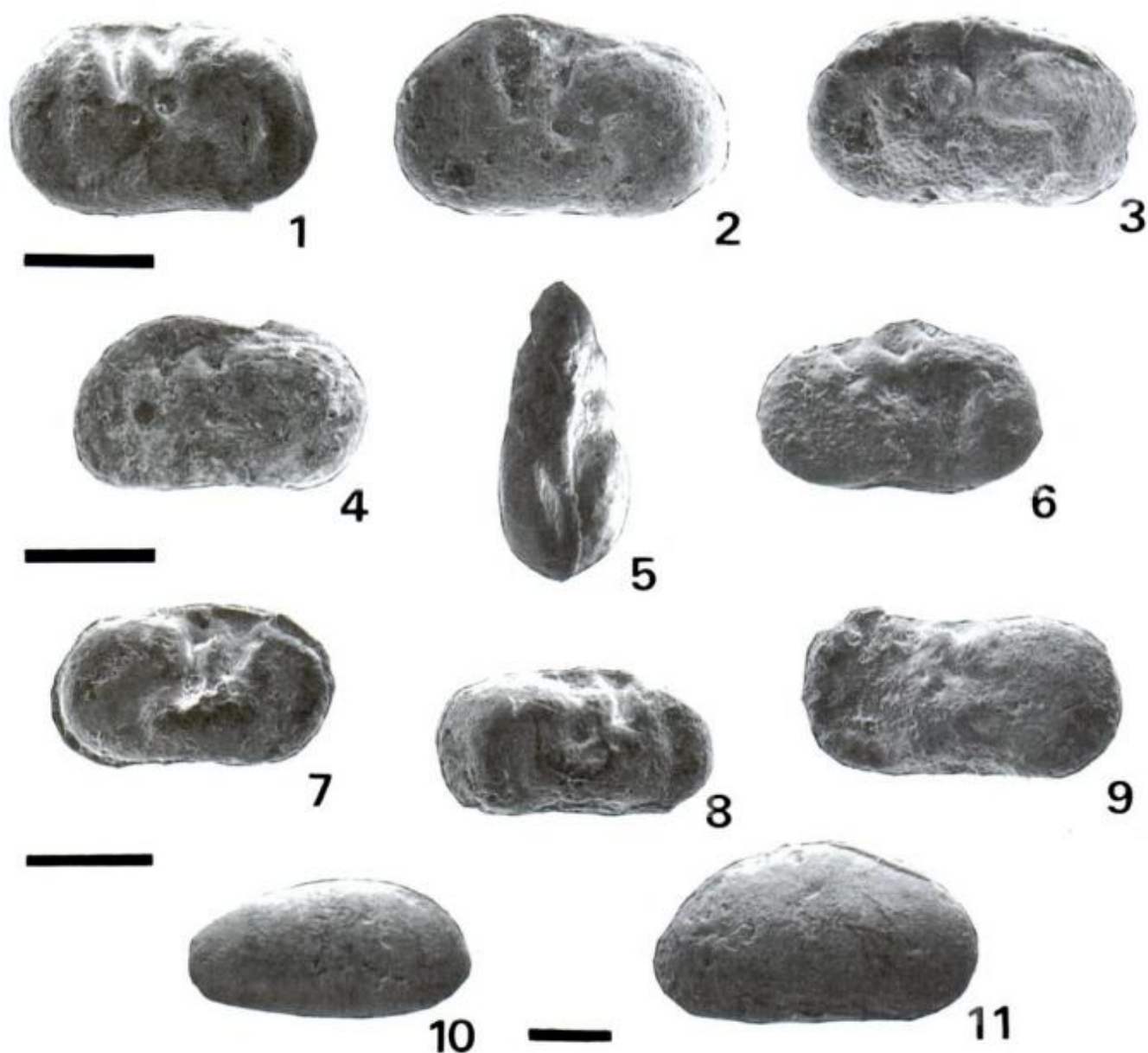


Figura 8: 1-7, *Ilyocypris wichmanni punctata* Musacchio y Simeoni. 1, MLP-Mi 271, caparazón vista lateral izquierda; 2, MLP-Mi 272, caparazón, vista lateral izquierda; 3, MLP-Mi 1064, caparazón, vista lateral izquierda; 4, MLP-Mi 1066, caparazón, vista lateral izquierda; 5, MLP-Mi 1065, caparazón, vista dorsal; 6, MLP-Mi 1067, caparazón, vista lateral izquierda; 7, MLP-Mi 273, caparazón, vista lateral derecha; 8, *Ilyocypris* sp. cf. *I. wichmanni* Musacchio, MLP-Mi 175, caparazón, vista lateral derecha; 9, *Ilyocypris* sp., MLP-Mi 274, caparazón, vista lateral izquierda; 10, *Eucandona?* sp., MLP-Mi 277, caparazón, vista lateral izquierda; 11, *Cypridopsis?* sp., MLP-Mi 1068, caparazón, vista lateral derecha. La barra representa: 0,250 mm. MLP-Mi: Repositorio Museo de La Plata, Departamento Paleozoología Invertebrados, Micropaleontología.

ticas en la secuencia de Huaco es significativa. Desde el punto de vista cronoestratigráfico, los tipos polínicos con exina fuertemente engrosada, como *Crassitriaperites* sp., están restringidos al Campaniano-Maastrichtiano del norte de Sudamérica (Herngreen 1998), y tanto *Foveotriletes margaritae* como el género *Cranwellia* recién se reconocen a partir del Maastrichtiano (Germeraad *et al.* 1968; Srivastava 1969; Jan du Chene *et al.* 1978; Salami 1983, 1985; Boltenhagen *et al.* 1985; Farabee y Canright 1986; Schrank 1994; Helenes *et al.* 1996). En Argentina, por su parte, formas

comparables a *Cranwellia* fueron descritas para el Maastrichtiano-Paleoceno de la Formación Pedro Luro, cuenca del Colorado (Ruiz y Quattrocchio 1997). El registro de estas formas permitiría inferir una edad mastrichtiana para la Formación.

Desde el punto de vista paleobiogeográfico, la presencia de especies características de la Provincia Palmae en el Cretácico Tardío de San Juan permite postular alguna de las siguientes interpretaciones: 1 Extensión hacia el sur de la Provincia Tropical Palmae al sector noroccidental de Argentina, por lo menos hasta la zona

de estudio, y restricción de la Provincia de *Nothofagidites/Proteacidites* a una posición más austral. 2. Desarrollo, en este sector, de una faja transicional entre la Provincia *Palmae* por el norte y la Provincia de *Nothofagidites/Proteacidites* por el sur con la consiguiente mezcla de ambas floras. El desarrollo de una zona de mezcla sería coincidente con lo postulado para el Aptiano-Albiano de la cuenca de San Luis (Prámparo 1990) entre las provincias correspondientes del Cretácico Medio (Provincia Tropical de *Dicheiropollis etruscus/Afropollis* - Subprovincia austral de *Cyclusphaera psilata/Classopollis*).

En lo que respecta a otros elementos microfaunísticos, la existencia de ostrácodos de edad cretácica en estas rocas fue destacada por primera vez por Chaía (1990) y más tarde por Pérez *et al.* (1993). En particular, el primero de los autores citó *Ilyocypris wichmanni* Musacchio, *Ovocytheridea? rionegrensis* Musacchio y *Eucandona? sp.* junto a las carofitas *Porochara sp. cf. P. gildemeisteri* Koch y Blisenbach, *Tectochara sp.* A Musacchio y *Gobichara sp. cf. G. groeberi* Musacchio, refiriendo la asociación al Senoniano. Material obtenido en nuevos muestreos efectuados para este trabajo (nivel fosilífero 1 de la Fig. 3) y estudiado por uno de los autores de la presente contribución (S.B.), ha permitido determinar la presencia de los ostrácodos (Fig. 8):

Ilyocypris wichmanni punctata Musacchio y Simeoni, *Ilyocypris sp. cf. I. wichmanni* Musacchio, *Ilyocypris sp.*, *Eucandona? sp.*, *Cypridopsis? sp.*, *Limnocythere sp.*

En lo que se refiere a la distribución estratigráfica, *Ilyocypris wichmanni punctata* Musacchio y Simeoni 1991, es un morfotipo bien representado en la Formación Loncoche en la localidad El Zampal, en la provincia de Mendoza, asociado estratigráficamente a la Biozona de *Tolypella grambasti* (Charophyta) Musacchio 1989 asignada al Maastrichtiano. En aquella localidad mendocina las mismas muestras contienen ejemplares de foraminíferos del género *Discorbis* por lo que se ha sugerido un ambiente marino de salinidad reducida (oligohalino) para los niveles portadores. Formas similares a *Ilyocypris wichmanni punctata* han sido también registradas en niveles continentales coetáneos de la parte alta de la Formación Coli-Toro en la provincia de Río Negro y en el subsuelo de la provincia de Córdoba en niveles pertenecientes a la Formación Mariano Boedo (*cf.* Musacchio y Simeoni 1991). Por su parte, *Ilyocypris sp. cf. I. wichmanni* Musacchio *sensu* Kielbowicz de Stach y Angelozzi 1984, *Ilyocypris sp.* (en Kielbowicz de Stach y Angelozzi 1984) y *Eucandona? sp.* (muy similar a *Eucandona? cf. huantraicoensis* (Bertels) en Kielbowicz de Stach y Angelozzi 1984) son especies descritas en el subsuelo de la provincia de Salta en sedimentos de la Formación Yacoraite. En este caso, la presencia de estos ostrácodos asociados a foraminíferos de conchilla calcárea anormalmente desa-

rollados, típicos de aguas poco profundas, capaces de tolerar salinidades inferiores a la marina normal, sugieren un ambiente salobre, oligohalino con influencia marina y probablemente restringido. La edad de esta asociación ha sido referida al Maastrichtiano (Kielbowicz de Stach y Angelozzi 1984).

Conclusiones

Se propone la denominación de Formación Ciénaga del Río Huaco para las sedimentitas de edad Cretácica Tardía aflorantes en la Precordillera central. Las rocas en cuestión descansan en discordancia erosiva (o de bajo ángulo) sobre sedimentitas de la Formación Patquía (Pérmico) y son cubierta, también en discordancia erosiva, por estratos rojos (oligocenos?) aún no nominados.

Las características litológicas de la Formación Ciénaga del río Huaco permiten su separación en tres secciones. La inferior, de unos 73 metros de potencia, está formada por clasto-ortoconglomerados subarcóicos hasta sublíticos, litoarenitas feldespáticas desde finas a gruesas y pelitas en proporción subordinada. La sección media de 40 metros de espesor se compone de una monótona alternancia de areniscas y pelitas que intercalan esporádicamente cuerpos lenticulares de areniscas muy finas con estratificación entrecruzada de gran escala. Finalmente la sección superior, que alcanza un desarrollo vertical de 45 metros, está integrada por: areniscas moradas, areniscas muy finas gris verdosas, pelitas laminadas, delgados niveles de yeso junto a escasas margas y al menos dos niveles de tobas.

En lo que respecta a sus paleoambientes sedimentarios las rocas que componen la Formación Ciénaga del Río Huaco fueron depositadas en distintos ambientes continentales incluyendo diferentes tipos de sistemas fluviales, ambiente eólico y cuerpos de aguas poco profundas. De esta forma la sección inferior habría sido formada por cursos fluviales que fueron mermando su energía al ascender en la columna, presentando en su base sistemas entrelazados de alta energía y en su parte superior sistemas meandrosos. La sección media corresponde a la sedimentación originada por ríos de naturaleza efímera y pobremente canalizados, asociados a episodios lacustres y de sedimentación eólica. La sección superior fue sedimentada en un cuerpo de agua que adquirió esporádicamente condiciones de hipersalinidad.

Las mediciones de paleocorrientes y la composición modal de las areniscas llevan a interpretar áreas múltiples de aporte para la unidad. En este sentido, la bimodalidad de las paleocorrientes permite postular áreas de aporte ubicadas tanto en las Sierras Pampeanas como en la Precordillera occidental y Cordillera Frontal.

En lo que respecta a la antigüedad de la Formación Ciénaga del Río Huaco, la información obtenida de las

asociaciones palinológicas y de los restos de ostrácodos sugieren que la unidad fue depositada durante el Cretácico Tardío (Maastrichtiano). Finalmente, es importante destacar que en opinión de los autores la faja de sedimentitas cretácicas se extenderían hacia el norte dentro de la Precordillera de La Rioja, al menos hasta la latitud de la quebrada de La Flecha.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a los proyectos PID TX 53 de la Universidad de Buenos Aires y PIP 0386/98 del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Los autores desean expresar su agradecimiento a Renato Andreis, Eduardo Musacchio y a los editores de la Revista por sus observaciones y comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L., 1970. Studies in fluvial sedimentation: a comparison of fining-upward cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. *Journal Sedimentary Petrology*, 40: 298-323.
- Batten, D.J., 1996. Colonial Chlorococcales. En: Jansonius, J. y McGregor, D.C. (eds), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 191-203. Utah.
- Bodenbender, G., 1897. Devono y Gondwana en la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, 15 (2-3): 201-252. Córdoba.
- Bodenbender, G., 1911. Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limitrofas. *Constitución geológica y productos minerales*. Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales, 7. Buenos Aires.
- Boltenhagen, E., 1967. Spores and pollen du Crétacé supérieur du Gabon. *Pollen et Spores*, 9: 335-355. Paris.
- Boltenhagen, E., Dejax, J. y Salard-Cheboldaef, M., 1985. Évolution de la végétation tropicale Africaine du Crétacé à l'actuel d'après les données de la Palynologie. *Bull. Sec. Sciences*, 8: 165-194. Paris.
- Bonaparte, J.F., 1978. El Mesozoico de América del Sur y sus tetrápodos. *Opera Lilloana*, 26, 596 p.
- Borello, A. y Cuerda, A., 1968. Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. *Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, Noticias*, 7: 3-15.
- Bossi, G.; Andreis, R. y Leguizamón, E., 1982. Algunas consideraciones estratigráficas sobre las secuencias neopaleozoicas aflorantes en la cuesta de Huaco y Agua de La Peña. *Reunión Anual Grupo de Trabajo Proyecto 42 (IGCP)*, Boletín, 5: 12. Montevideo.
- Braccini, O., 1946. Contribución al conocimiento geológico de la Precordillera sanjuanino-Mendocina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 258.
- Chaia, T., 1990. Registro del Senoniano lacustre en la provincia de San Juan. *Primer Congreso Uruguayo de Geología, Resúmenes Ampliados*: 33-36. Montevideo.
- Chiappe, L., Rivarola, D., Cione, A., Fregenal-Martínez, M., Sozzi, H., Buatois, L., Gallego, O., Laza, J., Romero, E., López Arbarello, A., Buscalioni, A., Marsicano, C., Adamonis, S., Ortega, F.; Megehee, S. y Di Iorio, O., 1998. Biotic association and palaeoenvironmental reconstruction of the "Loma del Pterodaustro" fossil site (Lagarcito Formation, Early Cretaceous, San Luis, Argentina). *Geobios*, 31: 349-370.
- Cuerda, A., 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz, provincia de La Rioja, *Actas 2º Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 79-84.
- Díaz, H., 1947. Geología de la región entre Marayes y Sierra de Las Quijadas. Y.P.F., Informe interno 125 (inédito).
- Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Erjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. y Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin*, 94: 222-235.
- Farabee, M.J. y Canright, J. E., 1986. Stratigraphic Palynology of the lower part of the Lance Formation (Maastrichtian) of Wyoming. *Palaeontographica* 199, (1-3): 1-89. Stuttgart.
- Flores, M., 1969. El Bolsón de las Salinas en la provincia de San Luis. Y.P.F., Informe interno (inédito).
- Flores, M., 1979. Cuenca de San Luis. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 1: 745-767. Córdoba.
- Flores, M. y Criado, P., 1972. Cuenca de San Luis. Primer simposio de Geología Regional Argentina. *Academia Nacional de Ciencias*, 567-580. Córdoba.
- Folk, R., Andrews, P. y Lewis, D., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zeland. *New Zeland Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Frenguelli, J., 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del noroeste argentino. *Revista Museo de La Plata, Geología*, 2: 213-265.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b "Guandacol" (provincias de La Rioja y San Juan). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín*, 92. Buenos Aires.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c "Jachal" (provincia de San Juan). *Servicio Geológico Nacional, Boletín*, 164, 79 p.
- Germeraad, J.H., Hopping, C.A. y Muller, J., 1968. Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 6: 189-348. Amsterdam.
- Helenes, J., De Guerra, C. y Vasquez, J., 1996. Palynology and Chronostratigraphy of the Upper Cretaceous in the subsurface of the Barinas Area, Western Venezuela. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 82 (7): 1308-1328. Tulsa.
- Herngreen, G.F.W., 1975. An Upper Senonian pollen assemblage of Borehole 3-PIA-10-AL State of Alagoas, Brazil. *Pollen et Spores*, 17 (1): 93-140. Paris.
- Herngreen, G.F.W., 1998. Cretaceous sporomorph provinces and events in the equatorial region. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1 (11-12): 1313-1323. Stuttgart.
- Herngreen, G.F.W. y Chlonova, A.F., 1981. Cretaceous microfossil provinces. *Pollen et Spores*, 23 (3-4): 441-555. Paris.
- Herngreen, G.F.W., Kedves, M., Rovnina, L.V. y Smirnova, S.B., 1996. Cretaceous palynofloral provinces: a review. En: Jansonius, J. y McGregor, D.C. (Eds.): *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 3: 1157-1188.
- Jan du Chêne, R.E., Adegoko, O.S., Adediran, S.A. y Petters, S.W., 1978. Palynology and foraminifera of the Lokoja sandstone (Maastrichtian), Vida Basin, Nigeria. *Revista Española de Micropaleontología*, 10 (3): 379-393. Madrid.
- Jordan, T. E., Drake, R. E. y Naeser, Ch. W., 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jachal, San Juan, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 132-141. Mendoza.

- Kennedy, J.F., 1961. Stationary waves and antidunes in alluvial channels. Institute Technological of Passadena, 146 pags.
- Kielbowicz de Stach, A. y Angelozzi, G., 1984. Microfósiles calcáreos de la Formación Yacoraite en la subcuenca Lomas de Olmedo, prov. de Salta. Actas 9º Congreso Geológico Argentino, 4: 508-522.
- Limarino, C. y Sessarego, H. 1988. Algunos depósitos lacustres de las Formaciones Ojo de Agua y De La Cuesta (Pérmico). Un ejemplo de sedimentación para regiones áridas o semiáridas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4): 267-279.
- Limarino, C., Sessarego, H., Césari, S. y Lopez Gamundi, O. 1987. El perfil de la Cuesta de Huaco, estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo en la Precordillera central. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 38: 81-109. Buenos Aires.
- Limarino, C., Sessarego, H., López Gamundi, O., Gutiérrez, P. y Césari, S. 1988. Las Formaciones Ojo de Agua y Vallecito en el área de La Ciénaga, oeste de Huaco, provincia de San Juan: estratigrafía y paleoambientes sedimentarios. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4): 153-167.
- Limarino, C.O., Caselli, A., Net, L. y Gagliardo, M., 1996. Una propuesta de clasificación de psefitas relacionada a la composición de arenas y areniscas. En: Scasso, R. y Limarino, C., Petrología y diagénesis de rocas clásticas. Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial, 1, 257 p.
- López Gamundi, O., Page, S., Ramos, A. y Espejo, I., 1985. Redefinición litoestratigráfica del Grupo Río Huaco: características genéticas de las formaciones Cerro Morado y Cauquenes (Triásico) en la Ciénaga del Vallecito, San José de Jachal, prov. de San Juan. Actas Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera, 65-70.
- Miall, A.D., 1978. Facies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En "Fluvial Sedimentology" (editado por Miall, A.D.). Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5: 597-604.
- Miall, A.D., 1996. The geology of fluvial deposits. Springer, 504 p.
- Mozetic, A., 1978. El Triásico de los alrededores al Valle del Río Bermejo. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires, 147 p. (inédita).
- Müller, J., 1968. Palynology of the Pedawan and Plateau Sandstone Formations (Cretaceous-Eocene) in Sarawak, Malaysia. Micropaleontology, 14 (1): 1-37. New York.
- Musacchio, E.A., 1989. Non-marine Cretaceous Biostratigraphy from Argentina based on calcareous microfossils. En Wiedman, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings Third International Cretaceous Symposium, Tübingen: 811-850.
- Musacchio, E.A. y Simeoni, M., 1991. Taxonomy of some Cretaceous non-marine ostracods of palaeobiogeographical interest. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 180: 349-389. Stuttgart.
- Pactova, B., 1961. On some plant microfossils from fresh-water sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the South Bohemian Basin. Part I. Sbornik Geologických Ved, Rada P, Paleontologie, 26: 47-102. Praga.
- Parker, G., 1974. Posición estratigráfica del "Famatinense" y sus correlaciones. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29: 231-247.
- Pérez, M.A., Fernández Seveso, F., Alvarez, L.A. y Brisson I.E., 1993. Análisis ambiental y estratigráfico del Paleozoico superior en el área anticlinal de Huaco, San Juan, Argentina. 10º Congreso Internacional de la Stratigraphie et géologie du Carbonifère et Permien, Comptes Rendus, 2: 297-318. Buenos Aires.
- Prámparo, M.B., 1990. Palynostratigraphy of the Lower Cretaceous of the San Luis Basin, Argentina. Its place in the Lower Cretaceous floral provinces pattern. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, 181: 255-266.
- Ruiz, L. y Quattrocchio, M. E., 1997. Estudio palinológico de la Formación Pedro Luro (?Maastrichtiano-Paleoceno), en la Cuenca del Colorado, República Argentina. Revista Española de Micropaleontología, 29 (2): 115-137. Madrid.
- Salami, M.B., 1983. Some Late Cretaceous and Early Tertiary pteridophytic spores from the southern Nigeria sedimentary basin. Revista Española de Micropaleontología, 15: 257-272. Madrid.
- Salami, M.B., 1985. Upper Senonian and Lower Tertiary pollen grains from the southern Nigeria sedimentary basin. Revista Española de Micropaleontología, 17 (1): 5-26. Madrid.
- Scasso, R. y Limarino, C., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas, Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial, 1, 257 p.
- Schrank, E., 1994. Palynology of the Yesomma Formation in northern Somalia: a study of pollen, spores and associated phytoplankton from the Late Cretaceous Palmae Province. Palaeontographica, 231 (1-6): 63-112. Stuttgart.
- Srivastava, S.K., 1969. Some angiosperm pollen from the Edmonton Formation (Maastrichtian), Alberta, Canada. J. Sen. Memorial Volume, 47-67. India.
- Stipanovic, P. y Bonaparte, J., 1972. Cuenca triásica de Ischigualasto-Villa Unión. En: Turner, J.C.M. (Ed.): 2º Simposio de Geología Regional, 2: 1603-1640. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Turner, J.C., 1960. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velazco y región al oeste, La Rioja. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 43: 5-54. Córdoba.
- Yrigoyen, M., Ortiz, A. y Manoni, R., 1989. Cuencas sedimentarias de San Luis. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica, 6: 203-219.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. En: Zuffa, G. (Ed.): Provenance of Arenites: 165-190. Reidel Publishing Co.

Recibido: 9 de marzo, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

Las granulitas calcosilicáticas con wollastonita y escapolita del macizo de San Carlos, sierras de Córdoba, Argentina

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

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

²Secretaría de Ciencia y Tecnología, Universidad Nacional de Córdoba.

³Departamento de Geología Básica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba, E-mail: rdmartino@arnet.com.ar; aguareschi@gtwing.efn.uncor.edu

ABSTRACT. Wollastonite-scapolite calc-silicate granulites from de San Carlos Massif, Sierras de Córdoba, Argentina. Several small outcrops of wollastonite-scapolite calc-silicate layered granulites have been recognised for the first time in the migmatitic San Carlos Massif, in the north-eastern part of the Sierras Pampeanas of Córdoba. The granulites exhibit a sequence of reaction textures that have been used to determine their retrograde textural T-XCO₂ path. The highest temperature recorded at the metamorphic peak M2 is represented by the paragenesis, Wo + Scp + Di + Cal + Ttn ± Qtz, which indicates at least 760°C and XCO₂ > 0.25 at 6 Kb, based on experimental results on CASV system and pressure values calculated from the surrounding metapelitic rocks. The calc-silicates have partially re-equilibrated at lower temperatures, as evidenced by quartz coronas between wollastonite and calcite and plagioclase-calcite-quartz symplectitic intergrowths replacing scapolite generated during pre-M3 cooling. Combined decrease of temperature, pressure and molar fraction of CO₂ by infiltration of water-rich fluids during M3, have developed later garnet coronas around the plagioclase-calcite-quartz symplectitic intergrowths. Further cooling and infiltration of H₂O have produced epidote from plagioclase in the late stages of M3. Chemical layering within the rocks has controlled the nucleation and growth of garnet and epidote along two paths: (a) garnet followed by epidote at higher temperature, and (b) epidote alone at lower temperature. Textural evidence shows that the retrograde garnet was not produced by reactions between wollastonite and scapolite at a higher temperature, but that it originated at lower temperature and post-dates scapolite breakdown to plagioclase-calcite-quartz.

Key words: Granulites, San Carlos Massif, Córdoba, Argentina

Palabras clave: Granulitas, macizo de San Carlos, Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina

Introducción

Las rocas calcosilicáticas son rocas metamórficas que están compuestas por carbonatos (0-50%) y principalmente por calcosilicatos tales como epidoto, zoisita, vesubiana, diópsido-hedenbergita, granate cálcico (grosularia-andradita), wollastonita, anortita, escapolita y anfíboles cálcicos. Estas rocas han recibido distintos nombres: *calcsilicate gneiss* (inglés), *gneiss à silicate-calciques* o *GASC* (francés), *erlandfels* (alemán) y *corneites* (belga).

Las rocas calcosilicáticas han sido poco descriptas en el ámbito de las Sierras Pampeanas, excepto por el trabajo de Rossi de Toselli *et al.* (1982) en las Cumbres Calchaquíes (noroeste argentino), quienes también realizan una breve reseña histórica sobre los antecedentes del tema.

En las sierras de Córdoba es la primera vez que se encuentran rocas calcosilicáticas con wollastonita y escapolita producidas por metamorfismo regional de alto grado. Las rocas con escapolita y wollastonita conocidas previamente en la región son de origen metasomá-

tico, producidas por contacto de mármoles con cuerpos ígneos ácidos (Gordillo 1965; Gordillo y Rossi 1968; Rossi de Toselli 1980).

A pesar de que las rocas calcosilicáticas generalmente son sólo componentes menores de terrenos metamórficos de alto grado, son importantes porque contienen asociaciones minerales variadas y texturas de reacción complejas (simplectitas y coronas) que potencialmente son buenos indicadores de las trayectorias P-T y de la actividad de los fluidos. Además, permiten restricciones independientes sobre la evolución metamórfica, que luego pueden compararse con las obtenidas a partir del estudio de otras litologías, particularmente de las rocas pelíticas.

Las granulitas calcosilicáticas descriptas en este trabajo se alojan a manera de lentes, de escala métrica a hectométrica, dentro de las migmatitas cordieríticas del macizo de San Carlos (Fig. 1), de edad proterozoica tardía-paleozoica temprana (Gordillo 1979, 1984). Localmente afloran mármoles forsteríticos y clinohumíticos, anfíbolitas diopsídicas, gneises biotíticos granatíferos, rocas ultramáficas serpentinizadas y pegmatitas

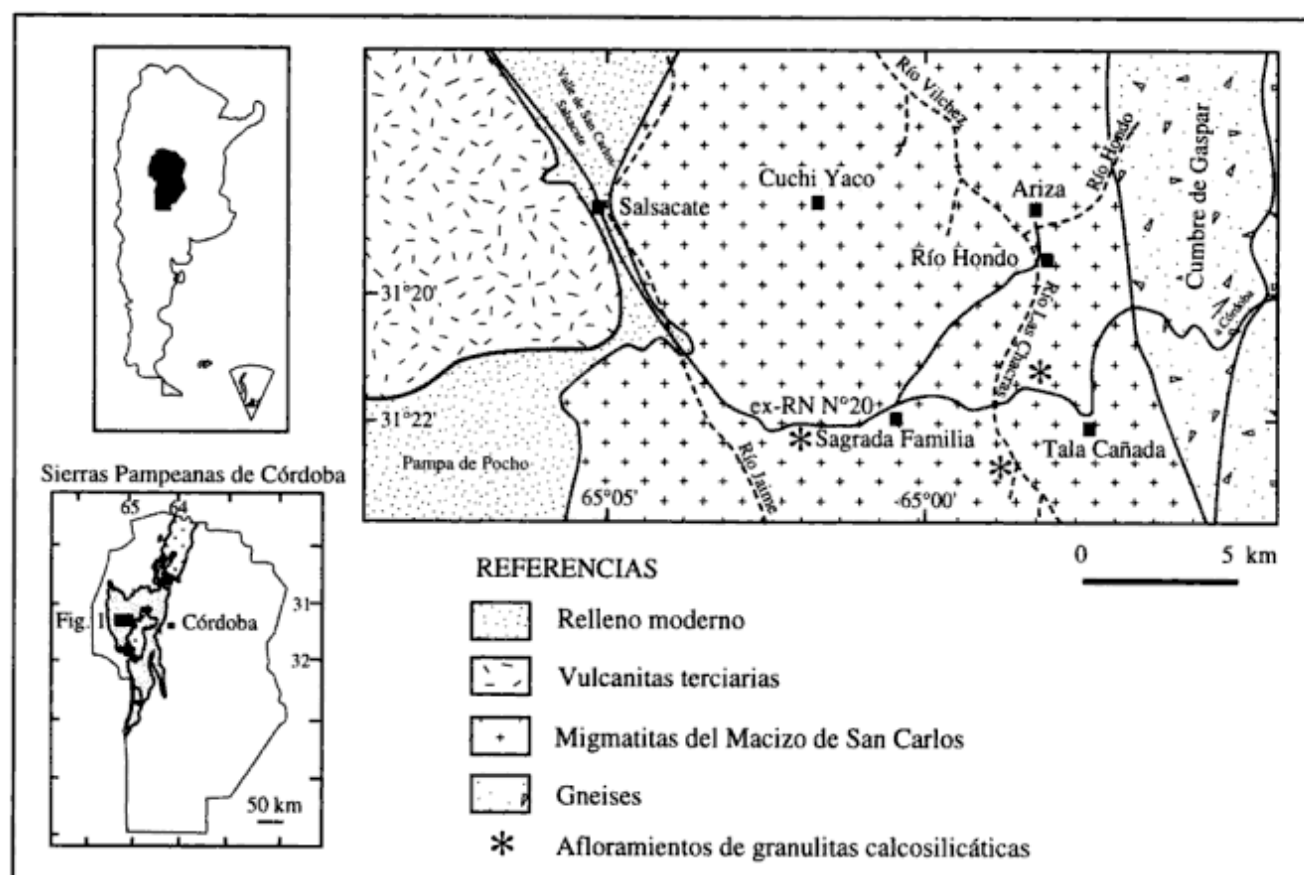


Figura 1: Ubicación geográfica y mapa geológico del sector sudeste del macizo de San Carlos, sierras de Córdoba. Los principales afloramientos de granulitas calcosilicáticas se indican con asteriscos por razones de escala.

ácidas (Martino *et al.* 1997; Guerreschi y Martino 1999).

El área estudiada se ubica en la pedanía Tala Cañada del departamento Pocho, provincia de Córdoba, 120 kilómetros al oeste de la ciudad de Córdoba y se accede por medio de la ex ruta nacional N°20 (Fig. 1).

Los objetivos de este trabajo son: 1) describir la yacencia general y petrografía de las rocas calcosilicáticas aflorantes en el área de Tala Cañada y Sagrada Familia, dentro del macizo de San Carlos; 2) establecer, mediante el análisis textural y mineralógico, las paragénesis y la secuencia de reacciones metamórficas experimentadas por las mismas; 3) estimar las condiciones metamórficas aproximadas en el pico y durante la retrogresión.

Breve reseña estructural

Los aspectos estructurales de las granulitas calcosilicáticas han sido tratados en otros trabajos (Martino y Guerreschi 1998; Martino *et al.* 1999), por lo que a continuación se realizará sólo un breve resumen.

La foliación regional S_1 es la estructura más conspicua reconocida a todas las escalas de observación. Es de origen metamórfico (producida durante el pico M2) y posee un rumbo predominante $N 120^\circ-140^\circ$, con fuer-

tes variaciones locales, y buzamiento de bajo ángulo tanto al noreste como al sudoeste.

Las granulitas calcosilicáticas del área han sido afectadas por un fuerte plegamiento no cilíndrico, con desarrollo de pliegues en vaina, tubulares, oblicuos e intrafoliares replegados. Este tipo de plegamiento indica una intensa deformación no coaxial sobreimpuesta a la foliación principal S_1 durante el evento deformacional D2. Dicho evento representaría un período de engrosamiento cortical, con cabalgamientos y fuerte deformación producidos por colisión tectónica. Las lineaciones de estiramiento y los escasos indicadores cinemáticos registran movimientos del techo hacia el sudoeste. Esta cinemática es consistente con el crecimiento del metamorfismo hacia el este, atribuido al cabalgamiento de las unidades metamórficas de grado más alto por encima de las de grado más bajo (Gordillo 1984; Martino *et al.* 1995; Kraemer *et al.* 1995; Baldo *et al.* 1996).

El evento D3 habría sido esencialmente descompresivo, probablemente asociado a una extensión tectónica, que produjo una débil deformación representada por bandas de cizalla perpendiculares y paralelas a la foliación principal S_1 . Este fenómeno extensional produjo una exhumación isostática, deducida de las texturas de descompresión M3 halladas en metapelitas y mármoles (Martino *et al.* 1997; Guerreschi y Martino 1999).

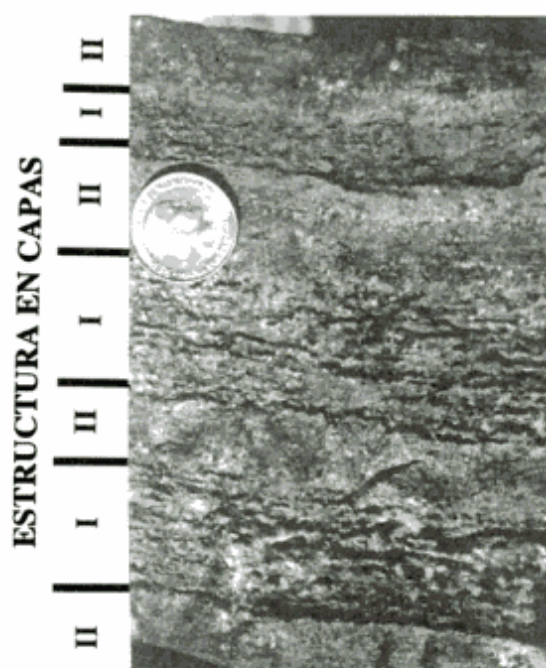


Figura 2: Fotografía de una muestra mesoscópica de granulita calcosilicática. Notar la estructura en capas: (I) color blanco amarillento, en bajo relieve; (II) color gris verdoso, sobresale del relieve. Diámetro moneda = 2,3 cm.

Geología de las granulitas calcosilicáticas

Las granulitas calcosilicáticas afloran como pequeñas masas tabulares incluidas concordantemente en las migmatitas. Se encuentran tanto al sur como al norte de la ex ruta nacional N°20 y han sido reconocidos hasta el momento tres pequeños cuerpos, uno de ellos de más de un centenar de metros de largo que está parcialmente cubierto por sedimentos modernos. En la Fig. 1 han sido identificados con asteriscos, dado que su pequeño tamaño impide la representación a escala.

La característica mesoscópica más notable es una estructura en capas (Figs. 2 y 3), en la que se alternan capas de color blanco amarillento (I) y gris verdoso (II), en corte fresco, que no sobrepasan los 5 centímetros de espesor. La capa (I) está compuesta por calcita + calcosilicatos (diópsido, wollastonita, escapolita, titanita) y la capa (II) por silicatos + calcosilicatos (cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, diópsido, titanita). La erosión actúa diferencialmente sobre las capas (I), ricas en calcita, las que quedan en bajo relieve y con aspecto poroso, mientras que las capas (II) sobresalen del relieve, lo que confiere al conjunto un aspecto de hojas. Estas rocas han sido parcialmente explotadas como roca ornamental, llamada "piedra libro" por los mineros.

La estructura general observable es la foliación S_1 de tipo gnéica, que permite la separación en lajas gruesas (> 5 cm) que involucran varias capas. Esa foliación S_1 está dada tanto por el contraste composicional entre las capas como por la orientación preferente de algunos minerales prismáticos o fibrosos dentro de las capas in-

dividuales. Entre estos últimos se destaca especialmente la wollastonita, la que define una lineación visible mesoscópicamente (Fig. 4b); en menor proporción se orientan el diópsido y la calcita.

Petrografía

La principal característica de estas rocas es la gran variación mineralógica que muestran a escala del centímetro, manifestada por la estructura en capas a escala mesoscópica y por el bandeado a nivel microscópico (Figs. 2 y 3). Los símbolos minerales corresponden a Kretz (1983).

La capa (I) constituye una banda homogénea con textura granoblástica de grano fino a muy fino (< 1 mm) y está formada por wollastonita, escapolita, diópsido, calcita, titanita y escaso cuarzo. Como productos retrógrados se encuentran: plagioclasa con simplectitas de calcita y cuarzo, granate y escaso epidoto.

La capa (II) posee un bandeado interno simétrico, visible microscópicamente, en el que se distinguen:

(IIa) Una parte central, con textura granoblástica de grano muy fino (< 0,5 mm), compuesta por diópsido, plagioclasa, feldespato potásico, titanita, escasa hornblenda y escasísima biotita, a veces cloritizada. Hacia los bordes, el tamaño de grano se hace aún más fino y predomina la plagioclasa sobre el feldespato potásico.

(IIb) A ambos lados de la banda anterior se desarrollan bandas delgadas (< 0,3 cm de ancho) con textura granoblástica poligonal de grano fino (< 2 mm), constituidas por diópsido y cuarzo.

(IIc) Finalmente, hacia el contacto con la banda (I), se desarrollan bandas (< 0,5-1 cm de ancho) compuestas por diópsido, plagioclasa simplectítica y epidoto, con escasa proporción de cuarzo, calcita, titanita y raramente escapolita fresca.

La wollastonita es incolora, subidioblástica, en prismas (< 5 mm de largo) o secciones basales, con cliva-

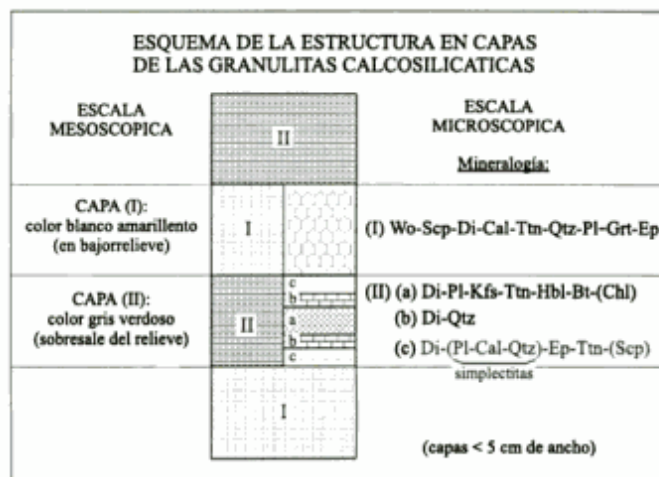


Figura 3: Dibujo esquemático de la estructura en capas de las granulitas calcosilicáticas a escalas mesoscópica y microscópica, con el detalle de la asociación mineral de cada banda.

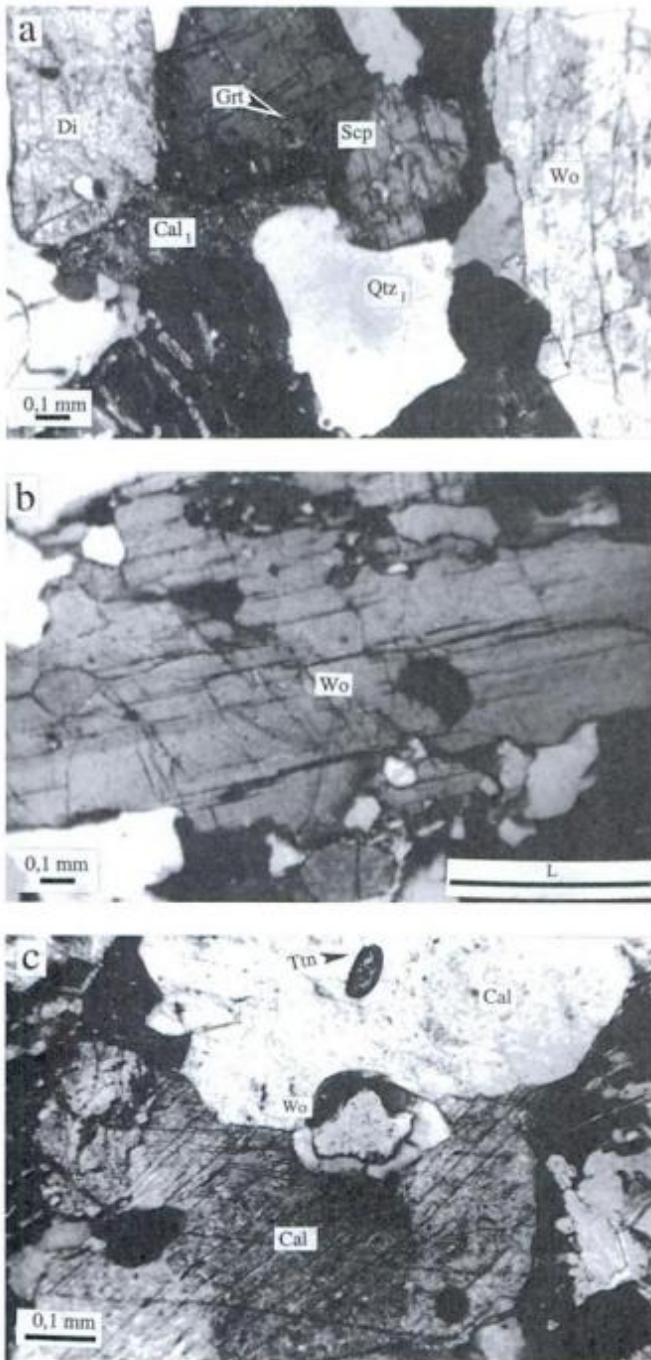


Figura 4: Fotomicrografías. **a**, Paragénesis $Wo + Scp + Di + Cal_1 + Qtz_1$, con textura granoblástica, en la banda (I). Notar las coronas de granate alrededor de escapolita. Nícoles cruzados; **b**, Prismas de wollastonita en la banda (I) que forman la lineación visible mesoscópicamente, indicada con la barra (L). Nícoles cruzados; **c**, Coronas de cuarzo retrógrado (Qtz_2) alrededor de wollastonita en contacto con calcita (Cal_1) en la banda (I). Nícoles cruzados.

je típico, que forman agregados columnares o esqueléticos (Fig. 4a y b). Algunos individuos desarrollan maclas polisintéticas acuñadas o extinción difusa. En ocasiones es rodeada por una delgada corona de cuarzo que la aísla de otros minerales, particularmente de calcita (Fig. 4c) y/o granate (Fig. 5b). Se encuentra

únicamente en la banda (I), donde es abundante.

La escapolita es incolora, subidioblástica, en secciones prismáticas con bordes corroídos y extinción ondu-

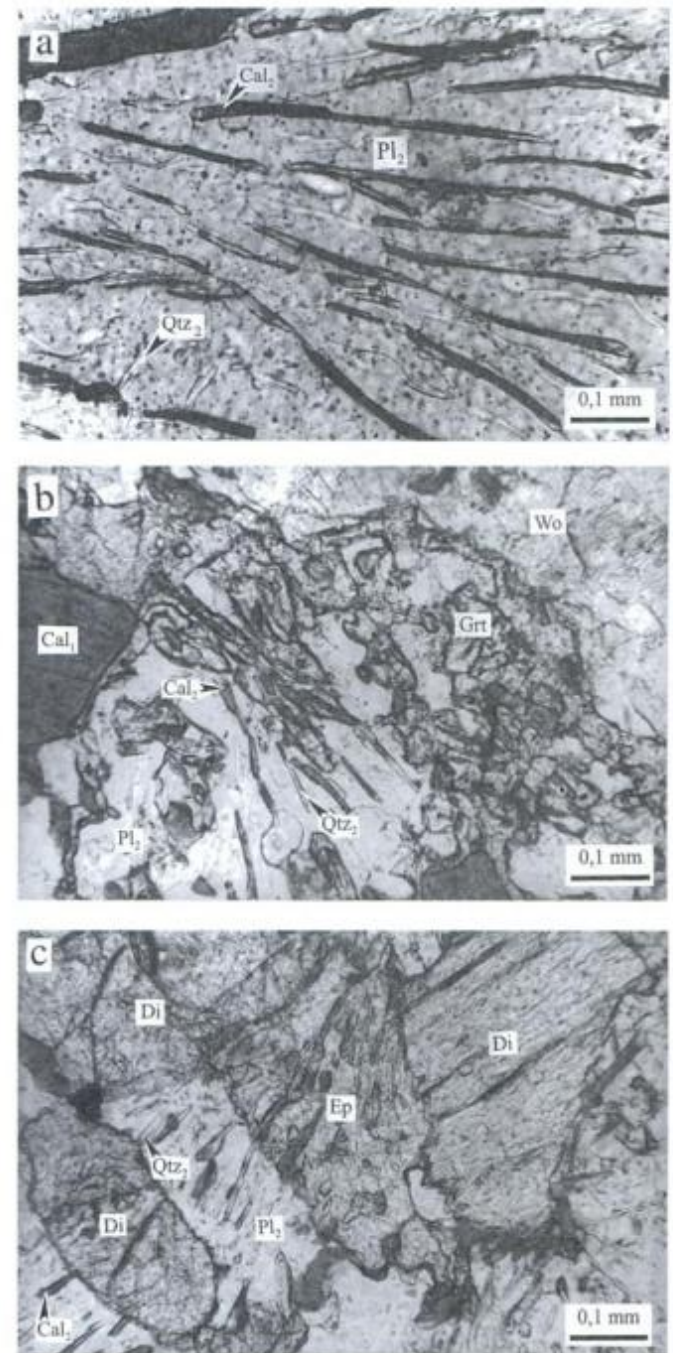


Figura 5: Fotomicrografías. **a**, Plagioclasa con simplectitas vermiciformes de calcita (teñida con alizarina S) y cuarzo, reemplazando totalmente a la escapolita en la banda (IIc). La base gris dominante es plagioclasa. Nícoles paralelos; **b**, Granate retrógrado reemplazando parcialmente a las simplectitas de $Pl_2 + Cal_2 + Qtz_2$, productos de la descomposición de la escapolita en la banda (I). Notar que el granate forma coronas alrededor de la plagioclasa y la invade a través de sus maclas, dejando inclusiones de calcita (teñida). Nícoles paralelos; **c**, Epidoto retrógrado reemplazando parcialmente a la plagioclasa simplectítica en la banda (IIc). Notar cómo las simplectitas de calcita y cuarzo en plagioclasa se continúan en el interior del epidoto, pero se interrumpen en el diópsido. Nícoles paralelos.

losa, de hasta 3 milímetros de largo (Fig. 4a). En general, se encuentra parcial a totalmente reemplazada por un intercrecimiento de plagioclasa con calcita y cuarzo (Fig. 5a). Además, en la banda (I) se desarrollan coronas de granate alrededor de los productos pseudomorfos (Fig. 5b) o, más raramente, alrededor de la escapolita fresca. También se altera levemente a sericita. Se encuentra en las bandas (I) y (IIc).

El diópsido es incoloro a amarillo pálido, idioblástico a subidioblástico (0,5-2 mm) y forma prismas cortos o secciones basales con buen clivaje (Figs. 4a y 5c). Con frecuencia desarrolla un maclado polisintético secundario, a veces acuñado o flexurado. Es abundante en todas las bandas.

La calcita puede aparecer con dos hábitos texturales. La Cal_1 (< 3 mm) tiene formas poligonales o irregulares (Fig. 4a y c), inclusiones de cuarzo o diópsido, extinción ondulosa y maclas polisintéticas, frecuentemente acuñadas o flexuradas. Se encuentra en la banda (I). La Cal_2 se encuentra en las bandas (I) y (IIc), donde forma simplectitas vermiformes paralelas o radiales en plagioclasa (Fig. 5a), o se encuentra como inclusiones dentro de granate y epidoto (Fig. 5b y c).

El cuarzo se encuentra de dos formas. El Qtz_1 es de grano fino a muy fino (< 1,5 mm), generalmente con formas poligonales y uniones triples, aunque algunos granos son xenoblásticos y tienen extinción ondulosa (Fig. 4a). Comúnmente se asocia al diópsido en la banda (IIb); también se encuentra en escasos granos aislados en la banda (I). El Qtz_2 forma delgadas coronas alrededor de wollastonita (Fig. 4c) en la banda (I) o mirmequitas vermiformes en plagioclasa (Fig. 5a) en las bandas (I) y (IIc).

La plagioclasa también se presenta con distintos hábitos. La Pl_1 es subidioblástica, con formas tabulares a poligonales y generalmente de grano fino a muy fino (< 0,5 mm), aunque algunos individuos pueden alcanzar 6 milímetros de largo. Posee una zonación leve, maclas polisintéticas acuñadas y desarrolla mirmequitas de cuarzo en contacto con feldespato potásico. Se asocia al diópsido en la banda (IIa). La Pl_2 forma un intercrecimiento simplectítico con calcita y cuarzo (Fig. 5a), en xenoblastos menores de 1 milímetro, con contornos lobulados, extinción ondulosa y maclas polisintéticas difusas. En la banda (I) esta plagioclasa reemplaza parcial o totalmente a la escapolita y está rodeada por coronas de granate (Fig. 5b). Además, forma la banda (IIc), en la cual las simplectitas se disponen aproximadamente perpendiculares a la misma y aparentemente dirigiéndose desde la banda (I) hacia la banda (II). En las bandas (I) y (IIc) la Pl_1 es reemplazada parcialmente por epidoto (Fig. 5c). También se observa alteración a sericita.

El feldespato potásico es xenoblástico, de grano fino (< 1 mm), micropertítico o con maclado en enrejado difuso. Se encuentra únicamente en la parte central (a) de la banda (II).

La hornblenda es de color verde, pleocroica, subidioblástica (< 1 mm) y forma prismas esqueléticos o secciones basales con buen clivaje. Reemplaza parcialmente al diópsido en forma de parches. Es escasa y se encuentra solamente en la banda (IIa).

La biotita es de color pardo rojizo, pleocroica y aparece en láminas subidioblásticas (< 0,5 mm), con bordes desflecados, parcialmente desferrizada y alterada a clorita. Es muy escasa y se asocia a la hornblenda en la banda (IIa).

El granate es incoloro y se encuentra formando coronas que rodean a la escapolita (Fig. 4a) o a sus pseudomorfos de plagioclasa simplectítica o epidoto. También reemplaza parcialmente a $Pl_1 + Cal_1$, en forma de pequeños granos, en ocasiones invadiéndola a través de sus maclas y dejando inclusiones de calcita vermiforme (Fig. 5b). Se encuentra únicamente en la banda (I).

El epidoto es incoloro, subidioblástico, con formas prismáticas o irregulares (< 1 mm), a veces maclado y con inclusiones de calcita vermiforme (Fig. 5c). Se encuentra en la banda (IIc) o en algunos sectores de la banda (I), donde reemplaza parcialmente a $Pl_1 + Cal_1$.

La titanita es de color pardo rojizo, levemente pleocroica, subidioblástica (< 0,5 mm), en granos irregulares o en secciones rómbicas típicas (Fig. 5c). Es un accesorio frecuente en todas las bandas, excepto en la banda de $Di + Qtz$ (IIb).

En menor proporción se encuentran: apatita subhedra, en pequeños granos prismáticos o redondeados; circón, en pequeños granos redondeados; turmalina, en escasos granos subhedros color verde azulado en la banda (IIa), y muy escasos minerales opacos redondeados.

Discusión de las paragénesis, de las texturas de reacción y de la trayectoria textural

Las granulitas calcosilicáticas del macizo de San Carlos no muestran evidencias de reacciones prógradas, sólo se reconocen asociaciones en equilibrio en el pico metamórfico y una serie de texturas de reacción retrógradas. Estas reacciones pueden ordenarse en una trayectoria textural indicativa de la evolución metamórfica seguida por las mismas.

Las paragénesis y las reacciones metamórficas deducidas de las texturas han sido tratadas en un diagrama T-XCO, de equilibrio de fases para el sistema $CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$ (CASV) (Fig. 6, Schenk 1984 y bibliografía citada allí). Las fases que involucra este sistema son: anortita, calcita, zoisita, grosularia, meionita, cuarzo, wollastonita y un fluido conformado por $CO_2 + H_2O$. Según Fitzsimons y Harley (1994), la presencia de clinopiroxeno con los componentes adicionales $MgO-FeO$ no cambiaría la topología general de las relaciones de fases en un diagrama T-Xco. Además, las relaciones texturales indican que el diópsido no participaría de

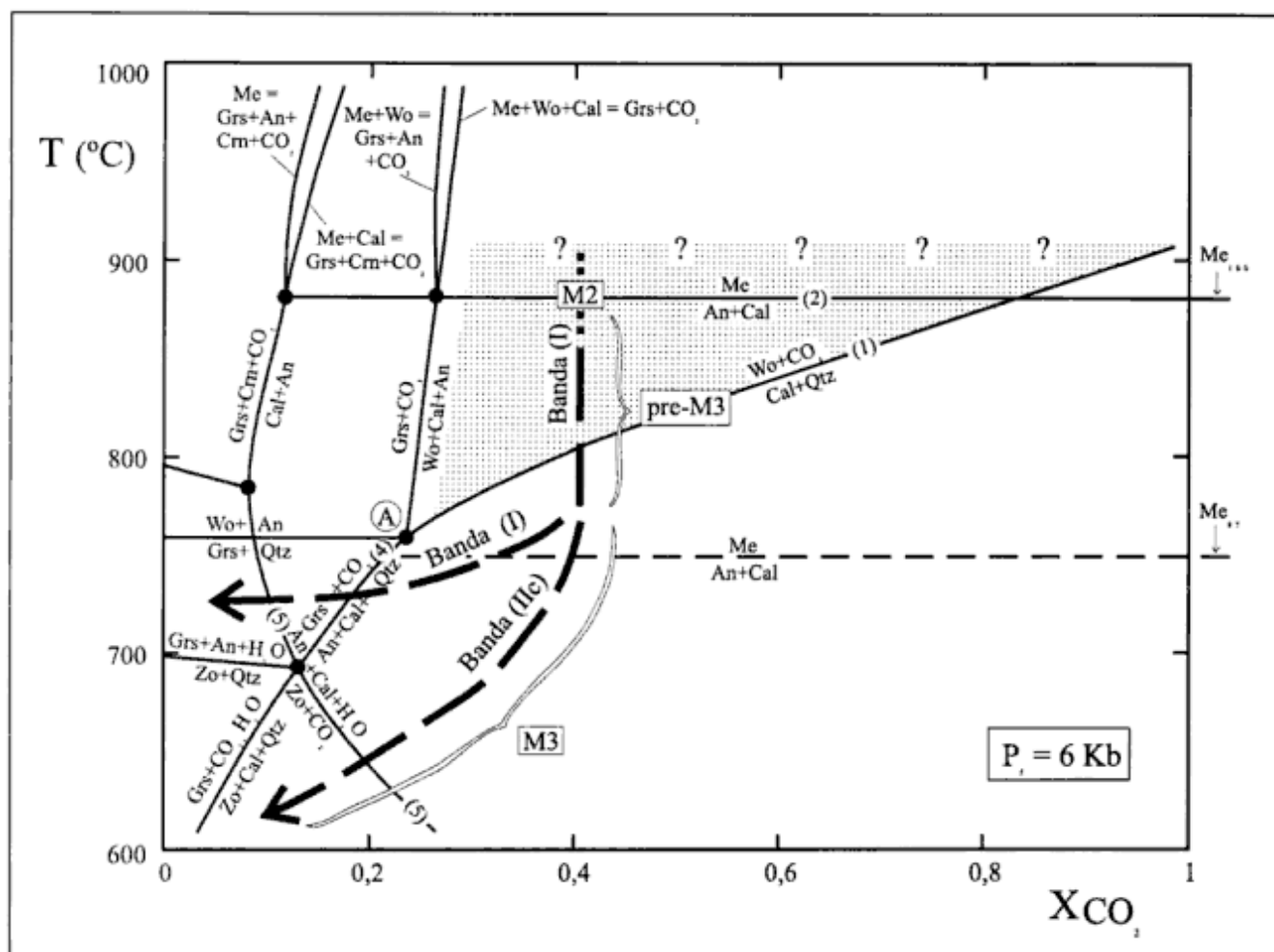


Figura 6: Diagrama isobárico T-X_{CO₂} (P_f = 6 kb) para el sistema CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-CO₂ (tomado de Schenk 1984). Los números se refieren a las reacciones mencionadas en el texto. Notar que la reacción (2) se ubica a temperaturas más bajas con contenidos menores de meionita en la escapolita. El área sombreada muestra las condiciones estimadas del pico metamórfico M2 para las granulitas calcosilicáticas del macizo de San Carlos, dada por la coexistencia de Wo + Scp + Cal ± Qtz. Las flechas marcan esquemáticamente la posible trayectoria retrógrada pre-M3 y M3 con la secuencia de reacciones seguidas por las asociaciones de las bandas (I) y (IIc).

las reacciones retrógradas consideradas para estas rocas. La elección de una sección isobárica a 6 kb de presión de fluidos está de acuerdo con las condiciones de presión calculadas para las migmatitas del macizo de San Carlos por Gordillo (1984).

Reacciones y paragénesis del pico metamórfico

De acuerdo con las evidencias texturales, las paragénesis correspondientes al pico metamórfico M2 para las distintas bandas son las siguientes:

- CAPA (I): Wo + Scp + Di + Cal₁ + Ttn ± Qtz,
- CAPA (II): (a) Di + Pl₁ + Kfs + Ttn ± Bt
- (b) Di + Qtz,
- (c) Di + Scp + Cal₁ + Ttn ± Qtz,

Todas las paragénesis mencionadas indican condiciones de alto grado de metamorfismo. Las reacciones prógradas que probablemente condujeron a la forma-

ción de dichas paragénesis son las siguientes (Fig. 6):

- (1) Cal + Qtz ⇒ Wo + CO₂
- (2) Cal + Pl ⇒ Scp
- (3) Dol + Qtz ⇒ Di + CO₂

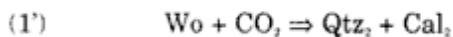
Las más altas condiciones de temperatura son registradas por la capa (I), donde las evidencias mineralógicas indican que las condiciones del pico metamórfico se encuentran dentro del campo de estabilidad de la wollastonita. Se estima que se han superado las condiciones de la reacción (1) ya que modalmente la asociación Wo + Cal es la dominante en todas las secciones delgadas, mientras que el Qtz, aparece sólo en pequeños cristales aislados en algunas secciones (Fig. 4a). La coexistencia en equilibrio textural de wollastonita con escapolita (Fig. 4a) y la ausencia de granate paragenético, sugieren que el pico metamórfico se habría producido dentro de las condiciones marcadas por el área sombreada en la Fig. 6, que incluye a la curva de la reacción (1) dada la presencia escasísima del Qtz. Dichas

condiciones indican una temperatura mínima de 760°C y una fracción molar de CO₂ también mínima de 0,25, relativamente rica en CO₂, que impide la nucleación de granate. Estas condiciones superan las del punto invariante isobárico A, que marca la temperatura mínima de coexistencia de Wo + Scp + Cal ± An ± Qtz en ausencia de granate en el diagrama de la Fig. 6 (ver Interpretación..., más adelante).

Reacciones retrógradas

Las paragénesis del pico metamórfico muestran una serie de texturas de reacción post-pico (coronas y simplectitas) que son útiles para inferir la trayectoria textural retrógrada que experimentaron las granulitas calcosilicáticas.

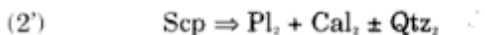
Descomposición de la wollastonita: En la banda (I), algunos granos pequeños de wollastonita están rodeados totalmente por coronas de cuarzo hacia el contacto con calcita (Fig. 4c), en tanto que los granos de mayor tamaño muestran coronas parciales (Fig. 5b). Estos rasgos texturales pueden explicarse como resultado de la inversión de la reacción (1):



donde la Cal₂ se dispersa en la calcita de la matriz (Cal₁).

Esta reacción (Fig. 6) se produce como consecuencia de un descenso de la temperatura, acompañado ya sea por una disminución de la fracción molar de CO₂ o de la presión total (cf. Fig. 6 en Motoyoshi *et al.* 1991).

Descomposición de la escapolita: La escapolita casi invariablemente se encuentra reemplazada pseudomórficamente por un intercrecimiento simplectítico de plagioclasa + calcita ± cuarzo (Fig. 5a y b), que gradúa de incipiente a completo según los granos. Esta textura se explica por la inversión de la reacción (2):



La presencia de cuarzo en esta descomposición probablemente resulte de un pequeño exceso de SiO₂ en la escapolita con respecto a la composición ideal (Schenk 1984).

Esta reacción (2') se produce solamente a consecuencia de un descenso de la temperatura, ya que es independiente de la presión y de la composición de los fluidos (Fig. 6).

Dado que no se tienen datos químicos del contenido de meionita en la escapolita ni evidencias texturales del orden relativo de las reacciones retrógradas (1') y (2'), no se puede hacer una estimación de la temperatura a la cual se produjo la descomposición de la escapolita. Sin embargo, como se verá en el párrafo siguiente, la formación de granate permite restringir esta temperatura a valores superiores a 760°C.

Formación de granate: En la banda (I) comúnmente se observan delgados bordes de granate rodeando en forma de corona o reemplazando parcialmente al intercrecimiento de plagioclasa + calcita ± cuarzo (Fig. 5b). Estos bordes se circunscriben a los contornos de los productos retrógrados de la escapolita, independientemente de los minerales adyacentes. Además, claramente el granate crece sobre la plagioclasa simplectítica, en ocasiones controlado estructuralmente por la misma y dejando incluida la calcita vermiforme (Fig. 5b). Estos rasgos texturales pueden explicarse como resultado de la reacción:



Esta reacción se produce a temperaturas de 700-760°C, para Pf = 6 kb, con fracción molar de CO₂ entre 0,13 y 0,24 (Fig. 6).

Se destaca aquí que las coronas de cuarzo alrededor de wollastonita se producen aunque no haya escapolita en contacto y, por otro lado, las coronas de granate alrededor de escapolita o de Pl₂ + Cal₂ ± Qtz₂ se dan independientemente de la presencia de wollastonita. Estas relaciones texturales descartan la posibilidad de que el granate se haya generado en una etapa inicial de retrogresión por reacciones que involucren a wollastonita y escapolita como reactantes, tal como lo proponen Harley *et al.* (1994) y Fitzsimons y Harley (1994). La textura, tal como se describe e interpreta aquí, coincide con las observaciones realizadas por Schenk (1984) y por Stephenson y Cook (1997).

Harley y Buick (1992) postulan que el desarrollo de granate sobre simplectitas de Pl + Cal pseudomorfadas de escapolita sería producido por descompresión, sin un cambio significativo en la actividad del H₂O. Sin embargo, Stephenson y Cook (1997) opinan que más allá de un probable enfriamiento isobárico o de un enfriamiento con descompresión, es necesario diluir la fase fluida con H₂O de infiltración para producir granate según la reacción (4) de la Fig. 6.

En este trabajo, se considera que la formación de granate ha sido producida por un descenso de la temperatura por debajo de 760°C, asociado con descompresión e infiltración de H₂O, y que representaría una etapa de retrogresión posterior a la descomposición de la escapolita a Pl₂ + Cal₂ ± Qtz₂. Por lo tanto, la descomposición de la escapolita tendría que haberse producido a temperaturas superiores a 760°C. Es necesario hacer notar que esta temperatura coincide con el mínimo estimado para la formación de la reacción (1), lo que permite inducir que las condiciones del pico podrían haber sido aún más altas, probablemente superiores a 800°C.

Formación de epidoto: En la banda (IIc), o menos frecuentemente en la banda (I), el epidoto se encuentra reemplazando a la plagioclasa simplectítica, dejando inclusiones de calcita (Fig. 5c). Esta textura puede explicarse por la reacción (Fig. 6):

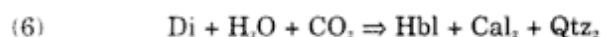


Para la banda (I) esta reacción indica principalmente un descenso de la fracción molar de CO_2 , aproximadamente a las mismas condiciones de temperatura que la reacción (4).

En la banda (IIc) las condiciones son un tanto diferentes, ya que no se reconoce el granate previo de la reacción (4) sino que directamente se desarrolla el epidoto según la reacción (5). Esto indicaría un mayor descenso relativo de temperatura, por debajo de los 700°C , con respecto a la reacción (4), además de la hidratación concomitante.

De acuerdo con esto, el epidoto se habría desarrollado primero en la banda (I) y luego en la banda (IIc) a menor temperatura, condicionado fuertemente por la composición química global de la banda (II). Esta diferencia de temperaturas se mantendría en los alrededores del punto de intersección de las reacciones (4) y (5). Se aclara que las trayectorias marcadas en la Fig. 6 son esquemáticas y se utilizan para resaltar las diferencias discutidas, no significando rangos de temperaturas reales.

Descomposición del clinopiroxeno: En general, el diópsido permanece estable en las asociaciones minerales de las distintas bandas, excepto en la banda (IIa) donde se observa un reemplazo parcial del mismo por parches de hornblenda, calcita y cuarzo. Esa textura puede explicarse por la reacción:



Esta reacción refleja un decrecimiento de la temperatura dentro de un rango de alrededor o por debajo de los 600°C , a una presión de fluidos de aproximadamente 5-6 kb (Winkler 1979; Eggert y Kerrick 1981).

Formación de clorita: En algunas muestras, la escasa biotita presente en las bandas (IIa) se encuentra parcialmente alterada a clorita.

Formación de sericita: En ciertos sectores, tanto la Pl, como la Pl, y en menor proporción la escapolita, se encuentran parcialmente reemplazadas por un material de grano muy fino identificado ópticamente como sericita. Esta sericitización sería consecuencia de un ingreso localizado de fluidos potásicos a baja temperatura.

En síntesis, la trayectoria textural seguida por las granulitas calcosilicáticas indica que a partir de un pico metamórfico en el que se alcanza la coexistencia de $\text{Wo} + \text{Scp} + \text{Di} + \text{Cal} + \text{Ttn} \pm \text{Qtz}$, se produce una retrogresión de wollastonita a Qtz-Cal y de escapolita a Pl-Cal-Qtz . Luego se habría producido la formación de granate a partir de Pl-Cal-Qtz , seguida por la de epidoto. La descomposición del diópsido en la banda (IIa) se habría producido independientemente de la secuencia anterior establecida para las bandas (I) y (IIc). Finalmente se habría producido la formación de clorita y sericita.

Interpretación de la trayectoria textural en el diagrama T-Xco,

La trayectoria textural deducida permite trazar la evolución metamórfica de las granulitas calcosilicáticas desde las condiciones del pico metamórfico hasta la retrogradación dentro de condiciones de alto grado.

No puede mostrarse rigurosamente una trayectoria P-T, ya que podría haber ciertos cambios de presión durante la retrogresión que modificarían un tanto las posiciones de los límites de las reacciones, sobre todo en un terreno polimetamórfico regional como el estudiado aquí (p.e. Motoyoshi *et al.* 1991). Sin embargo, el uso del diagrama isobárico T-Xco, de la Figura 6 es útil para mostrar cualitativamente la posición relativa de las reacciones, las temperaturas aproximadas a las que se producen y el orden en que son atravesadas durante la trayectoria textural retrógrada, así como también para considerar la composición aproximada de los fluidos durante las mismas.

El pico metamórfico M2 se habría producido a temperaturas superiores a 760°C , dentro de las condiciones marcadas por el área sombreada en la Figura 6, deducidas de la preservación local de evidencias de equilibrio textural entre wollastonita, escapolita y calcita ($\pm \text{Qtz}$). La restricción que impone la blástesis retrógrada del granate permite estimar que las condiciones del pico podrían haber sido aún mayores, probablemente superiores a 800°C .

La descomposición parcial de wollastonita a cuarzo + calcita (reacción 1') y el reemplazo de escapolita por plagioclasa + calcita + cuarzo (reacción 2') serían esencialmente consecuencia de un enfriamiento en condiciones de alta temperatura, denominado aquí pre-M3 (ver más adelante). Un problema se presenta con el orden en que se produjeron ambas reacciones retrógradas, ya que texturalmente no es posible discriminarlas. Se remarca aquí que este enfriamiento se habría producido inmediatamente después del pico máximo, aún en condiciones de alta temperatura, ya que, para las condiciones de presión del área, se estiman valores mayores de 760°C según el diagrama utilizado (Fig. 6).

La formación de granate en la banda (I) sería el resultado de un mayor enfriamiento (M3) por debajo de los 760°C , combinado con una caída de Xco, por debajo de 0,25 (Fig. 6), lo que implicaría una dilución de la fase fluida CO_2 , por infiltración de fluidos ricos en H_2O . Se postula aquí que, además de un enfriamiento con hidratación, habría habido también un descenso de la presión, cuya magnitud no ha podido estimarse, pero que está registrado texturalmente en las metapelitas y mármoles de la región durante M3 (Tabla 1; Martino *et al.* 1997; Martino y Guerreschi 1998; Guerreschi y Martino 1999).

La formación de epidoto durante este mismo evento M3 implicaría, a su vez, una mayor infiltración de H_2O en la banda (I) pero un descenso mayor de tem-

Tabla 1: Las paragénesis y reacciones de las anatexitas son tomadas de Martino *et al.* (1997) y las de los mármoles de Guerreschi y Martino (1999).

METAMORFISMO	ANATEXITAS	MARMOLES	ROCAS CALCOSILICATICAS
Relictico M1	(I) Qtz ₂ +Pl ₂ +Bt ₂ +Grt ₂ ±Sil±Ms		
Pico Metamórfico M2	(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	(1') Cal+Fo+Spl+Dol,+Phl (2') Cal+Fo+Di+Spl+Dol,+Phl Dol+Chl ₂ →Cal+Fo+Spl+CO ₂ +H ₂ O Cal+Chl ₂ →Di+Fo+Spl+CO ₂ +H ₂ O Dol+Kfs+H ₂ O→Phl+Cal+CO ₂	(I) Wo+Scp+Di+Cal,+Ttn±Qtz, (IIa) Di+Pl ₂ +Kfs+Ttn±Bt (IIb) Di+Qtz, (IIc) Di+Scp+Cal,+Ttn±Qtz, Cal+Qtz→Wo+CO ₂ Cal+Pl→Scp Dol+Qtz→Di+CO ₂
Enfriamiento pre-M3			Wo+CO ₂ →Qtz ₂ +Cal ₂ (coronas) Scp→Pl ₂ +Cal ₂ ±Qtz ₂
Descompresión + Enfriamiento M3	Grt ₂ +Sil+Qtz→Pl (coronas) Grt ₂ +Sil+Qtz→Crd (coronas) Bt ₂ +Sil+Qtz→Crd+Kfs+H ₂ O	Fo+Dol+fluidos→Chu+Cal+CO ₂ (coronas)	Pl ₂ +Cal ₂ ±Qtz ₂ →Grt+CO ₂ (coronas) Pl ₂ +Cal ₂ +H ₂ O→Ep+CO ₂
Enfriamiento + Hidratación M4	Grt ₂ +Kfs+H ₂ O→Bt ₂ +Ms+Qtz Grt ₂ →Bt ₂ (coronas) Kfs→Ms+Qtz	Spl+Fo+Cal+CO ₂ +H ₂ O→Chl ₂ +Dol ₂ Phl→Chl ₂ Fo+Cal+CO ₂ +H ₂ O→Tr+Dol ₂ (coronas) Chu+Cal+CO ₂ +H ₂ O→Tr+Dol ₂ +fluidos	Di+H ₂ O+CO ₂ →Hbl+Cal ₂ +Qtz ₂
Enfriamiento + Hidratación M5	Crd → pinita + sericita Agregados de clorita, calcita y clinzoisita.	Fo+Cal+CO ₂ +H ₂ O→Srp+Dol Agregados de clinocloro (Chl ₂)	Formación de clorita y sericita.

peratura concomitante con infiltración de H₂O en la banda (IIc), como muestran las flechas esquemáticamente en la Fig. 6. De acuerdo con esta interpretación, cada banda mostraría una trayectoria diferente en su última etapa de enfriamiento. Esta separación se produciría fundamentalmente a partir del momento en que habría comenzado la infiltración de fluidos ricos en H₂O.

El reemplazo parcial de diópsido por hornblenda, la cloritización de la escasa biotita y la sericitización de la plagioclasa (no indicados en el diagrama de la Fig. 6) proveen aún mayores evidencias de la infiltración local de fluidos ricos en H₂O y portadores de K⁺ en el caso de las muestras sericitizadas.

En síntesis, puede deducirse que la trayectoria retrógrada seguida por las granulitas calcosilicáticas, luego del pico metamórfico M2, constaría de dos etapas (Fig. 6): 1) enfriamiento pre-M3 en condiciones de alto grado y 2) decrecimiento combinado de temperatura, presión y fracción molar de CO₂, por infiltración de H₂O en la fase fluida durante (M3). Estas dos etapas implicarían un rango de enfriamiento de no más de 150°C,

quedando las rocas en transición al grado medio. El pequeño tamaño de los cuerpos de granulitas calcosilicáticas y el hecho de que su entorno inmediato sean rocas anatécicas, permiten suponer que el H₂O de infiltración pudo haber sido liberada por las migmatitas durante su cristalización.

En la Tabla 1 se resumen las principales asociaciones minerales y reacciones metamórficas reconocidas en las granulitas calcosilicáticas y se las compara con las de los mármoles y anatexitas del macizo de San Carlos (Martino *et al.* 1997; Guerreschi y Martino 1999). Como puede apreciarse, en general, la evolución seguida por las granulitas calcosilicáticas se ajusta a la que presentan las otras litologías, excepto por un evento de enfriamiento en condiciones de alto grado denominado aquí pre-M3. Las condiciones estimadas en este trabajo para el pico metamórfico M2 en las granulitas calcosilicáticas (T ≥ 800°C) son notablemente superiores a las estimadas para los mármoles y anatexitas del área (T ≈ 700°C; Gordillo 1984; Martino *et al.* 1997; Guerreschi y Martino 1999).

Conclusiones

Se reconocen por primera vez en las Sierras Pampeanas de Córdoba rocas calcosilicáticas con wollastonita y escapolita producto del metamorfismo regional en facies de granulitas.

Las granulitas calcosilicáticas muestran una estructura mesoscópica en capas de distinta composición: (I) compuesta por calcita + calcosilicatos y (II) por silicatos + calcosilicatos.

A partir del análisis textural y paragenético es posible establecer un pico metamórfico M2 representado por la asociación de la capa (I) $Wo + Scp + Di + Cal_1 + Ttn \pm Qtz_1$, indicativa de $T > 760^\circ C$ ($\approx 800^\circ C?$) y de $X_{Co} > 0,25$ a $P = 6$ kb.

El re-equilibrio a menor temperatura genera una trayectoria textural retrógrada con un enfriamiento pre-M3 en condiciones de alto grado, que produce coronas de Qtz_2 alrededor de wollastonita en contacto con calcita y descompone la escapolita a simplectitas de $Pl_2 + Cal_2 + Qtz_2$. Es la primera vez que se reconoce en las sierras de Córdoba un evento metamórfico de este tipo en rocas de alto grado de cualquier composición.

Las coronas de granate alrededor de los productos de descomposición de la escapolita se producen como consecuencia de un decrecimiento combinado de temperatura, presión y fracción molar de CO_2 , por infiltración de H_2O en la fase fluida durante un evento M3. Durante este evento se produce también la formación de epidoto como consecuencia de mayor enfriamiento e infiltración de H_2O .

Ambas capas siguen distintas trayectorias de enfriamiento e infiltración de H_2O para el evento M3. En la capa (I) se produce la formación de granate y luego de epidoto, mientras que en la capa (II) aparece sólo epidoto a menor temperatura.

Las evidencias texturales muestran que todo el granate reconocido es de naturaleza retrógrada y que no se habría formado dentro del campo de alta temperatura por reacciones entre wollastonita y escapolita, sino que representaría una etapa de retrogresión posterior a la descomposición de la escapolita a $Pl + Cal \pm Qtz$.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución al Proyecto PID-CONICET 4879. Se agradece a la Dirección de Minería de la Provincia de Córdoba el apoyo prestado para la realización de las tareas de campaña, especialmente a J. Sfragulla. Se reconoce también la colaboración de M. Gozalvez y M. Fasola en las tareas de laboratorio. Se agradecen los comentarios de los árbitros del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldo, E.G., Demange, M. y Martino, R.D., 1996. The evolution of the Sierras de Córdoba, Argentina. *Tectonophysics*, 267: 121-142.
- Eggert, R.G. y Kerrick, D.M., 1981. Metamorphic equilibria in the siliceous dolomite system: 6 Kb experimental data and geologic implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45: 1039-1049.
- Fitzsimons, I.C.W. y Harley, S.L., 1994. Garnet coronas in scapolite-wollastonite calc-silicates from East Antarctica: the application and limitations of activity-corrected grids. *Journal of Metamorphic Geology*, 12: 761-777.
- Gordillo, C.E., 1965. Variaciones químico-mineralógicas en el contacto de una aplita con mármol dolomítico. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 44 (1): 53-60. Córdoba.
- Gordillo, C.E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín Academia Nacional de Ciencias*, 53 (1-2): 3-44. Córdoba.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Academia Nacional de Ciencias, Miscelánea*, 68: 1-40. Córdoba.
- Gordillo, C.E. y Rossi, J.N., 1968. La escapolita de la cantera El Pozo, Alta Gracia. *Actas Terceras Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 1-11. Chubut.
- Guereschi, A.B. y Martino, R.D., 1999. Los mármoles de alto grado del Macizo de San Carlos (Río Hondo, Cuchi Yaco y Sagrada Familia), Sierras de Córdoba, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54 (1): 36-46.
- Harley, S.L. y Buick, I.S., 1992. Wollastonite-scapolite assemblages as indicators of granulite pressure-temperature-fluid histories: the Rauer Group, East Antarctica. *Journal of Petrology*, 33 (3): 693-728.
- Harley, S.L., Fitzsimons, I.C.W. y Buick, I.S., 1994. Reactions and textures in wollastonite-scapolite granulites and their significance for pressure-temperature-fluid histories of high-grade terranes. *Precambrian Research*, 66: 309-323.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D., 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba ($30^\circ 40' - 32^\circ 40' LS$), Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 47-59.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- Martino, R. y Guerreschi, A., 1998. Asociaciones de alto grado y deformación no-coaxial en gneises calcosilicados en el Macizo de San Carlos, Córdoba, Argentina. *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 38.
- Martino, R., Guerreschi, 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., Guerreschi, A. y Sfragulla, J., 1999. 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*, 54(2): 139-151.
- Martino, R.D., Kraemer, P.E., Escayola, M.P., Giambastiani, M. y Arnosio, M., 1995. Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los $32^\circ LS$. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 60-77.
- Motoyoshi, Y., Thost, D.E. y Hensen, B.J., 1991. Reaction textures in calc-silicate granulites from the Bolingen Islands, Prydz Bay, East Antarctica: implications for the retrograde P-T path. *Journal of Metamorphic Geology*, 9: 293-300.
- Rossi de Toselli, J.N., 1980. Fenómenos de contacto en los mármoles de Alta Gracia, La Calera y Malagueño, Provincia de Córdoba. *Acta Geológica Lilloana*, 15 (2): 65-84.

- Rossi de Toselli, J.N., Saavedra, J. y Toselli, A.J., 1982. Sobre el origen de los niveles calcosilicáticos en el basamento pre-Ordovícico metamorfizado del Cratógeno Central Pampeano. *Actas 5° Congreso Latinoamericano de Geología*, 4: 285-296.
- 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.
- Stephenson, N.C.N. y Cook, N.D.J., 1997. Metamorphic evolution of calcsilicate granulites near Battye Glacier, northern Prin-

- ce Charles Mountains, East Antarctica. *Journal of Metamorphic Geology*, 15: 361-378.
- Winkler, H.G.F., 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Fifth edition. Springer-Verlag, 348 p., New York.

Recibido: 29 de marzo, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

El icnogénero *Cruziana* en el Cámbrico Temprano de la Precordillera argentina: el registro más antiguo de Sudamérica

Ricardo A. ASTINI¹, M. Gabriela MÁNGANO² y William A. THOMAS³

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

²*Instituto Superior de Correlación Geológica, Universidad Nacional de Tucumán, CONICET, C.C. 1, 4000 Tucumán*

³*Department of Geological Sciences, University of Kentucky, Lexington, Kentucky 40506-0053, USA*

ABSTRACT. *The ichnogenus Cruziana in the Early Cambrian of the Argentine Precordillera: the oldest record in South America.* The discovery of well-constrained Lower Cambrian *Cruziana* and other associated trilobite traces is documented from an olistolith in the Middle Ordovician Los Sombreros Formation in the western tectofacies of the Argentine Precordillera. The host rocks are intertidal shallow marine siliciclastics containing Olenellid trilobites of the *Bonnia-Olenellus* Zone and abundant *Salterella* sp., indicating a late Early Cambrian age. The trilobite traces are associated with abundant features indicative of subaerial exposure. Lithologies and facies have striking similarity with those of the Rome Formation in the southern Appalachians, a unit that has previously been correlated with the Early Cambrian of the Precordillera. Comparisons with other Cambrian ichnospecies of *Cruziana* and the potential of *Cruziana* stratigraphy as a tool for palaeogeographic reconstructions are explored. The shallow to marginal marine context of the host sediments provide new support to the occurrence of the *Cruziana* ichnofacies in tidally influenced shoreline deposits.

Key words: *Cruziana, Early Cambrian, Precordillera, Paleogeography, Argentina*

Palabras clave: *Cruziana, Cámbrico Temprano, Precordillera, Paleogeografía, Argentina*

Introducción

Una adecuada caracterización del Cámbrico de Precordillera es de esencial importancia en la búsqueda de nuevas evidencias en la resolución del problema de las afinidades paleogeográficas del terreno de Precordillera (Astini *et al.* 1996). Con este objetivo se están desarrollando una serie de estudios tendientes a profundizar en el conocimiento del Cámbrico de esta región. En este marco, R.A. y W.T. coleccionaron recientemente trazas fósiles, referidas en este trabajo a los icnogéneros *Cruziana*, *Rusophycus* y *Monomorphichnus*. Este hallazgo es de particular interés ya que no sólo constituye la primera icnofauna dominada por trazas de este tipo descripta en el Cámbrico Inferior de Sudamérica, sino que permite abrir una nueva línea de trabajo en el análisis de las afinidades faunísticas del terreno de Precordillera.

Las estructuras producidas por trilobites presentan una gran variedad de detalles morfológicos sumados a un alto potencial de preservación (*i.e.*, son estructuras comúnmente generadas interfacialmente; Seilacher 1955, 1970, 1992; Goldring 1985). El proceso de excavación codificado en la morfología fina de las distintas icnoespecies de *Cruziana* documenta la funcionalidad

de los distintos elementos morfo-estructurales presentes en los diversos grupos de trilobites bentónicos. Algunos autores han llegado a sostener la posibilidad de realizar correlaciones de tipo uno a uno entre icnoespecies de *Cruziana* y especies de trilobites (*e.g.*, Fortey y Seilacher 1997). Si bien esta aseveración es cuestionable, es posible descifrar en numerosos casos las afinidades biológicas de sus productores e identificar eventos de evolución del comportamiento (Seilacher 1970, 1992, 1994). Finalmente, la denominada bioestratigrafía de *Cruziana* propone que *Cruziana* (y su variante etológica *Rusophycus*), pueden ser valiosas herramientas como elementos de correlación bioestratigráfica y paleogeográfica (Seilacher 1992). En tal sentido, el estudio sistemático y la comparación de icnofaunas de *Cruziana* para determinado rango temporalmente restringido permitiría establecer afinidades paleogeográficas. En su estado actual, la bioestratigrafía de *Cruziana* establece un esquema estratigráfico para el Gondwana (Seilacher 1970, 1992), con un conocimiento incipiente en otros paleocontinentes (*e.g.* Laurentia, Seilacher 1994). El hecho de que se cuente con estructuras de trilobites asignables a los icnogéneros *Cruziana* y *Rusophycus* en las sedimentitas del Cámbrico inferior de la Formación Rome

(McReynolds y Driese 1994), unidad característica del sur Apalachiano, con la cual Astini *et al.* (1995 a y b) establecieron la primer correlación litoestratigráfica entre Precordillera y Laurentia, abre interesantes perspectivas en el establecimiento de afinidades icnológicas y paleogeográficas.

Los icnogéneros *Cruziana*, *Rusophycus* y *Monomorphichnus* son conocidos en Argentina fundamentalmente en depósitos clásticos y volcanoclásticos del Ordovícico en las cuencas del Noroeste argentino y de Famatina (Borrello 1966a; Ramos 1973; Aceñolaza 1978; Aceñolaza y Durand 1978; Mángano *et al.* 1996a, b, entre otros). Asimismo, *Cruziana* y *Rusophycus* han sido descritos en depósitos del Paleozoico inferior de las Sierras Septentrionales de Buenos Aires (Borrello 1966b; Poiré *et al.* 1984; Poiré y Del Valle 1996). En el Paleozoico inferior de la Precordillera, *Cruziana* ha sido descrita en el Silúrico (Benedetto y Herrera 1988) y mencionada recientemente en niveles calcáreos del Ordovícico (Astini y Cañas 1995). No existen, sin embargo, menciones de estos icnogéneros en depósitos de comprobada edad cámbrica temprana. En esta contribución se dan a conocer y se ilustran trazas de trilobites en niveles asigna-

dos al Cámbrico temprano de la Precordillera Argentina en la Provincia de San Juan (Fig. 1).

Localidad, marco estratigráfico y edad

Los niveles con estructuras biogénicas son abundantes en la base de una sucesión clástica de características marinas someras y marginales, interior a un bloque olistolítico de la Formación Los Sombreros, perteneciente a la tectofacies occidental de la Precordillera (Astini 1992) (Fig. 1). La localidad está ubicada en la denominada puerta de Anchaucha, ubicada 15 km al noroeste de la ciudad de San José de Jáchal, en la provincia de San Juan. El mencionado bloque aflora en la margen norte (izquierda), expuesta por encima de los niveles cuaternarios aterrazados. En esta localidad, la Formación Los Sombreros aflora en contacto tectónico (Fig. 1c) entre niveles pelíticos no metamorizados de la Formación Talacasto (Devónico) y niveles arenosos-pelíticos-calcareos (Astini 1994) con incipiente metamorfismo pertenecientes a la Formación Yerba Loca

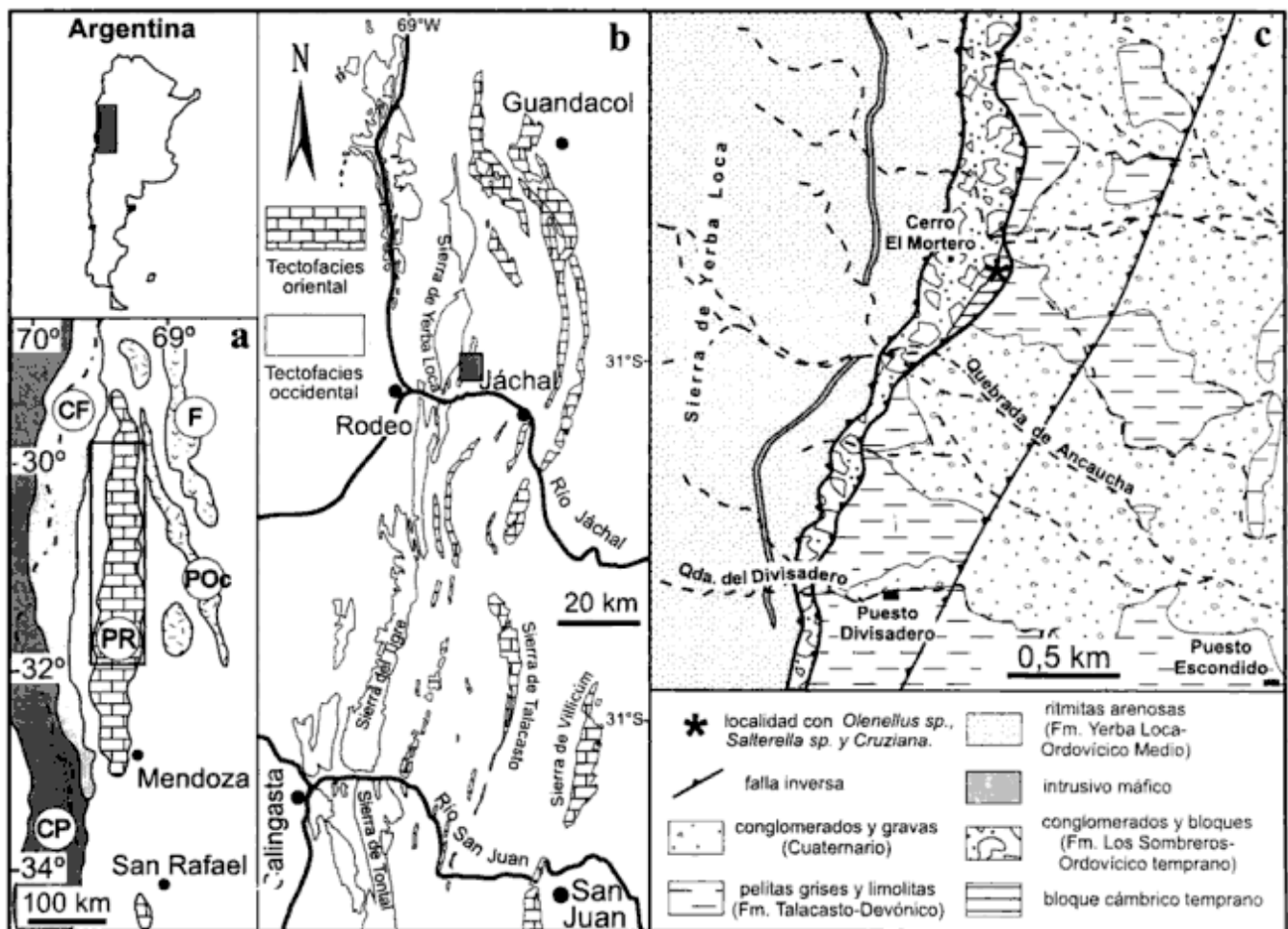


Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos portadores de la icnofauna de *Cruziana* del Cámbrico Inferior. **a**, ubicación regional de la Precordillera, **b**, división tectofacial propuesta por Astini (1992) y **c**, mapa de detalle del área del hallazgo sobre la margen norte de la quebrada de Anchaucha.

(Ordovícico Inferior-Medio; Albanesi *et al.* 1995). La Formación Los Sombreros incluye, como en otras localidades (Benedetto y Vaccari 1992; Banchig y Bordonaro 1994), niveles olistostrómicos con abundantes bloques de carbonatos, flujos de detritos incluyendo una variada gama de clastos sedimentarios e ígneos y niveles cuarcíticos amarillentos y de conglomerados cuarzosos intercalados en pelitas y limolitas verdes. Su edad es asignada al Ordovícico temprano alto (Ortega *et al.* 1991; Benedetto y Vaccari 1992).

Edad y correlaciones en el ámbito de Precordillera

El bloque del que provienen las trazas es el único hallado hasta el momento en toda la Precordillera de edad cámbrica temprana en facies clásticas. Contiene un espesor estratigráfico de aproximadamente 80 m (Fig. 2). Este bloque aflora en la base de la unidad y en el tope está limitado por un olistostroma de bloques de dolomita blanquecina, parcialmente brechados. La edad cámbrica de este bloque está bien establecida en base al abundante registro de fauna de trilobites olenélidos acompañada por *Salterella* sp., un pequeño invertebrado extinto del phylum Agmata, este último actualmente en estudio. La fauna de trilobites fue estudiada por Vaccari (1994) y su edad fue dada a conocer en Astini y Vaccari (1996), siendo ubicada dentro de la Biozona de *Bonnia-Olenellus*. La asociación con *Salterella* confirmaría esta edad (Yochelson 1977, Fritz y Yochelson 1988), hecho previamente señalado por Bordonaro y Martos (1985), quienes hallaron similar asociación en los niveles inferiores del Miembro El Estero de la Formación La Laja.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, esta unidad no se correspondería con ninguna de las unidades cámbricas aflorantes en la tectofacies oriental. No obstante, su fauna permite correlacionarla con los niveles inferiores calcáreos y margosos, con intervalos silicoclásticos, de la Formación La Laja aflorantes en la Precordillera Oriental (Bordonaro 1980, 1990; Bordonaro y Martos 1985) y con la Formación Cerro Totorá (Astini y Vaccari 1996) de la Precordillera Septentrional, caracterizada por una asociación clástica-evaporítica. Esto pone en evidencia la existencia de un mosaico litofacial complejo en el Cámbrico basal de la Precordillera, previo al desarrollo de la extensa plataforma carbonática, hecho éste que ha sido relacionado con la inestabilidad depositacional vinculada al rifting inicial del *terrane* (Astini 1998; Astini y Thomas 1999; Thomas y Astini 1999).

Estratigrafía del bloque y paleoambiente

En la columna de la Fig. 2 se muestran los límites del bloque y la posición estratigráfica de las trazas de tri-

lobites. La estratigrafía del bloque comienza con niveles de pelitas laminadas rojas y moradas, intercaladas con arenitas cuarzosas, en ocasiones de granulometría gruesa y muy gruesa, dispuestas en capas discontinuas de geometría irregular. En continuidad, le suceden pelitas verde-grisáceas en las que se intercalan niveles delgados y lenticulares de areniscas coquinoideas, calcáreas, con abundante *Salterella* y restos de trilobites y braquiópodos fragmentarios. Dentro de esta asociación, se intercalan ciclos estratocrecientes, de hasta 8 metros de espesor, de calizas fangosas y esqueletales. Le sigue un paquete limo-arenoso verde-amarillento, bioturbado, estratificado en capas delgadas a medianas, con contactos ondulados y separados por particiones pelíticas. En la base se intercalan algunas coquinas calcáreas de hasta 10 cm de espesor. Las capas superiores de este paquete arenoso son portadoras de *Cruziana*, *Rusophycus* y *Monomorphichnus*, asociados a *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos linearis*, *Arenicolites* isp. y *Diplocraterion?* isp., junto a restos desarticulados de trilobites. Las trazas de trilobites están preservadas como crestas hipicniales en las bases de las capas de areniscas, en ocasiones superpuestas de manera compleja y cortadas por estructuras verticales (e.g., *Skolithos linearis*, *Arenicolites* isp.). En los topes de estas capas, se registran trenes de ondulitas mal preservados y grietas de desecación sobreimpuestas, afectando a cubiertas pelíticas. Suprayaciendo a los niveles con trazas y en contacto neto, le sigue un paquete finamente estratificado con alternancia de pelitas verdes y grises y capas delgadas a muy delgadas de areniscas cuarzosas amarillentas con abundantes estructuras sedimentarias de oleaje somero y exposición subaérea. Se destaca la presencia de niveles con abundantes improntas de cristales de yeso y pseudomorfos de halita en cristales cúbicos y en tolva (*hopper*), similares a los descritos por Astini y Vaccari (1996) en el Cámbrico temprano de la Precordillera septentrional. No obstante, en este caso, las rocas hospedantes son de tonalidad verde oliva y están íntimamente asociadas a niveles con actividad de oleaje y abundantes trazas en facies típicamente heterolíticas con desarrollo de estratificación ondulosa, lenticular y flaser. Son comunes los niveles con trenes de ondulitas simétricas con cresta recta, a veces bifurcadas y puntiagudas, producidas por influencia de oleaje sobre fondos someros en lechos incoherentes. Algunos trenes ondulíticos se encuentran tapizados por grietas poligonales, evidenciando fenómenos de desecación y periódica exposición subaérea. Las longitudes de onda relativamente pequeñas (del orden del cm) y la presencia de niveles con crestas romas o arrasadas indica también la escasa profundidad del cuerpo de agua donde se generaron estas estructuras y la frecuente exposición subaérea de estos niveles.

Por encima de este paquete, se incrementa nuevamente la proporción pelítica y aparecen hacia el tope nuevas intercalaciones de coquinas con *Salterella*

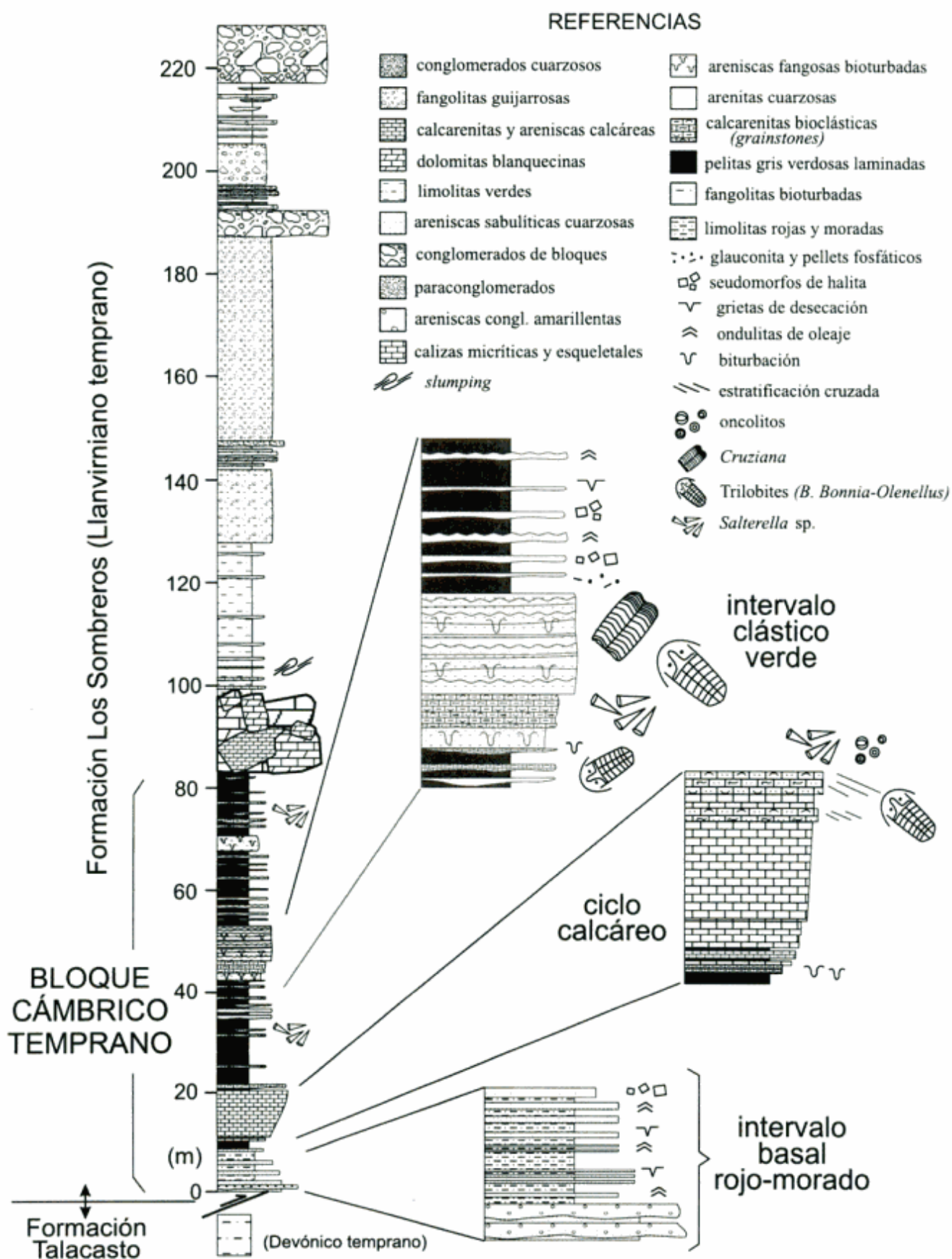


Figura 2: Perfil de detalle de la sección basal de la Formación Los Sombreros (Precordillera Occidental) señalando el bloque Cámbrico temprano con la ubicación de las trazas fósiles descriptas y detalles litofaciales. Véase ubicación de la sección en la Figura 1c.

(*grainstones bioclásticos*), hasta el límite superior del bloque donde es truncado por el olistostroma de bloques carbonáticos (Fig. 2). Los bloques, mayormente de una dolomita maciza sacaroide con un tamaño promedio de alrededor de 1,5 metros, recuerdan por su litología a niveles de la Formación Zonda.

Desde el punto de vista paleoambiental, la presencia de trazas de trilobites e icnofauna asociada constituyen un ejemplo de icnofacies de *Cruziana* empobrecida, desarrollada en ambientes marginales, en costas con influencia de mareas (Mángano *et al.* 1996, 1999; Mángano y Buatois 1998, 1999). Las estructuras sedimentarias y las concentraciones fosilíferas asociadas indican que esta unidad se habría depositado en sectores costeros, dentro de la zona con influencia de oleaje de buen tiempo. Si bien la salinidad debe haber sido elevada, tal cual lo demuestra el crecimiento de cristales de yeso y halita, los niveles de sobresaturación y de restricción ambiental no habrían alcanzado a aquellos del norte de la Precordillera donde los depósitos de yeso alcanzan varias decenas de metros de espesor.

Con respecto a su relación con los depósitos ricos en contenido clástico de la Formación La Laja, debe destacarse que el ambiente registrado del bloque bajo análisis, sería compatible con uno de llanura de mareas (parcialmente hipersalina) y un sistema deposicional de intraplataforma (albúferas?), posiblemente, vinculado a un sistema de islas barreras, de composición carbonática, desarrolladas hacia la plataforma abierta. La interacción entre la dinámica deposicional de estos sistemas y las fluctuaciones relativas del nivel del mar han constituido la explicación clásica de los "grandes ciclos" (Aitken 1978; Chow y James 1987), representados, por ejemplo, en la Formación La Laja (Baldis y Bordonaro 1981, 1982). No obstante, las litofacies de este bloque indicarían condiciones marinas marginales con mayor influjo clástico que en la Formación La Laja.

Descripción e interpretación del material

Las trazas fósiles asignables a la actividad de trilobites están representadas por estructuras bilobadas cubiertas por conspicuas estrías (*scratch marks*) y de trayectoria levemente curva (*Cruziana*, Fig. 3a, c, 4b, c), especímenes cortos, estriados, de forma acorazonada (*Rusophycus*, Fig. 3b), y estrías aisladas o formando *sets* que no constituyen estructuras bilobadas propiamente dichas (*Monomorphichnus*, Fig. 4a). El material analizado incluye mayoritariamente formas transicionales, donde los especímenes elongados de tipo cruzianiforme son el resultado de una sucesión de formas rusoficiformes (Fig. 4b, c) o formas rusoficiformes cuya simetría bilateral está poco desarrollada. La proximidad y superposición de formas suele resultar en superficies densamente cubiertas por estrías donde es difícil dife-

renciar especímenes individuales. Las estructuras biogénicas se encuentran preservadas como crestas hipocniales en la base de capas de areniscas finas limosas de 5-12 cm de espesor. La profundidad máxima de las es-

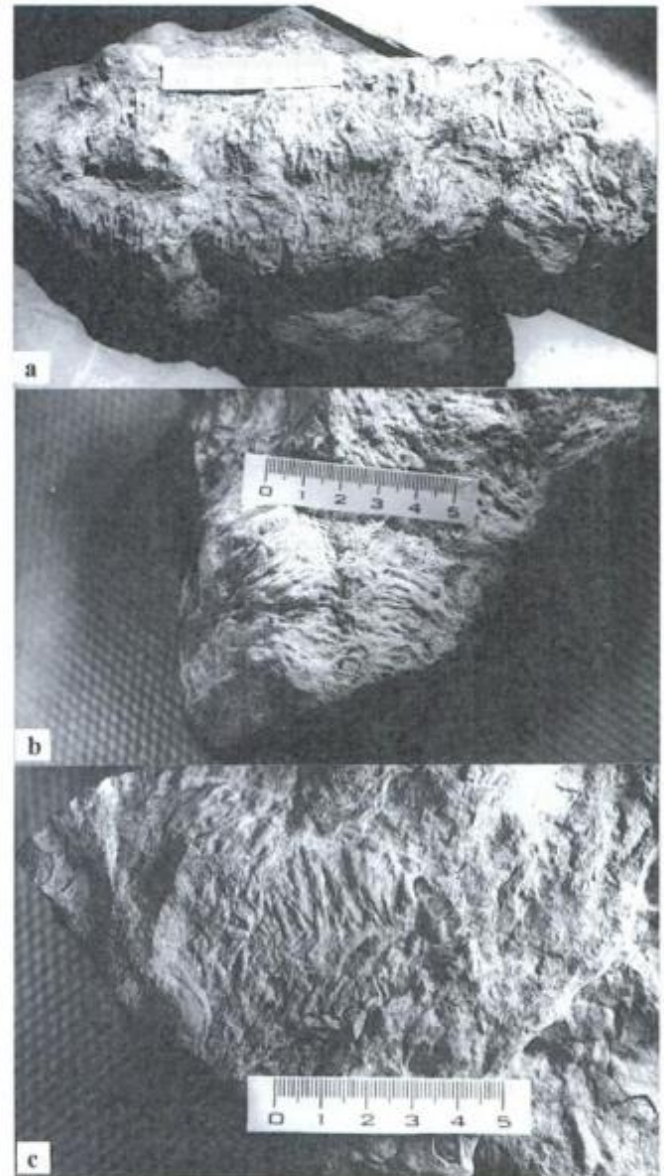


Figura 3: *Cruziana* y trazas de trilobites relacionadas del Cámbrico temprano de la Precordillera. **a**, traza bilobada asignada al icnogénero *Cruziana*. Nótese surco central poco profundo e irregular y estrías endopodiales prominentes, formando un ángulo próximo a los 180°. **b**, espécimen de forma acorazonada asignado al icnogénero *Rusophycus*. Nótese la presencia de estrías endopodiales agrupadas en haces múltiples de dos o más componentes. El ángulo de convergencia de estrías se incrementa hacia la parte anterior acompañado por un leve aumento en el ancho de la traza. En la mitad de este espécimen parecería insinuarse un cambio en la dirección de las marcas endopodiales. Las sutiles estrías que se observan en el borde inferior izquierdo podrían corresponder a marcas exopodiales. **c**, espécimen con escaso relieve, pobre desarrollo de los lóbulos y surco central poco definido. Nótese los haces múltiples de estrías y la presencia de restos exoesqueléticos de trilobites olenellidos asociados.

estructuras en la base de capa es de aproximadamente 1.5 centímetros. En general, las estructuras presentan pobre desarrollo de los lóbulos y surco axial poco definido (Fig. 3c, 4a). El ancho de las trazas varía entre 5 y 7 centímetros, y el largo máximo es de 14 centímetros. El surco axial es poco profundo y presenta un desarrollo irregular en trazas elongadas de tipo cruzianiforme (Fig. 3a, 4b, c). Si bien la morfología de las estrías endopodiales no se encuentra bien preservada, lo-

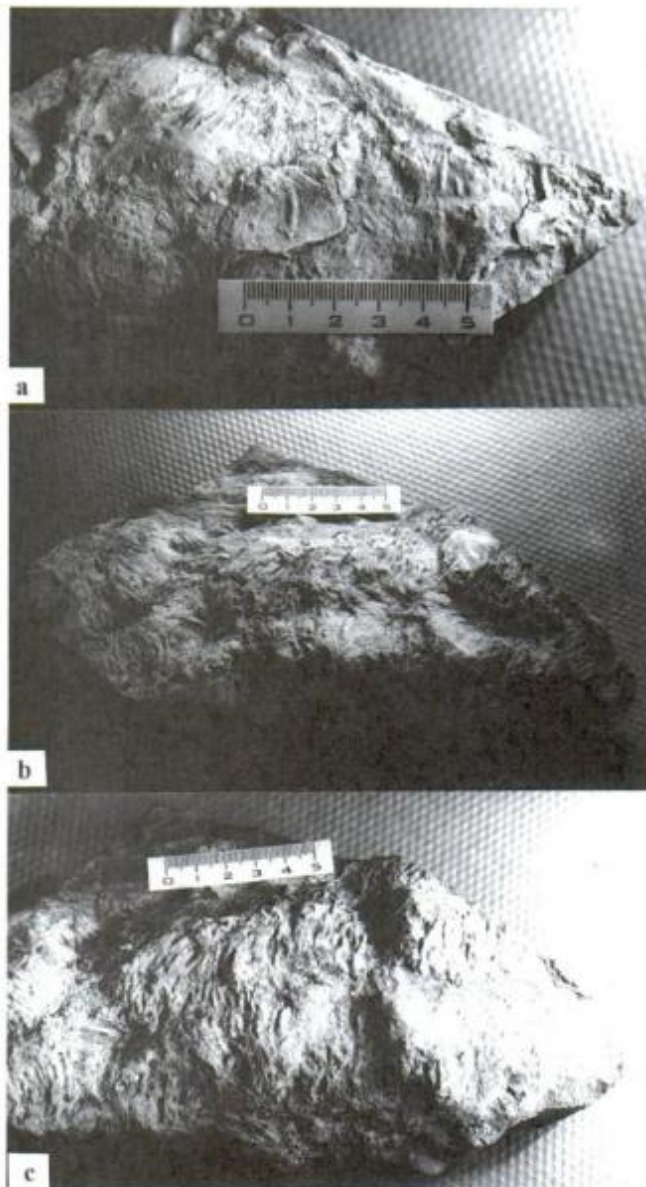


Figura 4: *Cruziana* y trazas de trilobites relacionadas del Cámbrico temprano de la Precordillera. **a**, sets aislados de estrías endopodiales que no configuran estructuras claramente bilobadas asignables al icnogénero *Monomorphichnus*. Nótese la presencia de trazas vermiformes (centro, extremo superior y extremo derecho) asignables a *Palaeophycus tubularis*. **b**, forma transicional de tipo cruzianiforme resultante de una serie de formas rusoficiformes encadenadas. **c**, detalle de **b**. Nótese las estrías transversales formando un ángulo obtuso próximo a los 180° y posibles impresiones del borde cefálico, preservadas como marcas curvas más prominentes.

calmente es posible observar haces múltiples de al menos dos o tres componentes (Fig. 3b, c). La trayectoria de las estrías es levemente curva y convergen centralmente formando ángulos entre 130° y 180°. En algunos ejemplares, existe un incremento en el ángulo de convergencia de estrías hacia la parte anterior, acompañado por un leve aumento en el ancho de la traza (Fig. 3b). El margen externo de las estructuras es bastante irregular. No se observa desarrollo de lóbulos externos o crestas marginales. Sin embargo, en los sectores marginales de algunos especímenes es posible observar marcas muy finas, comúnmente desorganizadas que podrían corresponder a marcas exopodiales (*brushings*).

De acuerdo a la clasificación morfoetológica (Bromley 1996), estas estructuras pueden ser asignadas a los icnogéneros *Cruziana*, *Rusophycus* y *Monomorphichnus*, representando estructuras de desplazamiento, descanso y posiblemente alimentación, respectivamente. El icnogénero *Monomorphichnus* ha recibido diversas interpretaciones etológicas. Esta forma fue originalmente interpretada por Crimes (1970) como estructuras de alimentación producidas por las rasguñadoras de trilobites sobre fondos marinos, al ser movidos por las corrientes. Sin embargo, Osgood (1970) interpretó a *Monomorphichnus* como simples estructuras de agarre de trilobites, que buscan anclarse al sedimento barrido por la corriente. Los detalles morfológicos indican que las excavaciones fueron realizadas fundamentalmente por los apéndices endopodiales de trilobites, en posición prosoclina (*i.e.*, cabeza hacia abajo; Seilacher 1970), dado el alto ángulo que forman las estrías en la región delantera y las frecuentes impresiones del borde cefálico (Fig. 4c). La similitud en finos detalles, rango de tamaño y contigüidad no dejan dudas de que las estructuras fueron producidas por un mismo tipo de organismo, posiblemente vinculadas a desplazamiento y alimentación intraestratal, próximas a la interfase arena-fango. Si bien no existe desarrollo de lóbulos exopodiales, estos apéndices pudieron haber quedado registrados localmente como delicadas marcas (Fig. 3b). No se observan impresiones marginales producidas por espinas genales o pleurales (Seilacher 1970). Abundantes restos exoesqueléticos de trilobites ollenidos se encuentran asociados a las trazas aquí descritas (Fig. 3c).

Desde el punto de vista icnotaxonómico, la dificultad en establecer con precisión la denominada fórmula de pinza (*claw formula* de Seilacher 1970) impide llegar a una asignación específica. La determinación a nivel icnoespecífico debe estar fundada en la fina morfología de las estrías endopodiales y su modo de agrupamiento, sumados a la presencia/ausencia de elementos morfológicos (*e.g.*, lóbulos externos exopodiales, marcas marginales, impresiones coxales) (Crimes 1968, 1969, 1970; Seilacher 1970, 1992). La morfología de los ejemplares de *Cruziana* estudiados permiten su comparación con distintas formas citadas para el Cámbrico

temprano. *Cruziana fasciculata* pertenece al grupo homónimo, diagnóstico del Cámbrico Inferior (Seilacher 1970, 1992) y presenta conjuntos imbricados de finas estrías subiguales agrupadas en haces múltiples de cinco o más elementos, que forman axialmente un ángulo obtuso en la parte frontal, que disminuye gradualmente hasta un ángulo de aproximadamente 30° en la parte posterior (Seilacher 1970, Fig. 7, 3-4; 1992, Fig. 3). El material estudiado no muestra un cambio en el ángulo de las marcas endopodiales comparable al observable en ejemplares de *C. fasciculata* y su fórmula de pinza no parece ser compatible con la de este grupo. Otros miembros del Grupo de *Cruziana fasciculata* (e.g., *C. cantabrica*, *C. nabataeica*; Seilacher 1992, Fig. 3) no presentan similitudes morfológicas significativas con el material estudiado. *Cruziana salomonis* del Cámbrico Inferior de Jordán y Sinai (Seilacher 1990, 1992), pertenece al denominado Grupo de *Cruziana dispar*, caracterizado por formas con haces de estrías endopodiales múltiples formados por una estría principal y dos o tres estrías secundarias de menor espesor. Los integrantes del Grupo de *Cruziana dispar* en sus expresiones rusoficiformes profundas, suelen presentar una abrupta divergencia en el ángulo de dirección de las estrías resultante de una fuerte curvatura dorsal del cuerpo y movimientos opuestos de los apéndices en el sector anterior y medio-posterior del cuerpo (Seilacher 1970, Fig.5c). *Cruziana salomonis* representa una forma relativamente poco profunda del grupo, caracterizada por la presencia de ángulos obtusos y tenue divergencia entre los haces anteriores y los posteriores (Seilacher 1992, Fig. 3). *Cruziana salomonis* presenta interesantes similitudes con el material estudiado, sin embargo, el estilo de agrupación de las estrías hacia la región axial no parece totalmente comparable al del material estudiado (Seilacher 1992, Fig. 3). *Cruziana rusoformis* Orłowski 1992 constituye muy posiblemente la versión cruzianiforme de *R. dispar* (Orłowski et al. 1970; Magwood y Pemberton 1990; Orłowski 1992; Seilacher 1970, 1992; Jensen 1997). Esta forma muestra numerosas similitudes con el material estudiado en la morfología de las estriaciones y patrón de agrupamiento, pero el estado de preservación del material estudiado impide una determinación más precisa.

Si bien no es posible alcanzar una determinación a nivel icnoespecífico, el análisis comparativo del material permite corroborar vinculaciones con formas clásicas del Cámbrico temprano. Una colección más numerosa y un estudio detallado de formas de la misma edad en el paleocontinente de Laurentia posibilitará no sólo ampliar el conocimiento taxonómico, sino también explorar las afinidades paleobiogeográficas de esta icnofauna.

Discusión y significado

La presencia de *Cruziana* en la Precordillera constituye el primer registro de este icnogénero en estratos

del Cámbrico temprano de Sudamérica. Esto amplía significativamente el registro de *Cruziana* y formas relacionadas de esta edad, que cuenta con escasos ejemplos mundiales (Fenton y Fenton 1937; Orłowski et al. 1970; Crimes 1987; Seilacher 1970, 1992; Orłowski 1992; Jensen 1997). Es de destacar que la edad cámbrica temprana de las sedimentitas albergantes está sustentada por otras líneas de evidencia paleobiológica, lo cual permite diferenciar este hallazgo de otros ejemplos cámbricos no tan bien acotados bioestratigráficamente. *Cruziana* y *Rusophycus* también han sido citados en sedimentitas del Grupo Mesón (Ramos 1973; Alonso y Marquillas 1986; Aceñolaza et al. 1982; Manca 1986), comúnmente asignados al Cámbrico medio-Cámbrico superior. Con escasas excepciones, el pobre estado de preservación del material, resultó en determinaciones a nivel icnogénico. *Rusophycus bilobatus* (= *Rusophycus biloba*), descrito por Ramos (1973) en niveles de la Formación Campanario en la región puneña de Laguna Blanca, carece de los caracteres diagnósticos de tal icnoespecie (e.g., gruesas estrías bifidas) y corresponde posiblemente a lo que tradicionalmente se ha denominado *R. didymus* (Seilacher 1955; Osgood 1970; Fillion y Pickerill 1990). *Rusophycus didymus* posee escaso significado bioestratigráfico ya que presenta un biocrón cámbrico temprano-triásico (Fillion y Pickerill 1990). En la zona de Potrerillos, Aceñolaza (1973) señaló la presencia de *Cruziana* isp. asociada a restos de *Asaphysus* en niveles tentativamente asignados a la Formación Lizoite (Aceñolaza y Bordonaro 1989). Sin embargo, la asignación al Cámbrico de estos estratos se encuentra actualmente cuestionada, pudiendo tratarse de estratos de edad ordovícica temprana (M.C. Moya comunicación personal 1999; N.E. Vaccari comunicación personal 1999). Entre otras estructuras, Manca (1986) describió material asignado a *Cruziana semiplicata*, *Isopodichnus*, *Rusophycus* cf. *R. jenningsi* y *R. cf. R. pudicum* en la Formación Campanario. La mención de *C. semiplicata* es de particular interés ya que esta forma posee un biocrón acotado al Cámbrico tardío-Tremadociano y amplia distribución en Terranova, Gales, España, Alemania, Polonia y Argentina (Crimes 1968, 1969, 1970; Orłowski et al. 1970; Radwanski y Roniewicz 1972; Arbolea 1973; Bergstöm 1976; Pickerill y Fillion 1983; Fillion y Pickerill 1990). Sin embargo, su registro en esta unidad es inferido a partir de un único espécimen rodado. *Cruziana semiplicata* es un componente frecuente en sedimentitas suprayacentes de la Formación Santa Rosita y otras formaciones equivalentes del Ordovícico temprano y comúnmente está asociada a una icnofauna diversa (Aceñolaza 1978; Aceñolaza y Durand 1978; Aceñolaza y Fernández 1978; Mangano et al. 1996b). Por lo tanto, la posible presencia de esta icnoespecie en la Formación Campanario debe ser corroborada por estudios adicionales. De igual interés, resulta la presencia de *Rusophycus* cf. *R. jenningsi* (Manca 1986). *Rusophycus jenningsi* ha sido típicamente ci-

tado para el Cámbrico Temprano (Fenton y Fenton 1937; Jensen 1997). El material asignado a cf. *Cruziana jenningsi* por Seilacher (1970), correspondiente a niveles tremadocianos del Grupo Bell, en Terranova, fue posteriormente incluido en *R. leiferikssoni* por Bergstöm (1976). Los especímenes de *Rusophycus* cf. *R. pudicum* documentados por Manca (1986) carecen de los caracteres diagnósticos de *R. pudicus*, forma típica del Ordovícico medio a tardío (Osgood 1970; Seilacher 1970; Fillion y Pickerill 1990). Por su parte, Alonso y Marquillas (1981) y Aceñolaza *et al.* (1982) documentaron la presencia de *Syringomorpha* en estratos de la Formación Campanario en la Cordillera Oriental, forma que también ha sido coleccionada por Seilacher (com. pers. 1994) en estratos interpretados como pertenecientes al Grupo Mesón. Mángano *et al.* (en prensa) remarcaron que este hallazgo plantea un importante problema bioestratigráfico, ya que *Syringomorpha* es considerada una forma diagnóstica del Cámbrico Temprano (Crimes 1975).

Los ejemplares de *Cruziana* y estructuras relacionadas del Cámbrico Inferior de Precordillera integran una asociación empobrecida de la icnofacies de *Cruziana*. Un aspecto a resaltar es la localización paleoambiental marina marginal de esta asociación, posición algo alejada de la típica ubicación costa afuera que se le asigna clásicamente a la icnofacies (Seilacher 1967; Frey *et al.* 1990). En este sentido, aparentemente desde muy temprano, la icnofacies de *Cruziana* caracterizó no sólo a ambientes costa afuera de reducida energía (por debajo de la acción del oleaje de buen tiempo; *e.g.*, Pemberton *et al.* 1992), sino también a sustratos fango-arenosos de ambientes intermareales. Mángano *et al.* (1996b) y Mángano y Buatois (1998, 1999) señalaron que en costas dominadas por mareas, el gradiente de reemplazo de icnofacies es opuesto al que se presenta en costas dominadas por olas, disponiéndose la icnofacies de *Cruziana* en una posición más proximal que la de *Skolithos*. En el caso de la asociación de Precordillera, la presencia de la icnofacies de *Cruziana* en ambientes intermareales es corroborada por las estructuras sedimentarias físicas y químicas asociadas. Como consecuencia de la inestabilidad ambiental y elevado estrés de estos ambientes marginales, la icnofacies de *Cruziana* presenta menor diversidad que los típicos ejemplos de plataforma (Pemberton y Wightman 1992).

Desde el punto de vista paleogeográfico, este hallazgo permitirá comparaciones con registros en otros paleocontinentes y contrastar desde una perspectiva icnológica las vinculaciones entre la Precordillera y Laurentia en un lapso que resulta crítico por ser considerado próximo al momento de su separación (Astini *et al.* 1996; Thomas y Astini 1996; Astini 1998). Como se mencionó en la introducción, niveles con *Cruziana* han sido mencionados en la unidad que Astini *et al.* (1995 a y b) correlacionara en base a evidencias litológicas y faunísticas con estos niveles en Precordillera (*i.e.*, For-

mación Rome). Este hecho abre una interesante vía para desarrollar el propuesto provincialismo de *Cruziana*, que hasta el momento ha recibido un tratamiento muy localizado, fundamentalmente en relación a Gondwana (Seilacher 1970, 1992, 1994).

Conclusiones

Se dan a conocer trazas de trilobites asignadas a los icnogéneros *Cruziana*, *Rusophycus* y *Monomorphichnus* en el Cámbrico Inferior de Sudamérica, destacándose las afinidades con otras formas del Cámbrico Inferior y las potencialidades en estudios de índole paleogeográfica. El hecho de que este material se encuentre en depósitos que han sido postulados como de afinidad "lauréntica" abre un nuevo campo para ensayar comparaciones entre Precordillera y Laurentia durante ese tiempo. Asimismo, se discute el posicionamiento paleoambiental de la icnofauna, que concuerda con rasgos sedimentarios típicos de ambientes intermareales marinos marginales, donde la icnofacies de *Cruziana* ha sido registrada recurrentemente en el Paleozoico temprano, introduciendo una variación al clásico esquema de zonación batimétrica de Seilacher.

Agradecimientos

Deseamos agradecer a L. A. Buatois por las sugerencias oportunamente realizadas durante la lectura crítica de una versión preliminar del manuscrito y a A. K. Rindsberg del Servicio Geológico de Alabama y árbitros de la revista quienes realizaron valiosos comentarios para mejorar esta contribución. Fundación National Geographic, U.S. National Science Foundation, Fundación Antorchas, Fulbright, Agencia Nacional de Promoción en Ciencia y Tecnología y CONICET son las entidades que han sostenido las investigaciones en curso.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aceñolaza, F.G., 1973. Sobre la presencia de trilobites en las cuarcitas del Grupo Mesón en Potrerillos, provincia de Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28: 309-311.
- Aceñolaza, F.G., 1978. El Paleozoico inferior de Argentina según sus trazas. *Ameghiniana*, 15: 15-64.
- Aceñolaza, F.G. y Bordonaro, O., 1989. Presencia de *Asaphiscus* (*Asaphiscidae-Trilobita*) en la Formación Lizoite, Potrerillos, Salta y su significado geológico. *Correlación Geológica*, 5: 21-28.
- Aceñolaza, F.G. y Durand, F.R., 1978. Trazas de trilobites en los estratos del Ordovícico basal de la Puna argentina. *Acta Geológica Lilloana*, 15: 5-12.
- Aceñolaza, F.G. y Fernandez, R., 1978. Trazas fósiles en el Ordo-

- vicino inferior de la Sierra de Cajas, Jujuy. *Acta Geológica Lilloana* (Supl.), 14: 33-37.
- Aceñolaza, F.G., Fernández, R.I. y Manca, N., 1982. Caracteres bioestratigráficos y paleoambientales del Grupo Mesón (Cámbrico medio-superior), centro-oeste de América del Sur. *Estudios Geológicos*, 38: 385-392.
- Aitken, J.D., 1978. Revised models for depositional grand cycles, Cambrian of the southern Rocky Mountains, Canada. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 26(4): 515-542.
- Albanesi, G.L., Ortega, G. y Hünicken, M.A., 1995. Conodontes y graptolitos de la Formación Yerba Loca (Arenigiano-Llan-deiliano) en las quebradas de Ancaucha y el Divisadero, Precordillera de San Juan, Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 60 (3-4): 365-400. Córdoba.
- Alonso, N.A. y Marquillas, R.A., 1981. Trazas fósiles de la Formación Campanario (Grupo Mesón, Cámbrico) en el norte argentino. Consideraciones ambientales y geocronológicas. *Revista del Instituto de Geología y Minería*, 4: 95-110.
- Arbolea, M.L., 1973. Nota sobre la icnofauna del Cámbrico de la costa asturiana entre Cudillero y Ballota (NW de España). *Breviora Geologica Asturica*, 17: 37-42.
- Astini, R.A., 1992. Tectofacies ordovícicas y evolución de la cuenca eopaleozoica de la Precordillera Argentina. *Estudios Geológicos*, 48(5-6): 315-327.
- Astini, R.A., 1994. Sucesiones calcáreo-silicoclásticas coetáneas del Ordovícico inferior de la Precordillera y su significado en la evolución de la cuenca. *Actas 5ª Reunión Argentina de Sedimentología*, 1: 113-118. San Miguel de Tucumán.
- Astini, R.A., 1998. Stratigraphic evidence supporting the rifting, drifting and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.), *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication. 142: 11-33.
- Astini, R.A. y Cañas, F.L., 1995. La Formación Sassito, una nueva unidad calcárea en la Precordillera de San Juan: sedimentología y significado estratigráfico. *Revista de la Asociación Sedimentológica Argentina*, 2(1-2): 19-37.
- Astini, R.A. y Vaccari, N.E., 1996. Sucesión evaporítica del Cámbrico inferior de la Precordillera: significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 51(2): 97-106.
- Astini, R.A. y Thomas, W.A., 1999. Un bloque Cámbrico Inferior en la Precordillera occidental de San Juan con afinidad apalachiana: nueva evidencia de la vinculación Precordillera-Laurentia. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 20. Salta.
- Astini, R.A., Benedetto J.L. y Vaccari, N.E., 1995a. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin*, 107(3): 253-273.
- Astini, R.A., Vaccari, N.E., Thomas, W.A., Raymond, D.E. y Osborne, W.E., 1995b. Shared evolution of the Argentine Precordillera and the Southern Appalachians during the Lower Cambrian. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 27(6): A-458. New Orleans.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. y Cañas, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploraciones e Hidrocarburos*, 5: 293-324. Buenos Aires.
- Baldis, B.A. y Bordonaro, O.L., 1981. Evolución de facies carbonáticas en la cuenca cámbrica de la Precordillera de San Juan. *Actas 8º Congreso Geológico Argentino*, 2: 385-397. San Luis.
- Baldis, B.A.J., y Bordonaro, O.L., 1982. Comparación entre el Cámbrico de la "Great Basin" norteamericana y la Precordillera de San Juan, Argentina. Su implicancia intercontinental. *Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 1: 97-108. Buenos Aires.
- Banchig, A.L. y Bordonaro, O.L., 1994. Reinterpretación de la Formación Los Sombreros: secuencia olistostromática de tálud, Precordillera Argentina. *Actas 5ª Reunión Argentina de Sedimentología*, 283-288. San Miguel de Tucumán.
- Benedetto, J.L. y Herrera Z.A., 1988. Hallazgo del icnogénero *Cruziana* en la Formación Los Espejos (Silúrico, Provincia de San Juan). *Ameghiniana*, 25(1): 17-22.
- Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E., 1992. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques resedimentados cámbrico-ordovícicos de la Precordillera Occidental, Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 305-313.
- Bergstrom, J. 1976. Lower Palaeozoic trace fossils from eastern Newfoundland. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 13: 1613-1633.
- Bordonaro, O.L., 1980. El Cámbrico de la quebrada de Zonda, provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1): 26-40.
- Bordonaro, O.L., 1990. El sistema Cámbrico de la Provincia de San Juan. *Relatorio, 10º Congreso Geológico Argentino*, 18-30. San Juan.
- Bordonaro, O.L. y Martos, L.M. 1985. Hyolites y *Salterella* en el Cámbrico de San Juan. *Actas Reunión de Comunicaciones Paleontológicas*, 1-3. San Juan.
- Borrello, A.V., 1966a. Las facies de *Cruziana* en el Ordovícico del Norte Argentino. *Ameghiniana*, 4(6): 185-188.
- Borrello, A.V., 1966b. Paleontografía Bonaerense. Fascículo V. Trazas, restos tubiformes y cuerpos fósiles problemáticos de la Formación la Tinta, Sierras Septentrionales-Provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. 42 p. La Plata.
- Bromley, R.G., 1996. Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications: Chapman and Hall, London, 361 p.
- Chow, N y James, N.P., 1987. Cambrian Grand Cycles: A northern Appalachian perspective. *Geological Society of America, Bulletin*, 98: 418-429.
- Crimes, T.P., 1968. *Cruziana*: a stratigraphically useful trace fossil. *Geological Magazine*, 105: 360-364.
- Crimes, T.P., 1969. Trace fossils from the Cambro-Ordovician rocks of North Wales and their stratigraphic significance. *Geological Journal*, 6: 333-337.
- Crimes, T.P., 1970. Trilobite tracks and other trace fossils from the Upper Cambrian of North Wales. *Geological Journal*, 7: 47-68.
- Crimes, T.P., 1975. The stratigraphical significance of trace fossils. En: Frey, R.W. (Ed.), *The Study of Trace Fossils*. Springer-Verlag, pp. 109-130. New York.
- Crimes T.P., 1987. Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, 124(2): 97-119.
- Fenton, C.L., y Fenton, M.A. 1937. Trilobite "nests" and feeding burrows. *American Midland Naturalist*, 18: 446-451.
- Fillion, D., y Pickerill, R.K., 1990. Ichnology of the Lower Ordovician Bell Island and Wabana Groups of eastern Newfoundland. *Palaeontographica Canadiana*, 7: 1-119.
- Fortey, R.A. y Seilacher, A., 1997. The trace fossil *Cruziana semiplicata* and the trilobite that made it. *Lethaia*, 30: 105-112.
- Frey, R.W., Pemberton, S.G. y Saunders, T.D.A., 1990. Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64: 155-158.
- Fritz, W.H. y Yochelson, E.L., 1988. The status of *Salterella* as a Lower Cambrian index fossil. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 403-416.
- Goldring, R., 1985. The formation of the trace fossil *Cruziana*. *Geological Magazine*, 102: 65-72.
- Jensen, S., 1997. Trace fossils from the Lower Cambrian Mickwitzia sandstone, south-central Sweden. *Fossils and Strata*, 42: 1-111.
- Magwood, J.P.A. y Pemberton, S.G., 1990. Stratigraphic significance of *Cruziana*: New data concerning the Cambrian-Ordovician ichnostratigraphic paradigm. *Geology*, 18: 729-732.

- Manca, N., 1986. Caracteres icnológicos de la Formación Campanario (Cámbrico superior) en Salta y Jujuy. *Ameghiniana*, 23: 75-87.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 1998. Icnofacies de costas mareales y su importancia en reconstrucciones paleoambientales de sucesiones marinas someras. 7° Reunión Argentina de Sedimentología, Salta, 1: 158-159.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 1999. Ichnofacies models in Early Paleozoic tide-dominated quartzites: onshore-offshore gradients and the classic Seilacherian paradigm. *Acta Universitatis Carolinae*, 43: 151-154.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Aceñolaza, F.G., 1996a. Icnología de ambientes marinos afectados por vulcanismo: La Formación Suri, Ordovícico del extremo norte de la sierra de Narváez, Sistema del Famatina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, 4: 69-88. Buenos Aires.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Aceñolaza, G.F., 1996b. Trace fossils and sedimentary facies from an Early Ordovician tide-dominated shelf (Santa Rosita Formation, northwest Argentina): Implications for ichnofacies models of shallow marine successions. *Ichnos*, 5: 53-88.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Esteban, S.B., en prensa. Ichnology of subtidal sandwave complexes and intertidal flats: the Cambrian Mesón Group, northwest Argentina. 31° International Geological Congress, Abstract.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A. y Moya, M.C., 1999. Icnología de una sucesión marina somera dominada por mareas en el Paleozoico inferior del noroeste argentino, Formación Mojotoro, Ordovícico de Salta. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 49-50.
- McReynolds, J.A. y Driese, S.G., 1994. Paleoenvironments and facies relations of the Rome Formation (Lower Cambrian) along Haw Ridge, Roane and Anderson Counties, Tennessee. *Southeastern Geology*, 34(1): 1-24.
- Orlowski, S., 1992. Trilobite trace fossils and their stratigraphical significance in the Cambrian sequence of the Holy Cross Mountains, Poland. *Geological Journal*, 27: 15-35.
- Orlowski, S., Radwanski, A. y Roniewicz, P., 1970. The trilobite ichnocoenoses in the Cambrian sequence of the Holy Cross Mountains. En: Crimes, T.P. y Harper, J.C. (Eds.): *Trace Fossils. Geological Journal, Special Issue*, 3: 345-360.
- Ortega G., Brussa, E.D. y Astini, R.A., 1991. Nuevos hallazgos de graptolitos en la Formación Yerba Loca y su implicancia estratigráfica, Precordillera de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 28(1-2): 163-178.
- Osgood, R.G., Jr., 1970. Trace fossils of the Cincinnati area. *Palaeontographica Americana*, 6: 281-444.
- Pemberton, S.G. y Wightman, D.M., 1992. Ichnological characteristics of brackish water deposits: En: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of ichnology to petroleum exploration, a core workshop: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop* 17: 141-167.
- Pickerill, R.K. y Fillion, D., 1983. On the Tremadoc-Arenig and Lower-Upper Tremadoc boundaries in the Bell Island Group, Conception Bay, eastern Newfoundland. *Maritime Sediments and Atlantic Geology*, 19: 21-30.
- Poiré, D.G. y Del Valle, A., 1996. Trazas fósiles en barras submareales de la Formación Balcarce (Cámbrico/Ordovícico), cabo Corrientes, Mar del Plata, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, 4: 89-102. Buenos Aires.
- Poiré, D.G., Del Valle, A. y Regalia, G.M., 1984. Trazas fósiles en cuarcitas de la Formación Sierras Bayas (Precámbrico) y su comparación con las de la Formación Balcarce (Cámbrico-Ordovícico), Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino*, 4: 249-266. Buenos Aires.
- Radwanski, A. y Roniewicz, P., 1972. A long trilobite-trackway *Cruziana semiplicata* Salter, from the Upper Cambrian of the Holy Cross Mts. *Acta Geologica Polonica*, 22: 439-447.
- Ramos, V.A., 1973. Trazas de trilobites de la Formación Campanario (Cámbrico) en la Puna salteña y otros fósiles problemáticos del Paleozoico inferior. *Ameghiniana*, 10(3): 229-234.
- Seilacher, A., 1955. 4. Spuren und Lebensspuren der Trilobiten. En: Schindewolf, O.H. y Seilacher, A. (Eds.), *Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan). Akademie der Wissenschaften und der Literatur zu Mainz, mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen*, 10: 373-399.
- Seilacher, A., 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413-428.
- Seilacher, A. 1970. *Cruziana* stratigraphy of "non-fossiliferous" Palaeozoic sandstones. En: Crimes, T. P. y Harper, J. C. (Eds.): *Trace Fossils. Geological Journal, Special Issue*, 3: 447-476.
- Seilacher, A. 1990. Paleozoic trace fossils. En: Said, R. (Ed.), *The Geology of Egypt*, 649-670. Balkema, Rotterdam.
- Seilacher, A. 1992. An updated *Cruziana* stratigraphy of Gondwanan Paleozoic sandstones. En: Salem, M.J. (Ed.), *The Geology of Libya, 1565-1580*. Elsevier, Amsterdam.
- Seilacher, A., 1994. How valid is *Cruziana* stratigraphy? *Geologische Rundschau*, 83: 752-758.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A., 1996. The Argentine Precordillera: a traveler from the Ouachita embayment of North American Laurentia. *Science*, 273: 752-757.
- Thomas, W.A. y Astini, R.A., 1999. Simple-shear conjugate margins of the Argentine Precordillera and the Ouachita embayment of Laurentia. *Geological Society of America, Bulletin*, 107: 1069-1079.
- Vaccari, 1994. Las faunas de trilobites de las sucesiones carbonáticas del Cámbrico y Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, 271 p. (inédito).
- Yochelson, E.L., 1977. Agmata, a proposed extinct phylum of Early Cambrian age. *Journal of Paleontology*, 51: 437-454.

Recibido: 23 de marzo, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

NOTA BREVE

Primer registro de sedimentitas marinas terciarias aflorantes en las Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina

Silvana R. A. BERTOLINO¹, Daniel G. POIRÉ² y Claudio CARIGNANO³

¹CONICET. Museo de Mineralogía y Geología "Dr. A. Stelzner", Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.

E-mail: silvana@quechua.fis.uncor.edu

²CONICET. Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata, Calle 1, N° 1644, 1900 La Plata. E-mail: poire@cig.museo.unlp.edu.ar

³Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba. E-mail: cioccale@satlink.com

ABSTRACT. First record of Tertiary marine sedimentites in the Sierras Pampeanas of Córdoba, Argentina. A marine origin for a sequence, interbedded with the Tertiary continental sedimentites of the Saguión Formation, along the ESE border of the Salinas Grandes basin, is indicated by sedimentology, lithology and occurrence of ichnites such as *Diplocraterion* and *Teichichnus*. Stratigraphical and palaeogeographical evidence suggests that this marine unit is related to the Paranense ingression (Miocene), thus modifying the former known limits of this ingression in the area.

Key words: Marine sedimentites, Tertiary, Palaeogeography, Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina

Palabras clave: Sedimentitas marinas, Paleogeografía, Sierras Pampeanas, Córdoba, Argentina

Introducción

En el ámbito de la provincia de Córdoba no se habían identificado hasta el presente rocas sedimentarias de indudable origen marino, expuestas en superficie. Este tipo de unidades han sido sólo descritas en subsuelo, en base a datos de perforaciones y comprenderían sucesiones de edades desde paleozoicas a cenozoicas (Stappenbeck 1926; Russo *et al.* 1979, entre otros).

El estudio de las secuencias terciarias aflorantes en el borde oriental y sudoriental de la cuenca de las Salinas Grandes, realizado en el marco del Proyecto PEI N° 0374/97 de CONICET, ha puesto de manifiesto la existencia de facies de origen marino intercaladas con las sedimentitas continentales terciarias de la Formación Saguión (Bertolino *et al.* 1997). Estas facies marinas se encuentran intercaladas en el miembro basal de la mencionada formación y son el motivo de la presente comunicación.

Toda esta secuencia terciaria fue reconocida por Bodembender (1905) y descrita brevemente por Rimann (1926) y Fossa Mancini (1939), quien la denominó informalmente "Serie Policroma de Saguión"; Bain Larrahona (1940) la describió en detalle y definió sus relaciones estratigráficas por primera vez. Pastore y Methol (1953), Methol (1958) y Gordillo y Lencinas (1979) le asignaron una edad terciaria tardía (Mioceno-

Plioceno). Bertolino *et al.* (1997) la definieron formalmente como Formación Saguión, respetando el nombre original de Fossa Mancini (1939). Los estudios sedimentológicos y mineralógicos realizados por Bertolino y Murray (1996) y Bertolino *et al.* (1992 y 1997), sugieren que esta unidad está relacionada con ambientes subácueos salinos, alcalinos.

La Formación Saguión fue reconocida en varias localidades de la provincia de Córdoba (Fig. 1), desde las proximidades de Los Tártagos hasta Los Cadillos hacia el norte. Se relevaron nueve secciones en diversas canteras y afloramientos, ubicados a lo largo del valle estructural del río Copacabana, en la sierra de Sauce Punco, Lomas de Quilino y Lomas del Durazno, en los departamentos de Ischilín y Tulumba.

Estratigrafía y sedimentología

En el área de estudio aflora el basamento plutónico-metamórfico de las Sierras Pampeanas, compuesto por metamorfitas de grano grueso (gneises y migmatitas) precámbricas y rocas graníticas paleozoicas (Gordillo y Lencinas 1979). Sobre estas rocas se apoya en discordancia un conjunto de sedimentitas de edades cretácica, terciaria y cuaternaria. Las rocas cretácicas conforman las sierras de Pajarillo, Copacabana y Maza, y

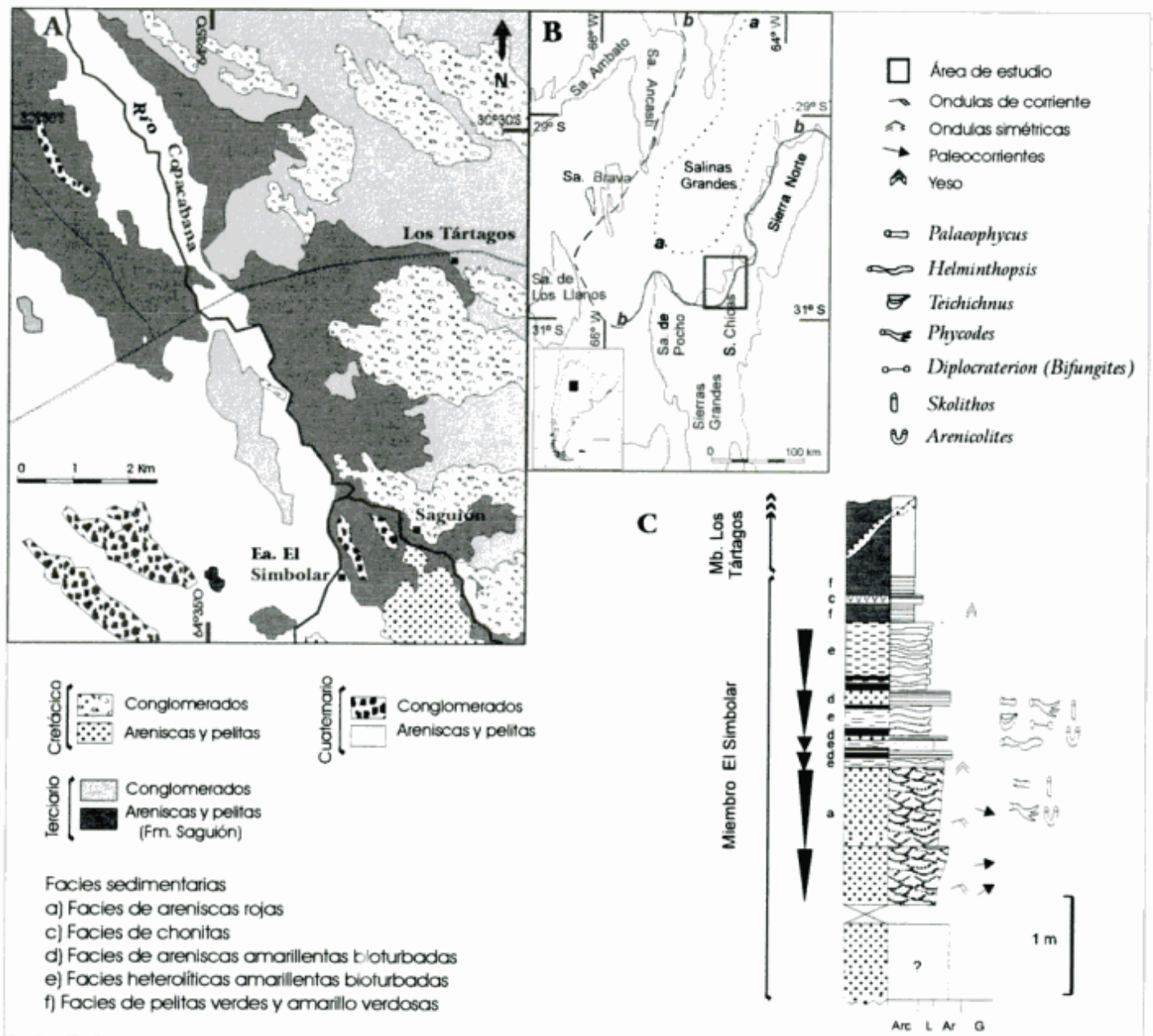


Figura 1: A, Bosquejo geológico; B, mapa de ubicación del área de estudio con límites propuestos para la ingresión paranense por otros autores (a) y en el presente trabajo (b); C, columna estratigráfica generalizada del Miembro El Simbolar.

comprenden una sucesión de facies de abanicos aluviales proximales e intermedios y depósitos de pie de abanicos y barreales (Alvarez *et al.* 1990; Astini *et al.* 1993 y Schmidt *et al.* 1995). El Terciario está representado por dos unidades, una inferior, la Formación Saguión dominada por areniscas y pelitas y otra superior, sin nombre formacional, compuesta por conglomerados medios a finos.

La Formación Saguión se apoya en discordancia sobre conglomerados y areniscas cretácicos y está integrada por dos miembros (Bertolino *et al.* 1997): uno inferior, Miembro El Simbolar de 10 a 15 m de espesor, compuesto por un conjunto varicolor (verde, amarillo verdoso, rosado, gris y rojo) de margas fétidas con es-

tromatolitos, areniscas, pelitas, yeso e intercalaciones de chonitas violáceas y uno superior, Miembro Los Tártagos de 15 a 35 m de espesor, integrado por pelitas de color rojo oscuro y areniscas váquicas rojizas, medianas a gruesas. Ambos miembros registran trazas fósiles, siendo más abundantes y conspicuas en el miembro basal.

El Miembro El Simbolar comienza con (a) facies de areniscas rojizas, seguida de (b) facies de calizas y margas micríticas estromatolíticas verdes, con intercalaciones de (c) facies de chonitas (Bertolino *et al.* 1997). En otros sectores estas sedimentitas pasan lateralmente a (d) facies de areniscas, intercaladas con (e) facies heterolíticas, ambas amarillentas y fuertemente bio-

turbadas, coronadas por (f) facies de pelitas verdes y amarillo verdosas (Fig. 1, C).

Las abundantes trazas fósiles encontradas en este miembro se relacionan a las facies (d) y (e) que se combinan en un arreglo vertical de ciclos de 20 a 50 cm. Comienzan con capas netamente heterolíticas que se enriquecen en arena hacia arriba, culminando con la facies de areniscas bioturbadas, en típicas secuencias de somerización. La asociación de trazas fósiles en ambas facies es muy similar, aunque las capas de areniscas poseen un grado de bioturbación más alto. Las trazas fósiles reconocidas en este miembro se corresponden con los icnogéneros *Arenicolites*, *Diplocraterion* (en su forma *Bifungites*), *Helminthopsis*, *Palaeophycus*, *Phycodes*, *Rhizocorallium*, *Skolithos* y *Teichichnus*, entre otras icnitas no definidas debido al alto índice de bioturbación en algunos sectores.

Discusión y conclusiones

El arreglo de facies en secuencias de somerización asociado al conjunto de trazas fósiles presentes, sugieren una depositación marina para esta sección de la Formación Saguión. Asimismo, la presencia de *Teichichnus* isp. en tamaños de hasta 12 cm de longitud y grandes ejemplares de *Diplocraterion* isp. son una fuerte evidencia de sedimentación litoral marina (cf. MacEachern y Pemberton 1992; Pemberton *et al.* 1992a; entre otros), como así también de costas salobres mixtas, con influencia marina y de agua dulce, como por ejemplo deltas y estuarios (cf. Pemberton *et al.* 1992b; Martín *et al.* 1998).

Otras evidencias del carácter marino del Miembro El Simbolar se encuentran en las facies que lateralmente se correlacionan con estas secuencias de somerización. Estas son: facies (b) de calizas y margas micríticas estromatolíticas, cuyo origen, de acuerdo a la morfología estratiforme de sus estromatolitos, podría estar ligado a litorales marinos de aguas calmas (cf. Walter 1976); algunas capas de la facies (a) de areniscas rojas presentan estructuras entrecruzadas sigmoidales.

Si bien hasta el momento no se han encontrado fósiles que permitan definir su edad, existen evidencias litológicas y paleogeográficas que permiten relacionar la Formación Saguión con la ingresión marina paranense, ocurrida en el Mioceno. Litológicamente, son muy similares a las sedimentitas policromas mixtas (silicoclásticas y carbonatadas) descritas en la Formación Paraná de Entre Ríos (Frenguelli 1920), en la Formación San José y el miembro inferior de la Formación Río Salí de Tucumán (Gavriloff y Bossi 1992) y en la Formación Yecua en el Subandino de Bolivia, observada por uno de los autores (DGP). En cuanto a la paleogeografía, son varios los autores (von Ihering 1927; Windhausen 1931; Ramos y Alonso 1995) que han propuesto la presencia de depósitos miocenos

del paranense en la cuenca de las Salinas Grandes, aunque ninguno encontró evidencias en superficie que lo demostrara. El carácter litoral marino del Miembro El Simbolar confirmaría que dicha ingresión no sólo ocupó la cuenca saliniana, sino que habría alcanzado el borde mismo de las Sierras Pampeanas en este sector (Fig. 1, B).

Estos depósitos transgresivos se continúan en sucesión normal con los depósitos continentales de lagos salinos, alcalinos del Miembro Los Tártagos, que se habrían formado por un cierre de la cuenca. Sucesiones de este tipo han sido también descritas en el Mioceno de otras regiones del país (Perez *et al.* 1993; Ramos y Alonso 1995). El cierre de la cuenca y la consecuente formación de cuerpos de agua salobre aislados (que se comportaron como lagos salinos, alcalinos) puede haber sido provocado por un evento diastrófico vinculado al ciclo ándico, que quedó registrado especialmente en las facies marinas de toda el área, pues están disturbadas tectónicamente y presentan pliegues de gran radio.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alvarez, L., Fernández Seveso, F., Pérez, M. y Bolatti, N., 1990. Estratigrafía de la Cuenca Saliniana. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 145-148.
- Astini, R.A., Pezzi, L.I. y Massei, G.A., 1993. Paleogeografía y paleoambientes del Cretácico de la sierra de Pajarillo-Copacabana-Maza, noroeste de Córdoba. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 1: 170-176, Buenos Aires.
- Bahin Larrahona, H.G., 1940. Estudios geológicos en la provincia de Córdoba. Boletín Y.P.F. 192: 13-53. Buenos Aires.
- Bertolino, S.R., Murray, H.H. y Cornaglia, J., 1992. Characterization of clay deposits from Córdoba Province (Central Argentina). 29th Annual Meeting, Clay Minerals Society. Agronomy Abstracts: p. 365. Minneapolis.
- Bertolino, S.R. y Murray, H.H., 1996. Clasificación mineralógica y genética de los depósitos de arcilla de la provincia de Córdoba, Argentina. Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología, 1° Simposio de Arcillas: 311-316. Bahía Blanca.
- Bertolino, S.R., Poire, D.G., Carignano, C.A. y Dargám, R.M., 1997. Paleoambientes sedimentarios de los depósitos de arcilla de Los Tártagos-El Simbolar, provincia de Córdoba, Argentina. Memorias 11° Congreso Latinoamericano de Sedimentología, Sociedad Venezolana de Geología, 1: 73-80, Pórlamar.
- Bodenbender, G., 1905. La Sierra de Córdoba. Constitución geológica y productos minerales de aplicación. Anales del Ministerio de Agricultura de la Nación, 1(2): 1-150.
- Fossa Mancini, E., 1939. Resultados de los estudios geológicos efectuados por YPF, en la provincia de Córdoba. (inédito).
- Frenguelli, J., 1920. Contribución al conocimiento de la geología de Entre Ríos. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 24: 55-256. Córdoba.
- Gavriloff, I.J. y Bossi, G.E., 1992. Revisión general, análisis facial, correlación y edad de las Formaciones San José y Río Salí (Mioceno medio), Provincias de Catamarca, Tucumán y Salta, República Argentina. Acta Geológica Lilloana, 17: 2.
- Gordillo, C.E. y Lencinas, A., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: 21° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 577-650. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- MacEachern, J.A. y Pemberton, S.G., 1992. Ichnological aspects

- of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western interior seaway of North America. En: Pemberton, S.G. (Ed.): *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*, pp. 57-84. SEPM Society for Sedimentary Geology, Core Workshop 17. Tulsa.
- Martin, A.J., Buatois, L.A. y Mángano, M.G., 1998. A tale of two estuaries: an ichnological comparison of Early and Late Paleozoic estuarine sequences, U.S.A. 15th International Sedimentological Congress, Abstracts: 534, Alicante.
- Methol, E., 1958. Descripción geológica de la Hoja 18i Deán Funes, Tulumba (Córdoba) Dirección Nacional de Minería, Boletín, 88, 71 p. Buenos Aires.
- Pastore, F. y E. Methol, 1953. Descripción geológica de la Hoja 19i Capilla del Monte (Córdoba). Dirección Nacional de Minería, Boletín, 79, 71 p. Buenos Aires.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Ranger M.J. y MacEachern, J.A., 1992a. The conceptual framework of ichnology. En: Pemberton, S.G. (Ed.): *Applications of Ichnology to petroleum Exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop 17: 1-32. Tulsa.
- Pemberton, S.G., Van Wagoner J.C. y Wach, G.D., 1992b. Ichnofacies of wave-dominated shoreline. En: Pemberton, S.G. (Ed.): *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*, pp. 339-382. SEPM Society for Sedimentary Geology, Core Workshop 17. Tulsa.
- Pérez, D.J., Ottone, G. y Ramos, V.A., 1993. La ingresión marina miocena en la Provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. Actas 18° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1: 385-398. Mendoza.
- Ramos, V.A. y Alonso, R.N., 1995. El mar paranense en la Provincia de Jujuy. *Revista Instituto de Geología y Minería*, 10: 73-82. San Salvador de Jujuy.
- Rimann, E., 1926. Estudio geológico de la Sierra Chica entre Ongamira y Dolores. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 23: 9-198. Córdoba.
- Russo, A., Ferello, R. y Chebli, G., 1979. Llanura Chaco Pampeana. En: 21° Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 139-183. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Schmidt, C.J., Astini, R.A., Costa, C.H., Gardini, C.E. y Kraemer, P.E., 1995. Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina. En: Tankard, A.J. (Ed.): *Petroleum basins of South America*. American Association Petroleum Geologists, Memoir 62: 341-358.
- Stappenbeck, R., 1926. *Geologie und Grundwasserkunde der Pampa*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 512 p. Stuttgart.
- von Ihering, H., 1927. *Die Geschichte des Atlantischen Ozeans*. Ed. Fisher, 237 p. Jena.
- Walter, M.R., 1976. *Stromatolites*. Elsevier, 720 p, Amsterdam.
- Windhausen, A., 1931. *Geología Argentina. Geología Histórica y Regional del territorio argentino*. J. Peuser, 2: 645 p. Buenos Aires.

Recibido: 16 de abril, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

NOTA BREVE

El pórfiro cuprífero Taca-Taca Alto, provincia de Salta: nuevos aportes al conocimiento del yacimiento

Nora RUBINSTEIN¹, Susana SEGAL² y Eduardo ZAPPETTINI²

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina. E-mail: nora@gl.fcen.uba.ar

²Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Av. Julio A. Roca 651, 1322 Buenos Aires, Argentina. E-mail: ssegal@secind.mecon.gov.ar; E-mail: ezappe@secind.mecon.gov.ar

ABSTRACT. *Taca-Taca Alto porphyry copper deposit, province of Salta: contributions to its knowledge.* The Taca-Taca Alto porphyry copper deposit is located in western Puna, Salta Province, and is genetically related to an Oligocene volcanic sequence. Based on alteration-mineralization studies, three stages were recognized: 1. potassic alteration with magnetic-pyrrhotite-pyrite-chalcopyrite-bornite-sphalerite and propylitic alteration with pyrite; 2. phyllic alteration with pyrite-molybdenite; 3. supergenic alteration mainly with limonite, jarosite, sericite, cuprite, alunite, digenite and covellite. In the area K/Ar dating shows that the volcanic sequence was emplaced during the Eocene-Oligocene and that hydrothermal alteration took place between 33.6 ± 0.5 and 30.5 ± 0.5 Ma. Therefore, it is possible to correlate the Taca-Taca Alto deposit with the Paleogene porphyry copper mineralization belt in Chile, suggesting a widening of the magmatic arc during the Oligocene at this latitude.

Key words: *Porphyry copper deposit, Salta, Argentina*

Palabras clave: *Pórfiro cuprífero, Salta, Argentina*

Introducción

El objetivo del presente trabajo es dar a conocer los avances realizados respecto de la metalogénesis del pórfiro cuprífero Taca Taca Alto, ubicado en la Puna occidental, al oeste del salar homónimo, en el Departamento Los Andes, provincia de Salta, 24°06' de latitud sur y 67°07' de longitud oeste.

Los trabajos de exploración en el área fueron iniciados en la década del 70 por la Dirección General de Fabricaciones (Daroca 1975) y los resultados alcanzados fueron sintetizados posteriormente por Méndez *et al.* (1979) y por Angelelli (1984). Los estudios realizados por la Dirección General de Fabricaciones Militares indicaron reservas de 19 millones de toneladas con leyes de 0,29% de Cu y 0,08% de Mo (Daroca 1975). Entre 1994 y 1995 la empresa Gencor obtuvo tenores de 0,36 g/t Au.

En el pórfiro cuprífero Taca-Taca Bajo, ubicado a aproximadamente 4 km al sudeste del de Taca-Taca Alto, la empresa Corriente Argentina Inc. determinó en 1996 un promedio de 1,2% de Cu por debajo del encape lixiviado y en 1998 la empresa BHP midió reservas por 350 millones de toneladas al 0,6% de Cu (Sureda 1997).

Geología

El área de Taca Taca Alto (Fig. 1) está constituida por un complejo de rocas intrusivas (granitos, pórfiros

tonalítico-granodioríticos, pórfiros graníticos y pórfiros riódacíticos) asignado al Complejo Plutónico Llu-laillaco de edad permotriásica (Zappettini y Blasco 1998). En el área del yacimiento, estos autores obtuvieron en pórfiros riódacíticos una edad K/Ar sobre roca total de 257 ± 18 Ma. Este complejo intruye rocas granodioríticas eopaleozoicas asignadas a la Formación Taca Taca y datadas por el Laboratorio de Geocronología del Servicio Geológico de Canadá, por el método U/Pb, en 476 ± 7 Ma. El conjunto es, a su vez, intruido por cuerpos y diques volcánicos y subvolcánicos paleógenos de composición dacítica y riódacítica correspondientes al Complejo Volcánico Santa Inés, a los que se asocian brechas intrusivas e hidrotermales (Zappettini *et al.* 1997), conjunto con el que se vincula genéticamente la mineralización. Los cuerpos dacíticos contienen fenocristales de andesina sódica, cuarzo, biotita y anfíbol en una pasta fina constituida por cuarzo, plagioclasa y muy escasos minerales máficos; los diques riódacíticos se diferencian de las dacitas por presentar feldespatos alcalinos en la pasta. El magmatismo del área culmina con efusiones de lavas andesíticas neógenas a cuaternarias y una cobertura de sedimentos aluviales y coluviales.

El depósito

La mineralización hipogénica está constituida por pi-

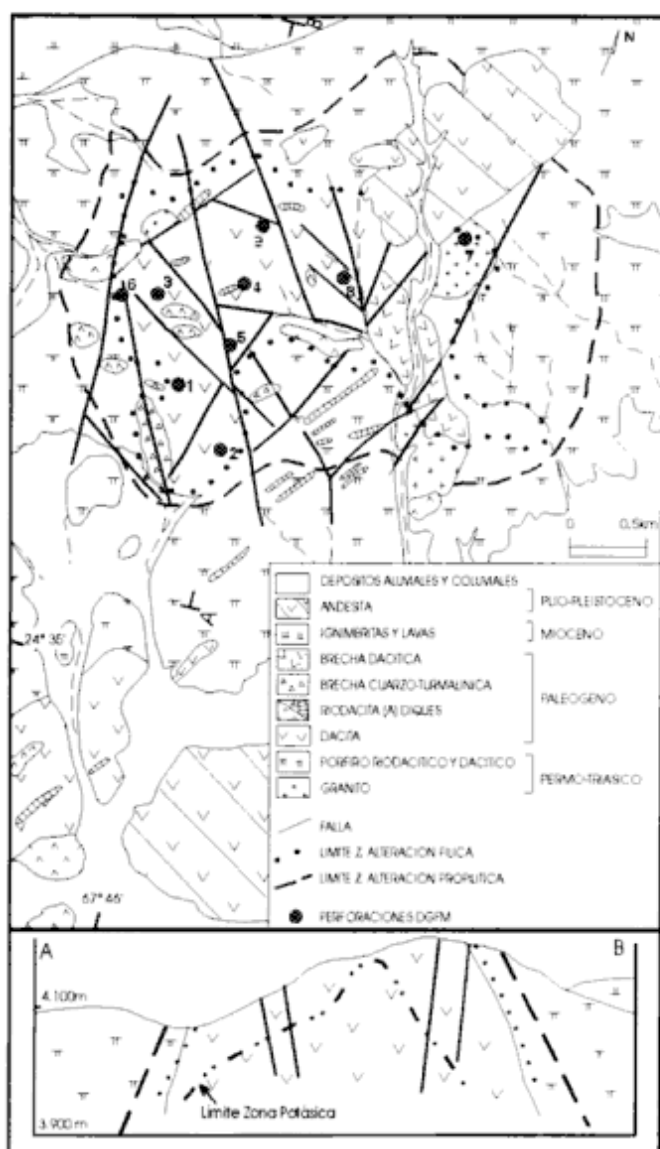


Figura 1: Geología del área de estudio.

rita, calcopirita, magnetita, pirrotina, esfalerita, bornita y molibdenita y se presenta en *stockwork* y disseminada. El halo de alteración hidrotermal tiene una distribución irregular e intensidad variable (Daroca 1975) y se desarrolla tanto en las volcanitas terciarias como en las volcanitas y granitos permo-triásicos (Fig. 1). El área del depósito se destaca por una definida anomalía de color vinculada a una intensa alteración filica y a la presencia de limonitas que otorgan tonos ocres amarillentos y rojizos. Los estudios de polarización inducida indican una zona anómala de 1,5 km de largo en dirección NE-SO por 1 km de ancho medio (Daroca 1975).

En el área se reconoció alteración filica, propilítica y silicificación. Estudios petrográficos realizados sobre muestras de superficie (Rubinstein 1997) permitieron determinar la existencia de cuatro tipos de alteración: potásica, filica, argílica avanzada y propilítica. Tam-

bién se detectaron en el área procesos de silicificación y escasa turmanilización.

La alteración potásica se desarrolla en forma débil a moderada, y se caracteriza por la asociación biotita-feldespatos potásico, por lo general acompañada de silicificación. La alteración propilítica es la más difundida en la zona; la clorita es el mineral más abundante de la asociación de la que también participan en proporciones variables epidoto, sericita, arcillas, carbonatos, titanita, tremolita-actinolita y albita. La alteración filica es moderada a intensa y está caracterizada por la asociación cuarzo-sericita a la que acompañan arcillas pulverulentas; se observa textura saagenítica y abundantes cristales de rutilo. La presencia de rocas con relictos de alteración potásica y propilítica dentro de la zona afectada por alteración filica sugiere que esta última es temporalmente posterior a aquellas. Se reconocen brechas hidrotermales cuarzo-turmalínicas (Fig. 1) constituidas por clastos de cuarzo hidrotermal cementados por agregados de pequeños cristales de turmalina con escasa sericita y minerales opacos. En dos muestras se identificó una asociación de pirofilita-arcillas pulverulentas-alunita-(diásporo-zunyita) que indica la presencia de una alteración argílica avanzada. En muestras en las que predomina la silicificación se reconocen dos generaciones de cuarzo, una constituida por agregados de cuarzo grueso y otra posterior de grano fino que cementa a la primera.

El estudio de muestras de testigos indica que las perforaciones 3, 4, 5 y 8 (Fig. 1) se encuentran en el límite entre la zona potásica y filica. Existen algunas diferencias entre las muestras de subsuperficie y las de superficie. La alteración potásica, reconocida al menos entre las cotas de 4183 m y 3999 m, alcanza a ser intensa y está dada por la asociación feldespatos potásico-clorita a la que acompaña apatita secundaria; el feldespatos presenta además una argilización temprana. La alteración filica, en ocasiones acompañada de escasa argilización, es moderada a intensa y está dada por la asociación sericita-cuarzo-rutilo-(turmalina-arcillas) a la que se asocia apatita secundaria. La sericitización es algo más intensa en las muestras más superficiales lo que sugiere que, al menos en parte, podría ser supergénica.

Los procesos de oxidación fueron intensos en superficie y en los primeros 50 metros de los sondeos, con presencia de limonitas, jarosita (con natrojarosita) y arcillas como principales productos. Se encuentra, ocasionalmente, alunita secundaria en venillas de hasta 2 cm de espesor (Romani 1998, comunicación personal) y disseminada junto con arcillas supergénicas. Hay escasas venas de carbonato que atraviesan rocas con alteración argílica avanzada y también carbonato asociado a limonitas, indicando un origen supergénico. Se observa en superficie esporádica turquesa, malaquita y crisocola.

En el área de mineralización disseminada se define una zona superficial lixiviada y oxidada de hasta 60 m de potencia, una zona intermedia de enriqueci-

miento secundario que alcanza hasta 50 m y, por debajo, mineralización primaria. Los minerales de mena están esencialmente diseminados, con predominio de minerales de cobre y molibdeno. Los principales minerales primarios son pirita, calcopirita, magnetita, pirrotina, esfalerita, bornita y molibdenita. Los minerales de oxidación son hematita, cuprita y limonitas y de enriquecimiento secundario digenita y covelina.

La pirita es el sulfuro predominante de la asociación y se presenta como granos diseminados anhedrales y subhedrales con un tamaño variable entre 40 y 250 micrones. La calcopirita es el mineral predominante de cobre y se observa como pequeños granos anhedrales dispuestos intersticialmente en pirita o como relleno de fisuras en la misma. La molibdenita es un componente menor y se encuentra diseminada, como laminillas subparalelas intercrecidas con los minerales de ganga. Las escasas escamas de covelina y la digenita enriquecen algunos bordes de los granos de calcopirita. La bornita se encuentra en forma de granos subhedrales discretos, exsuelta en calcopirita y como finas lamelas de reemplazo en esta última.

Si se correlacionan las zonas de alteración hidrotermal con las de mineralización se observa que: 1, la alteración potásica está acompañada por pirita-calcopirita-bornita-esfalerita-pirrotina-magnetita; 2, la alteración propilítica sólo presenta pirita; 3, la alteración filica está caracterizada por la asociación pirita-molibdenita.

Consideraciones finales

En base a los estudios realizados en el depósito se pueden reconocer tres etapas de alteración-mineralización. Una etapa temprana, representada por alteración potásica con una asociación de magnetita-pirrotina-pirita-calcopirita-bornita-esfalerita y alteración propilítica acompañada de pirita en los sectores periféricos a la alteración potásica. La presencia de clorita en la asociación potásica sugiere que se estaría en la parte profunda de este tipo de depósitos (Lowell y Gilbert 1970). Posteriormente se sucede una etapa de alteración filica de intensidad variable, con la paragénesis pirita-molibdenita, que alcanza en sectores elevada αH^+ produciendo localmente una alteración argílica avanzada, con la cual culminaría el proceso hidrotermal. La última etapa corresponde a procesos supergénicos representados por limonitas, goethita, cuprita, sericita, jarosita (natrojarosita), alunita, arcillas, carbonato y escasas turquesa, malaquita y crisocola como minerales de oxidación y digenita y covelina como minerales de enriquecimiento supergénico.

El Complejo Volcánico Santa Inés, con el que se vincula la mineralización, fue asignado al Paleógeno, considerando dataciones isotópicas del mismo (42 ± 1 Ma)

y la edad máxima del complejo volcánico-sedimentario sobreyacente (27 ± 1 Ma -Zappettini *et al.* 1997-). Por otra parte, dataciones K/Ar sobre minerales hidrotermales (sericita y biotita) en Taca Taca Bajo, arrojaron edades de $33,6 \pm 0,5$ Ma y $30,5 \pm 0,5$ Ma respectivamente (Romani 1998, comunicación personal), lo que permite establecer la presencia de un evento de mineralización en el Oligoceno.

Cabe destacar la importancia del evento metalogénico definido, ya que puede ser correlacionado con la faja de pórfiros de cobre de edad paleógena de Chile (yacimientos La Escondida con edades entre $33,7 \pm 1,3$ y $31,0 \pm 1,4$ Ma, Alpers y Brimhall 1988). En este contexto se sugiere el ensanchamiento del arco magmático a esta latitud, tal como fue propuesto para el Mioceno superior a los 27° (Sasso y Clark 1997).

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a Rómulo R. Romani por los datos inéditos aportados y a los referatos M.K. de Brodtkorb y W. Vivallo por la lectura crítica del texto. Este trabajo se llevó a cabo en el marco del Convenio Específico entre el Instituto de Geología y Recursos Minerales - SEGEMAR y la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA (10-2-98) y del Proyecto Multinacional Andino (PMA-MAP).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alpers, Ch.N. y Brimhall, G.H., 1988. Middle Miocene climatic change in the Atacama Desert, northern Chile: Evidence from supergene mineralization at La Escondida. *Geological Society of America, Bulletin*, 100: 1640-1656.
- Angelelli, V., 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina, Volumen 1. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, 391 p., La Plata.
- Daroca, J., 1975. Área de Reserva N°19, zona Taca-Taca, provincia de Salta. Informe Final, Dirección General de Fabricaciones Militares, 90p. Subsecretaría de Minería de la Nación (Inédito).
- Lowell, J.D. y Gilbert, J.M., 1970. Lateral and vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65 (1): 373-407.
- Méndez, V., Turner, J.C.M., Navarini, A., Amengual, R., y Viera, O., 1979. Geología de la Región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, 118p. Subsecretaría de Minería de la Nación (Inédito).
- Rubinstein, N., 1997. Estudio de las alteraciones hidrotermales de la zona de Taca-Taca, provincia de Salta, Argentina. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1139-1143. Antofagasta.
- Sasso, A.M. y Clark A.H., 1997. Magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *Society of Economic Geologist Newsletter*, 34: 8-18. Littleton.

- Sureda, S., 1997. Actualidad minera de la República Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Geólogos Economistas, 11: 46-83. Buenos Aires.
- Zappettini, E. y Blasco, G., 1998. Hoja Geológica 2569-II, So-compa, provincia de Salta, República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Argentina, 65 p. Buenos Aires.

- Zappettini, E., Blasco, G. y Godeas, M., 1997. El volcanismo paleógeno de la Puna Occidental, República Argentina. Actas 8° Congreso Geológico Chileno, 1: 291-295. Antofagasta.

Recibido: 7 de mayo, 1999

Aceptado: 12 de noviembre, 1999

NOTA BREVE

Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico Superior en la Cuenca del Colorado, sureste de La Pampa

Silvio CASADÍO¹, Teresa MANERA², Ana PARRAS¹, Claudia MONTALVO¹ y Gastón CORNACHIONE¹

¹Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Uruguay 151, 6300 Santa Rosa. E-mail: scasadio@cpenet.com.ar; aparras@cpenet.com.ar; overlord@epsarg.com

²Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina
E-mail: tmanera@criba.edu.ar

ABSTRACT. First record at the surface of continental Upper Cretaceous deposits in the Colorado Basin, southeast of La Pampa. Outcrops of continental Cretaceous deposits on the western edge of the Colorado Basin, south-east of La Pampa Province, are described. The outcrops are small and restricted to two localities. However, from information obtained from them and from the subsurface, it is possible to establish that the Cretaceous deposits lie in a graben, which is bounded by north-west - south-east normal faults, and which wedge out to the north-east. The sedimentary rocks rest on crystalline basement, but the contact is not visible at the surface. Only the upper part of the section, which consists of 3 m of medium to conglomeratic sandstones and conglomerates in coarsening-up sequence is exposed suggests active tectonism in the graben. The facies association represents mid to distal alluvial fan environment. The sedimentary rocks studied here are assigned to the Colorado Formation and, because of the presence of eggshells and crushed eggs tentatively recognized as sauropods, a Campanian-Maastrichtian age is suggested.

Key words: Continental sedimentites. Upper Cretaceous, Colorado Basin, Argentina

Palabras clave: Sedimentitas continentales, Cretácico superior, Cuenca del Colorado, Argentina

Introducción

El área de la plataforma continental argentina corresponde a un margen pasivo de placa inferior, cuyo rasgo tectónico más destacado es el predominio de estructuras paralelas a las zonas de suturas proterozoicas (Ramos 1996), una de estas estructuras corresponde a la cuenca del Colorado (Fig. 1). Esta cuenca ha sido interpretada como aulacogénica (de Wit 1977; Urien y Zambrano 1996) o de rift (Juan *et al.* 1996; Fryklund *et al.* 1996) y su origen ha sido tratado por Rolleri (1975), Yrigoyen (1975), Lesta *et al.* (1980) y Zambrano (1980). Tres cuartos de la superficie que constituye la cuenca se hallan costa afuera, donde se registran tres depocentros alineados en dirección este-oeste, en los cuales la sedimentación se extendió a través del Cretácico y el Cenozoico, hallándose los mayores espesores próximos al margen oriental (más de 2.000 m en el pozo Cruz del Sur x-1). La cuenca está limitada al sur y suroeste por la elevación de Rawson, una prolongación del macizo Norpatagónico y al noroeste por las Sierras Australes, por otra parte el límite occidental se torna difícil de trazar debido a que se halla cubierto por una delgada sucesión sedimentaria cenozoica (Yrigoyen 1975). La evolución de la cuen-

ca del Colorado está vinculada con una etapa de rift y posterior ruptura de la corteza continental. Estos eventos controlaron el desarrollo de tres grandes secuencias tectónicas en la cuenca, las que corresponden a etapas de pre, sin y postrift. Se estima que la etapa de sinrift en la cuenca del Colorado comenzó durante el Jurásico Tardío - Cretácico Temprano (Lesta *et al.* 1980). La característica estructural predominante corresponde a la deformación producida durante esta etapa, en la cual se originaron una serie de fallas extensionales con inclinación hacia el noreste y suroeste, con una orientación regional noroeste - sureste. La información de subsuelo sugiere que la secuencia cretácica pasa en forma transicional de un ambiente continental a uno netamente marino durante el Maastrichtiano. La sedimentación terciaria corresponde a una secuencia progradacional mayor, que supera los límites de la cuenca y muestra un equilibrio entre la subsidencia regional, las fluctuaciones del nivel del mar y el aporte sedimentario proveniente principalmente del oeste (Juan *et al.* 1996). Debido a que los depósitos cenozoicos cubren los límites de la sedimentación cretácica, existía opinión generalizada sobre la inexistencia de afloramientos de sedimentitas cretácicas en el área (Zambrano 1980). El objetivo de esta nota es dar a

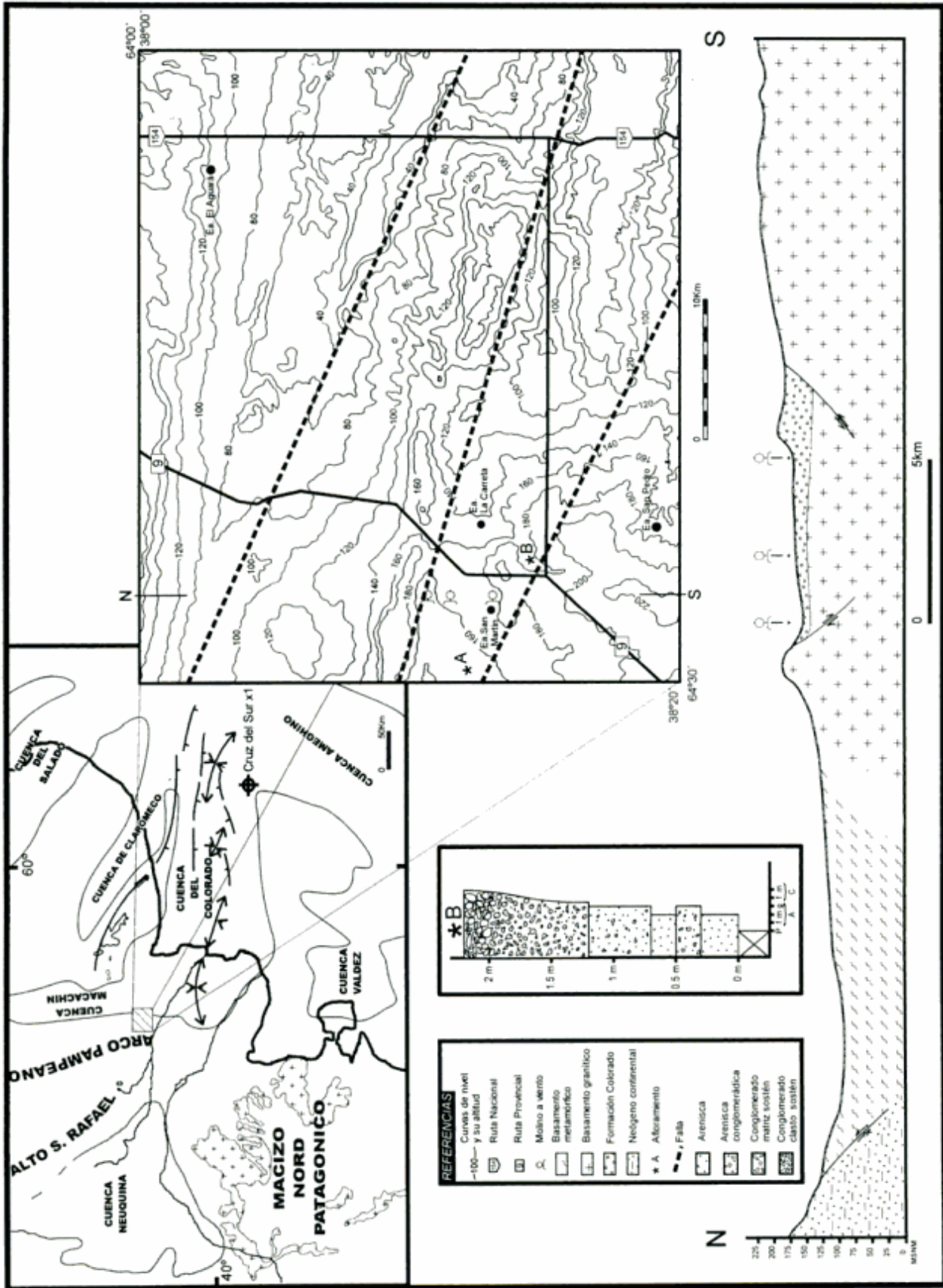


Figura 1.- Mapa de ubicación modificado de Urien y Zambrano (1996), perfil sedimentológico en la localidad B y perfil geológico indicando las relaciones geológicas de las sedimentitas cretácicas.

conocer el hallazgo de los primeros afloramientos de sedimentitas continentales del Cretácico Superior, asignadas a la Formación Colorado (Kaasschieter 1965), en el departamento Hucal, sureste de la provincia de La Pampa, que permiten delimitar con mayor precisión el margen occidental de la cuenca, como así también comentar el hallazgo de huevos de dinosaurios y determinar el paleoambiente de depositación de las sedimentitas portadoras.

Ubicación de los afloramientos y marco estructural

Los afloramientos con sedimentitas cretácicas son pequeños, aislados y se hallan restringidos a dos localidades (Fig. 1). La localidad A ubicada a los 38° 12' 03" lat. S y 64° 29' 36" long. O, presenta areniscas rojas en partes conglomerádicas, intercaladas con niveles pelíticos. Las exposiciones se hallan en una cárcava que finaliza en un tajamar, de este lugar proceden la mayoría de los restos de huevos de dinosaurios, el espesor medido no supera los 2 m. La posición de la localidad B es 38° 14' 16" lat. S y 64° 24' 09" long. O y en ella se reconocen aproximadamente 3 m de areniscas gruesas y conglomerados polimícticos. Estos afloramientos se encuentran en un área con cobertura de sedimentos recientes y vegetación que dificulta su estudio, ésta habría sido la razón por la que no fueron reconocidos en trabajos previos (Linares *et al.* 1980; Buteler 1985). No obstante lo exiguo de los afloramientos, la información obtenida de ellos, sumada a los datos de subsuelo procedentes de pozos para la producción de agua, a la topografía y a numerosos asomos del basamento, ha permitido establecer las características paleoambientales, la edad y el marco tectónico de las sedimentitas estudiadas.

Los depósitos cretácicos se hallan en un graben limitado por fallas normales de rumbo noroeste - sureste que se acuña hacia el noroeste (Fig. 1), mientras que en dirección sureste se ensancha formando, al este de la ruta nacional 154, el valle de la laguna La Blanca Grande. En el sector estudiado las sedimentitas cretácicas se apoyan sobre el basamento cristalino, aunque el contacto no es visible en superficie. El basamento, mayoritariamente, está constituido por gneises graníticos del Paleozoico Superior (Tickyj *et al.* 1997), aunque 3.600 m al oeste y 5.000 m al suroeste de la localidad A afloran esquistos y filitas asignadas al Precámbrico (Espejo y Silva Nieto 1996). El espesor estimado para las sedimentitas cretácicas en el área estudiada es de aproximadamente 30 m, como lo sugiere el pozo de la Estancia San Martín donde se tocó basamento a los 150 m s.n.m. El alto estructural que limita al graben por el norte, continúa hacia el este constituyendo la divisoria de aguas entre la laguna La Blanca Grande y la salina Colorada Grande y actúa co-

mo límite suroeste de la cuenca de Macachín. Una perforación realizada en la salina alcanzó 510 m de profundidad sin llegar al basamento, atravesando más de 100 m de sedimentitas asignadas al Cretácico Superior (Salso 1966).

Sedimentología

El perfil de la localidad B (Fig. 1), está constituido por 2,20 m de areniscas medias a conglomerádicas y conglomerados, en arreglo granocreciente. En esta localidad fue posible distinguir 2 facies. Siguiendo la nomenclatura de Miall (1978) se reconoce la facies Gm, correspondiente a ortoconglomerados polimícticos, según las clasificaciones propuestas por Pettijohn (1957) y Teruggi (1982), son granocrecientes, llegando a ser clasto soportados en el último tramo del perfil. La matriz es arena media a gruesa de color rojo oscuro. Los clastos de esta facies son predominantemente de granito (48%) y filitas (38%). El 42% de los clastos son subredondeados, seguidos por un 36% de subangulosos. El tamaño medio oscila entre 1,86 y 8,93 cm, presentando una distribución bimodal, con modas en las clases de 2 a 4 y de 4 a 6 cm y media igual a 4,93 cm.

El estudio de la forma de los clastos ha brindado un valor de relación de geomericidad de 0,61, siendo la misma del tipo OELP (oblados, ecuanes, laminares, prolados). Casi la mitad de los clastos (46%) son oblados, siendo la suma de oblados más laminares de un 62 %, indicando que hay un gran predominio de clastos que por su geomericidad son susceptibles al transporte suspensivo. Los valores de esfericidad de intercepción oscilan entre 0,51 y 0,97, con media igual a 0,68 y los de esfericidad de proyección entre 0,44 y 0,91, con media igual a 0,64. La platitud, por su parte varía entre 1,08 y 3,46, con media 2,11. Por último la ecuanticidad varía entre 0,49 y 0,96, con media igual a 0,66.

Integrando los datos de redondez y ecuanticidad y aplicándolos en el diagrama de clases de esfericidad verdadera, propuesto por Spalletti (1984), se obtiene que la mayor parte de los individuos corresponden a las clases no esférica y subesférica.

Se interpreta que esta facies se habría depositado mediante un proceso primario fluido-gravitacional, generado por colapso de coluvio en la cuenca alimentadora, como resultado de corrientes rápidas de alta energía, del tipo mantos de crecida. El tipo de transporte predominante fue de carga de lecho, aunque la forma de los clastos indica que pudo haber existido transporte por suspensión gradada.

La facies SGm, corresponde a areniscas medias a conglomerádicas macizas, dispuestas en capas alternantes tabulares a lentiformes, de entre 10 y 30 cm de espesor. Presentan fenoclastos esporádicos a muy frecuentes de hasta 1 cm de diámetro, de composición

similar a los de la facies Gm, pero con mayor participación de clastos de cuarzo. La misma se ubica en la base del perfil.

Se interpreta para esta facies la existencia de corrientes tractivas, con cambios bruscos y marcados en la velocidad y profundidad del flujo, que permitió la deposición de capas alternantes de areniscas medias y conglomerádicas. Esta facies también está presente en la localidad A, donde son frecuentes los fragmentos de huevos de dinosaurios, coprolitos y tallos silicificados. En la localidad B se han coleccionado estos elementos en la base del perfil, en niveles que se hallan cubiertos por sedimentos actuales.

La asociación de facies de conglomerados finos a medios y areniscas medias a conglomerádicas, permite inferir que la sedimentación estuvo dominada por procesos de transporte tractivos. La alternancia de estas facies, en capas gruesas y discontinuas, indican condiciones de sedimentación rápida y arrítmica en un ambiente de alta energía que sumado al tamaño (guija a guijarro) y la redondez (subredondeados a subangulosos) de los clastos, sugiere un ambiente de abanico aluvial medio a distal.

Paleontología

En la localidad A se coleccionaron numerosas cáscaras y medio huevo de dinosaurio. En la localidad B, 400 metros al sur del afloramiento y diseminadas en la superficie se hallaron cáscaras de huevo y escasos fragmentos de ramas y coprolitos, en todos los casos se observa una intensa silicificación. El huevo, si bien está incompleto, permite inferir una forma esférica, con un diámetro de 18 cm (Fig. 2). Su cáscara presenta un es-

pesor de 4 milímetros y muestra la misma morfología que la de la mayoría de los fragmentos. Estos se caracterizan por ser gruesos, con un espesor que oscila entre 2,4 y 7,9 milímetros, siendo el espesor más frecuente de 5 milímetros. Externamente están ornamentadas por pequeños mamelones romos. La forma y dimensiones del huevo, como así también la ornamentación y el espesor de las cáscaras son similares a los descritos por Mones (1980), Powell (1987, 1992), Faccio (1994) y Manera de Bianco (1996), para localidades de Uruguay y Patagonia septentrional. Dichos huevos proceden de sedimentitas de edad Campaniano-Maastrichtiano y han sido asignados a Titanosauridae (Saurischia, Sauropoda).

Conclusiones

Las sedimentitas estudiadas se asignan a la Formación Colorado y en base a la presencia de huevos tentativamente asignados a saurópodos similares a los hallados en Patagonia y Uruguay, se establece para la sucesión analizada una edad Cretácico Tardío (Campaniano - Maastrichtiano). Por otra parte, estos afloramientos permiten delimitar con mayor precisión el margen occidental de la cuenca del Colorado, el que se extendería hasta el límite entre los departamentos Lihuel Calel y Hucal, provincia de La Pampa (aproximadamente 64° 30' long. O).

Los depósitos cretácicos se hallan en un graben limitado por fallas normales de rumbo noroeste - sureste que se acuña hacia el noroeste, con leve pendiente hacia el sureste. La presencia de depósitos fluviales gruesos, granocrecientes, generados por crecientes no encauzadas, en el techo de la sucesión estudiada, su-



Figura 2: a, Medio huevo (GHUNLPam 19136 (Cátedra Geología Histórica, Universidad nacional de La Pampa) asignado a Sauropoda, X 0,5; b, Detalle de la superficie de la cáscara X 2; c, Detalle de la cáscara en corte transversal X 2.

geriría un tectonismo activo del borde del graben durante el Cretácico Tardío.

Agradecimientos

Deseamos expresar nuestro reconocimiento a N. Pérez y C. Pérez por su colaboración, sin la cual este trabajo no habría sido posible. A H. Tickyj por la lectura crítica de la primera versión del manuscrito y a los árbitros por sus comentarios.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Buteler, H., 1985. Estudio hidrogeológico hoja Cuchillo Co. Pampa Geológica, Publicación Especial, pp. 26-44. Santa Rosa.
- de Wit, M. J., 1977. The evolution of the Scotia arc as a key of the reconstruction of Southern Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37(1-3): 53-82. Amsterdam.
- Espejo, P. M. y Silva Nieto, D. G., 1996. Hoja Geológica 3966-II, Puelches, provincias de La Pampa y Río Negro. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín, 216, 35 p. Buenos Aires.
- Faccio, G., 1994. Dinosaurian eggs from the upper Cretaceous of Uruguay. En: Carpenter, K., Hirsch, K. y Horner, J. (Eds.): *Dinosaur Eggs and Babies*, Cambridge University Press, pp. 47-55. Cambridge.
- Frykund, B., Marshall, A. y Stevens, J., 1996. Cuenca del Colorado. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 8: 135-158. Buenos Aires.
- Juan, R. del C., Jager, J. de, Russell, J. y Gebhard, I., 1996. Flanco norte de la cuenca del Colorado. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 7: 117-133. Buenos Aires.
- Kaasschieter, J. P. H., 1965. Geología de la cuenca del Colorado. *Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas*, 3: 251-269. Tucumán.
- Lesta, P., Mainardi, E., Stubelj, R., 1980. Plataforma continental argentina. En: Turner, J. C. M. (Ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1577-1601. Córdoba.
- Linares, E., Llambías, E. J. y Latorre, C. O., 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35(1): 87-146. Buenos Aires.
- Manera de Bianco, T., 1996. Nueva localidad con nidos y huevos de dinosaurios (Titanosauridae) del Cretácico Superior, Cerro Blanco, Yaminué, Río Negro, Argentina. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial*, 4, pp. 59-67. Buenos Aires.
- Miall, A., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. En: Miall, A. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. *Memoir Canadian Society Petroleum Geologists*, 5: 597-604. Banff.
- Mones, A., 1980. Nuevos elementos de la paleoherpetofauna del Uruguay (Crocodylia y Dinosauria). *Actas 2° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía y 1° Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1: 265-274. Buenos Aires.
- Pettijohn, F. J., 1957. *Sedimentary rocks*. Segunda edición. Harper, 718 pp. Nueva York.
- Powell, J., 1987. The Late Cretaceous fauna of Los Alamitos, Patagonia Argentina, Part VI. En: Bonaparte, J.F. (Ed.): *The Titanosauridae*. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, *Paleontología* 3(3): 147-153. Buenos Aires.
- Powell, J., 1992. Hallazgo de huevos asignables a dinosaurios titanosauridos (Saurischia, Sauropoda) de la provincia de Río Negro, Argentina. *Acta Zoológica Lilloana*, 41: 381-389. Tucumán.
- Ramos, V. A., 1996. Evolución tectónica de la plataforma continental. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 21: 385-404. Buenos Aires.
- Rolleri, E., 1975. Provincias geológicas bonaerenses. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 29-53. Bahía Blanca.
- Salso, J. H., 1966. La cuenca de Macachín, provincia de La Pampa. Nota preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21(2): 107-117. Buenos Aires.
- Spalletti, L. A., 1984. Revisión sobre el significado sedimentológico de algunas propiedades morfométricas, con especial referencia a los conceptos de ecuantidad y esfericidad de los clastos. *Boletín Sedimentológico*, 2(2-3): 67-80. Tucumán.
- Teruggi, M. E., 1982. *Diccionario Sedimentológico, Volumen I: Rocas clásticas y piroclásticas*. Librart, 104 pp. Buenos Aires.
- Tickyj, H., Dimieri, L. V., Llambías, E. J. y Sato, A. M., 1997. Cerro de Los Viejos (38° 28' S - 64° 26' O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 311-321. Buenos Aires.
- Urien, C. M. y Zambrano, J. J., 1996. Estructura del margen continental. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 3: 29-65. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M. R., 1975. Geología del subsuelo y la plataforma continental. 6° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 139-168. Bahía Blanca.
- Zambrano, J. J., 1980. Comarca de la cuenca Cretácica del Colorado. En: Turner, J. C. M. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1033-1070. Córdoba.

Recibido: 16 de junio, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

DISCUSIÓN

El ambiente geotectónico del Ordovícico de la región del Famatina

Comentario

El significado tectónico de las secuencias volcánicas y volcano-sedimentarias de edad ordovícica temprana de la Sierra de Famatina estudiadas por Toselli *et al.* (1990), Mannheim (1993), Mángano y Buatois (1996) y Astini (1998), tiene una importancia considerable en la elaboración de cualquier modelo de formación de la corteza continental del centro y noroeste de Argentina. En su reciente trabajo Astini (1998) propone para estas secuencias una génesis de arco de islas separado del supercontinente de Gondwana. La misma es consistente con trabajos realizados anteriormente (Astini y Benedetto 1996) y también con hipótesis basadas en evidencias paleomagnéticas (Conti *et al.* 1996) y faunísticas (Benedetto y Sánchez 1996; Benedetto 1998), que son abarcativas a las rocas magmáticas y las secuencias marinas ordovícicas del Sistema de Famatina y sus equivalentes en la Puna y las Sierras Pampeanas noroccidentales. El objetivo de este comentario es puntualizar evidencias que se contraponen a la hipótesis de un arco de islas famatiniano, obtenidas recientemente en estudios petrológico-geoquímicos, isotópicos y geocronológicos en las rocas basamentales del noroeste de Argentina. No es esta una discusión de diferentes opiniones con evidencia a la vista, al menos hasta el momento, ya que gran parte de estos estudios no estaban publicados al momento de escribirse el artículo que da lugar al presente comentario.

En primer lugar hay que acotar que los arcos de islas, definidos por la subducción de una litósfera oceánica por debajo de otra placa oceánica, tienen una composición litológica, geoquímica e isotópica cuyo espectro de variabilidad ha sido estudiado extensivamente en los últimos 20 años. Dado que en su mecánica están involucradas principalmente cortezas oceánicas derivadas directamente del manto, la composición de la corteza de los arcos de islas se caracteriza por su inmadurez, dominada por una litología y geoquímica juvenil. Abundan en ellos los basaltos de arcos de islas ("*island-arc tholeiites*") y las andesitas basálticas con composición isotópica primitiva, en tanto que las riolitas son muy minoritarias (Wilson 1989). Aún en los casos en los que se ha encontrado alguna litología subordinada con impronta isotópica evolucionada, ésta siempre es transicional a los tipos primitivos dominantes, y explicada generalmente por contaminación de los magmas con sedimentos marinos profundos (ver Wilson 1989, Fig. 6.44). Vale tener en cuenta que las improntas isotópicas del ambiente de generación, en este caso arcos de islas, pueden preservarse aún cuando las rocas originales hayan sufrido metamorfismos de alta temperatura, presión y/o deformación. En este sentido

es ilustrativo el estudio de Vujovich y Kay (1998) en el basamento de la sierra de Pie de Palo, interpretado como un arco de islas Precámbrico al que se sobreimpuso un evento metamórfico Ordovícico.

Ninguna de las características mencionadas han sido encontradas hasta el momento en las rocas magmáticas famatinianas, lo cual abre interesantes perspectivas para una fructífera discusión que explique esta discrepancia. Por el contrario, la evidencia que se obtiene de los estudios de las rocas plutónicas y volcánicas ordovícicas, apunta al emplazamiento de ambas en una corteza continental madura. Los primeros en estudiar las vulcanitas del Famatina fueron Toselli *et al.* (1990), que puntualizaron la gran abundancia de los términos dácíticos y riódácíticos, atribuyéndole a la secuencia una afinidad de arco magmático. Los estudios más detallados de Mannheim (1993) y Mannheim y Miller (1996) muestran el carácter subcalino de la serie, bimodalidad litológica y relaciones iniciales $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,707-0,7095, características las dos últimas, muy raras en arcos de islas. Debe señalarse que estos autores alemanes han utilizado la expresión "régimen de arco de islas" (*island-arc regime*) como sinónimo general de subducción, pero sin aludir en ella a un arco de islas en sentido estricto, es decir subducción de una corteza oceánica debajo de otra corteza oceánica (H. Miller, comunicación verbal). Ello puede verse en el esquema geotectónico propuesto por Mannheim (1993, Fig. 66 a-d), con subducción en el borde continental de Gondwana, formación de una cuenca de retroarco ensialica, y cierre final de la misma.

Los estudios isotópicos de las plutonitas del Sistema de Famatina y su prolongación en las sierras de Los Llanos, Malanzán y Chepes aportan conclusiones pertinentes a esta cuestión (Pascua 1998; Pankhurst *et al.* 1998; Rapela *et al.* 1999). Las relaciones isotópicas iniciales de estroncio y neodimio de las rocas máficas e intermedias de esta suite calcoalcalina, inclusive los gabros con 45-50% de SiO_2 , muestran la misma signatura isotópica cortical. No hay evidencia de contaminación masiva *in situ* durante el emplazamiento en la corteza superior, por lo que esta signatura debe reflejar la composición de la corteza media o inferior, ya sea porque fue adquirida durante la generación del magma en estos niveles, o debida a una fuerte contaminación de los sistemas Rb-Sr y Sm-Nd durante el ascenso. En cualquiera de los dos casos el emplazamiento en una corteza continental madura es la conclusión inevitable (Pankhurst *et al.* 1998). Las edades Sm-Nd de residencia cortical de las unidades mayores en las sierras del sur de La Rioja dan todas un pico bien definido de 1550-1750 Ma (edad en la que el segmento de corteza considerado se derivó de una fuente mantélica), similar al que muestran las rocas cámbricas de la sierra de Córdoba, y sugiriendo por lo tanto que la corteza continental infrayacente tiene la misma composición y edad de residencia en ambas regiones (Pankhurst *et al.* 1998). Las migmatitas de la Formación Espinal en las

que se encuentra intruido el Granito Cerro Toro en Villa Castelli, al oeste del Sistema de Famatina tienen una edad de metamorfismo de 529 ± 5 Ma (Pankhurst y Rapela, U-Pb SHRIMP, dato inédito), lo cual confirma la intrusión de los granitos del Famatina en un corteza continental sometida al importante evento Pampeano (Cámbrico Temprano-Medio).

Recientes estudios isotópicos en las rocas basamentales de la Puna, el norte de Chile y noroeste de Argentina son consistentes también con un emplazamiento continental del arco Famatiniano. La geoquímica de las turbiditas de edad Ordovícico temprano-medio de la Puna indica que la fuente de los sedimentos volcánoclasticos era semejante a un promedio de la corteza superior, dominada por rocas silíceas e intermedias, con claras afinidades a la composición de un arco continental y no a un arco de islas (Bahlburg 1998, Zimmermann *et al.* 1999). Recientes estudios geocronológicos del basamento de la Puna y del norte de Chile indican mayoritariamente edades cámbricas, con lo cual se limitaría considerablemente la extensión hacia el sureste del basamento Precámbrico del cratón de Arequipa (Lucassen *et al.* 1996). Si al oeste del Famatina se extendía un basamento de edad "Pampeana" y los granitos metaluminosos del Sistema de Famatina intruyen una corteza continental "Pampeana", resulta difícil conciliar esta evidencia geológica con el "docking" de un arco de islas durante el Ordovícico. Finalmente, recientes dataciones U-Pb SHRIMP indican que, contrariamente a lo que se conocía hasta el momento, los grandes batolitos peraluminosos situados inmediatamente al este y al noreste del Famatina, como el Velasco y Capillitas, tienen también edades ordovícicas tempranas (Rapela *et al.* 1999). Estas edades son indistinguibles de las de unidades metaluminosas típicas del Sistema de Famatina, como el Granito Ñuñorco (484 ± 5 Ma) y el Granito Cerro Toro (468 ± 3 Ma) (Rapela *et al.* 1999, Tabla 1), y no existiendo discontinuidades geológicas mayores, no se justificaría separar las historias geológicas de estas regiones. Las edades tremadocianas-llanvirnianas de estos granitos del Famatina indican que los mismos se habrían intruido coetáneamente con la depositación de las secuencias marinas Tremadociano-Llanvirnianas de retroarco, y no con posterioridad a las mismas (ver Fig. 6.2, Mángano y Buatois 1996).

Más al este aún, en la Sierra de Ancasti, también han sido datadas unidades graníticas en el Ordovícico temprano (Knüver 1983), con lo cual la continuidad lateral del plutonismo Ordovícico temprano-medio parece ser una característica saliente del evento Famatiniano. Muchas de las unidades graníticas peraluminosas tienen atributos mineralógicos y geoquímico-isotópicos típicos de granitos de tipo "S" (fuente sedimentaria), o sea de haberse generado de la fusión de una corteza continental madura. Los granitos de la Puna intruidos en el mismo intervalo temporal que los granitos famatinianos, participan también de filiación

peraluminosa (Lork y Bahlburg 1993). Granitos de tipo "I", granitos de tipo "S" y granitoides de tipo TTG (tonalitas, trondhjemitas y granodioritas de alto Na) se emplazaron coetáneamente durante el episodio Famatiniano, lo que implicó una importante removilización de una sección completa de corteza continental (Rapela *et al.* 1999).

La sumatoria de evidencias en las rocas magmáticas ordovícicas resumida más arriba, apunta a un desarrollo ensiálico del magmatismo Famatiniano. Cualquier modelo geodinámico que se proponga para el mismo deberá tener en cuenta la dominante signatura cortical de sus rocas ígneas, aún las más primitivas. La formación de una extensa cuenca ensiálica de retro-arco (Mannheim 1993; Rapela *et al.* 1998) podría explicar algunas de las singularidades de este evento como lo es el ambiente extensivo que debió prevalecer durante la apertura de la cuenca, con la intrusión simultánea de granitoides. No obstante, estos esquemas parecen demasiado simples para describir un fenómeno muy complejo.

- Astini, R.A., 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos estratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 445-460.
- Astini, R.A. y Benedetto, J.L., 1996. Paleoenvironmental features and basin evolution of a complex volcanic-arc region in the pre-Andean western Gondwana: The Famatina Belt. III International Symposium on Andean Geodynamics, Saint Malo, Extended Abstracts: 755-758.
- Bahlburg, H., 1998. The geochemistry and provenance of Ordovician turbidites in the Argentina Puna. En: Pankhurst, R.J y Rapela, C. W. (Eds.): "The Proto-Andean Margin of Gondwana", Special Publication N° 142: 127-142, Geological Society, London.
- Benedetto, J.L., 1998. Early Palaeozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: their bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. En: Pankhurst, R.J y Rapela, C. W. (Eds.): "The Proto-Andean Margin of Gondwana", Special Publication N° 142: 57-83, Geological Society, London.
- Benedetto, J.L. y Sánchez, T.M., 1996. Paleobiogeography of brachiopods and moluscan faunas along the South American margin of Gondwana during the Ordovician. En: Baldi, B.A. y Aceñolaza, F.G. (Eds.): "Early Paleozoic Evolution in NW Gondwana", Serie Correlación Geológica 12: 23-38, San Miguel de Tucumán.
- Conti, C.M., Rapalini, A.E., Coira, B. y Koukharsky, M., 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: A clue for Gondwana-Laurentia interaction? *Geology* 24: 953-956.
- Knüver, M., 1983. Dataciones radimétricas de rocas plutónicas y metamórficas. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): "Geología de la Sierra de Ancasti", Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie 59: 201-218.
- Lucassen, F., Wilke, H.G., Viramonte, J., Becchio, R., Franz, G., Laber, A., Wemmer, K y Vroon, P., 1996. The Paleozoic basement of the central Andes (18°-26°S). A metamorphic view. III International Symposium on Andean Geodynamics, Saint Malo, Extended Abstracts: 779-782.
- Mángano, M.G. y Buatois, L.A., 1996. Estratigrafía, sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Suri en la subcuenca de Chaschuil, Ordovícico del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.):

- "Geología del Sistema de Famatina", Müncher Geologische Hefte A 19, 410S., 193Abb., 26 Tab.
- Mannheim, R., 1993. Genese der vulkanite und subvulkanite des Altpaläozoischen Famatina-Systems, NW Argentinien, und seine geodynamische entwicklung. Müncher Geologische Hefte 9, 130S, 66Abb, 13 Tab.
- Mannheim, R. y Miller, H., 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas eopaleozoicas del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A.J. (Eds.): "Geología del Sistema de Famatina", Müncher Geologische Hefte A 19, 410S, 193Abb, 26 Tab.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua, I. y Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early-to-Middle Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J y Rapela, C. W. (Eds.): "The Proto-Andean Margin of Gondwana", Special Publication N° 142: 343-367, Geological Society, London.
- Pascua, M.A., 1998. Las rocas ígneas y metamórficas de la Sierra de Los Llanos, La Rioja, Argentina. Evolución Famatiniana de un sector del basamento pre-Mesozoico andino. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, España, 236 pp. y Anexo.
- Rapela, C.W, Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C., 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*, 26: 707-710.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Dahlquist, J. y Fanning, C.M., 1999. U-Pb SHRIMP ages of Famatinian granites: new constraints on the origin, timing, and tectonic setting of I- and S-type magmas in an ensialic arc. II South American Symposium on Isotope Geology, Carlos Paz, Argentina, Abstract Volume: 264-267.
- Toselli, A.J., Saavedra, J., Pellitero, E., Rossi de Toselli, J., Aceñolaza, F.G. y Medina, M.E., 1990. Geoquímica y petrogénesis del vulcanismo Ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 313-322.
- Vujovich, G.I. y Kay, S.M., 1998. A Laurentian? Grenville-age oceanic arc/back-arc terrane in the Sierra de Pie de Palo, Western Sierras Pampeanas, Argentina. En: Pankhurst, R.J y Rapela, C. W. (Eds.): "The Proto-Andean Margin of Gondwana", Special Publication N° 142: 159-179, Geological Society, London.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, 466p., London.
- Zimmermann, U., Pankhurst, R.J., Bock, B. y Bahlburg, H., 1999. Nd-Sr isotope and trace element geochemistry of the Ordovician clastic sedimentary rocks of the southern Puna (NW Argentina): implications for provenance and the evolution of western Gondwana. II South American Symposium on Isotope Geology, Carlos Paz, Argentina, Abstract Volume: 283-284.

Carlos W. Rapela

Centro de Investigaciones Geológicas,
UNLP-CONICET, calle 1 N° 644, 1900 La Plata.
E-mail: crapela@cig.museo.unlp.edu.ar

Recibido: 29 de setiembre, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

Réplica

Agradezco al Dr. C. Rapela su valioso comentario que permite arrojar luz sobre el controvertido tema de la evolución del Sistema del Famatina durante el Eopaleozoico. Creo que las nuevas dataciones y estudios isotópicos que el Dr. Rapela está llevando a cabo en relación con los granitos y el basamento de la región del

Famatina, efectivamente tienden a aclarar: a) la edad y naturaleza del magmatismo y b) la edad del basamento encajonante. Existen, no obstante, algunos temas que me interesa aclarar y ampliar aprovechando la oportunidad que la Revista me brinda.

Los puntos planteados por el Dr. Rapela en su discusión son: a) que las nuevas edades isotópicas señalan un rango incluido dentro del Ordovícico temprano (~Tremadociano-Arenigiano) para el magmatismo (tanto intrusivo como extrusivo) y b) que las relaciones isotópicas de las rocas plutónicas y volcánicas ordovícicas apuntan a un emplazamiento en corteza continental madura y, en consecuencia, no debe considerarse la posibilidad del Famatina como arco de islas. Con ello Rapela busca "puntualizar evidencias que se contraponen con la hipótesis de un arco de islas famatiniano" como ha sido favorecido en mis trabajos (Astini 1998, 1999). Como destaca Rapela, los nuevos datos geocronológicos e isotópicos lamentablemente no estaban disponibles en el momento de escribirse el artículo. No obstante, la interpretación del Famatina como un arco magmático de margen activo ha sido claramente expuesta en varios trabajos de Toselli *et al.* (1990, 1993, 1996a y b) y fue mi intención, mostrar una interpretación alternativa basada en un cuerpo diferente de datos. Esto no significa que puedan ignorarse las nuevas dataciones e implica, por el contrario, que la evolución del Famatina debe entenderse dinámicamente. A pesar del notable incremento en la base de datos disponible de la región surgen como producto del comentario algunos interrogantes. a) ¿Cuál es la verdadera edad del basamento del Famatina y cuál es el basamento del Famatina? Este tema fue tratado recientemente por Astini (1999), donde señala la controvertida edad que se asigna al basamento a ambos lados de la sierra homónima (véase Rossi de Toselli 1996). Si las edades publicadas con anterioridad fueran correctas (*e.g.* Varela *et al.* 1996), entonces al menos parte de los intrusivos del Famatina (granito Cerro Toro) estarían afectando un encajonante greenviliano, mientras que otros intruyen un basamento "pampeano". Esto plantea una incertidumbre respecto del posicionamiento del arco en relación con su basamento. Si el Famatina fuera intrapampeano, como señala la datación inédita que aporta Rapela en su comentario, entonces no habría dudas de la edificación del arco magmático sobre corteza pampeana engrosada, más claramente propio de un margen activo, ensialico al decir de Rapela. Aun así, esto no se contrapone con la historia pre-arenigiana de la que se presentan varias alternativas en Astini (1998, Fig. 7). Los diagramas esquemáticos de la figura 7 intentan explicar la evolución sedimentaria conjuntamente con el ancho de la faja batolítica, la presencia de importantes fajas de cizalla discretas afectando a la región y la existencia de diferentes encajonantes del complejo granítico. En todas las alternativas y, a lo largo del texto, se interpreta a la región como un arco insular sin hacer mayor referencia a las características de

su basamento. Sobre este último aspecto se tomaron las interpretaciones de Mannheim (1993) y Mannheim y Miller (1996) quienes consideran que la región evolucionó "ligada a una zona de subducción que al principio produjo un arco de islas y más tarde fue incorporado al margen continental". Los antecedentes isotópicos previos y los mineralógico-petroológicos son lo suficientemente contundentes como para desestimar que el Famatina pudiese haber constituido un sistema de arcos netamente oceánicos. Por esta razón, se plantea como alternativa un origen paraúctono del Famatina considerando, eventualmente, como un terreno que se habría separado de Gondwana y ubicado en zonas periféricas para volver a amalgamarse tiempo después (cf. Mannheim 1993). Similar mecánica habría ocurrido con muchos de los terrenos insulares intra-Iapetus, de los que actualmente se conoce están edificados sobre corteza continental y siguen denominándose "arcos de islas". El desarrollo de importantes fajas de cizalla cortical fundamentalmente contraccionales, descritas por numerosos autores, indicaría la existencia de discontinuidades geológicas mayores que justifican el fenómeno de amalgamación y acortamiento tectónico del arco magmático. Este hecho se contrapone con el régimen extensional sostenido por Rapela en su comentario.

El basamento propiamente dicho de las unidades sedimentarias de probada edad ordovícica como de los granitoides del Famatina Central estaría conformado por unidades precámbricas tardías a cámbricas tempranas afectadas por metamorfismo de bajo grado (Formaciones Negro Peinado y La Aguadita). Algunos autores aceptan la correlación de estas unidades con la Formación Puncoviscana del Noroeste argentino (Durand *et al.* 1994, Toselli *et al.* 1996a, Saavedra *et al.* 1998). Están ausentes no obstante, las cuarcitas cámbricas del Grupo Mesón para considerar a esta región parte del margen pampeano. En cambio, se dispone sobre ella, en discordancia angular, la Formación Volcancito que inicia su sedimentación en el Cámbrico tardío (Albanesi com. pers. 1999). La Formación Negro Peinado y afines carecen de componentes volcánogénicos y litoclastos volcánicos y tendría un área fuente localizada en un área cratonizada a diferencia de la importante impronta volcánica del Ordovícico sedimentario (Clemens y Miller 1996). Recientes estudios han permitido hallar rocas arcósicas gruesas y muy inmaduras formando parte de la Formación La Aguadita, hecho que señala la clara presencia de, al menos, un ciclo orogénico previo no determinado en la región. La existencia de un ciclo precámbrico ha sido también reconocido en la Sierra de Fiambalá (Grison *et al.* 1998).

Las nuevas edades citadas por Rapela plantean en parte un problema, al ser más antiguas que las unidades sedimentario-volcánicas, afectadas en ocasiones por metamorfismo de contacto (Rossi de Toselli 1996; Toselli *et al.* 1996b). No obstante, debe destacarse que las edades K/Ar obtenidas para la Formación Negro

Peinado (Toselli 1978) son consistentes con las nuevas edades tremadocianas y arenigianas (475 ± 15 y 495 ± 15 Ma, respectivamente) del plutonismo (Astini 1999) y, como lo señala Toselli, representan la época en que las sedimentitas fueron afectadas por metamorfismo regional. Saavedra *et al.* (1998), en tanto, se inclinan por interpretar al evento de metamorfismo de bajo grado como producto de la orogenia Pampeana.

Recientes estudios en el estratotipo de la Formación Volcancito (Astini *et al.* 1999) revelan que los carbonatos del miembro basal de dicha unidad contienen elementos indicadores de ambientes someros y paleoclimas tropicales para la región del Famatina en la transición cambro-ordovícica. A partir de allí, y como lo indican faunas y facies, la región estuvo sometida a un progresivo deterioro climático. Facies marinas relativamente profundas con dominio de formas pelágicas dominan tanto el tramo superior de la Formación Volcancito como la parte basal de la secuencia de Formación Suri y equivalentes (véase Astini 1998, Fig. 6), indicando una progresiva restricción paleoambiental y escaso aporte clástico. Las primeras evidencias de vulcanismo aparecen en el tramo superior de la Fm. Volcancito y, más frecuentemente en la Fm. Suri, donde se intercalan verdaderos cuerpos ignimbríticos, volcánicos y subvolcánicos. Esto marca el progresivo aumento del vulcanismo activo en la región, estando el arreglo y composición de las sucesiones sedimentarias arenigianas dominadas por este efecto. La presencia de bentonitas potásicas arenigiano-llanvirnianas en la Precordillera se vincularía con este vulcanismo, hecho que marca su proximidad y acreción al margen de Gondwana. Dado que la evolución cortical del Famatina indica la presencia de un basamento, Astini (1998) supuso la existencia de un arco insular perigondwánico para tratar de compatibilizar la evidencia estratigráfica de un ciclo mayor Cámbrico tardío-Ordovícico temprano transgresivo-regresivo, con la evidencia faunística (Benedetto 1998) y la paleomagnética (Conti *et al.* 1996; Rapalini *et al.* en prensa). La conexión faunística con otras regiones insulares intra-Iapetus y el dominio de formas pelágicas acompañando a la sedimentación "marina profunda" permiten suponer la existencia de una extensa cuenca marina que actuó de barrera, al menos del aporte clástico, entre el Famatina y el "antepaís pampeano" (margen gondwánico propiamente). Esto fue ampliado por Astini (1999) que señala que las evidencias, en conjunto, sugieren una evolución de arcos volcánicos insulares próximos al margen, seguida de anexión y engrosamiento cortical.

Puede que el problema de las afinidades faunísticas sea un problema macroevolutivo ligado a cuestiones paleogeográficas, no obstante, la evidencia paleomagnética indica una separación del Famatina incluso para el Arenigiano lo cual se contrapone con las ideas de Rapela (1999), en el sentido de tratarse, en su conjunto, de magmatismo ensiálico. Independientemente, del contexto geotectónico en que se hayan emplazados los

granitos es llamativo que considerando el ancho de la faja de intrusividad (véase comenario de Rapela) y dada la exactitud de las nuevas dataciones, que no exista una tendencia de edades o polaridad dentro del supuesto arco como reconocen Toselli *et al.* (1993, 1996a y b). Esto se plantea dado que si el régimen cortical, como interpreta Rapela, hubiese sido extensional y ligado con un ambiente de retroarco, entonces debería existir una tendencia E-O con edades algo más jóvenes al este como producto de la migración hacia el borde continental de los procesos de fusión cortical, en relación con el efecto progresivo de "roll-back" e interrupción y frenado de la subducción luego de la acreción del terreno de Precordillera. Por el contrario, todo apunta (y las nuevas dataciones lo confirman) a que el magmatismo en Famatina se relacionaría con un borde destructivo de placas y, en el contexto regional, estaría vinculado con la aproximación y acreción de Precordillera (Benedetto y Astini 1993; Astini *et al.* 1995). No obstante, si hay algo en lo que seguramente habrá coincidencia es que los esquemas planteados conducen a conclusiones que sobresimplifican la compleja evolución del arco de Famatina.

- Astini, R.A., 1998. El Ordovícico de la región central del Famatina (provincia de La Rioja, Argentina): aspectos stratigráficos, geológicos y geotectónicos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 445-460.
- Astini, R.A., 1999. El Ordovícico del Sistema de Famatina. En: *Relatorio del 14° Congreso Geológico Argentino*, 1:152-159. Salta.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin*, 107(3):253-273.
- Astini, R.A., Dávila, F.M. y Carrera, M., 1999. *Nuia y Girvanella* en la transición Cambro-Ordovícica (Fm. Volcancito) en el Famatina. *Comunicaciones Paleontológicas, Asociación Paleontológica Argentina*, San Miguel de Tucumán. Resumen.
- Benedetto, J.L., 1998. Early Palaeozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: their bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society London Special Publications, 142: 57-83.
- Benedetto, J.L. y Astini, R.A., 1993. A Collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Paleozoic. *Second International Symposium on Andean Geodynamics*, 501-504. Oxford.
- Clemens, K. y Miller, H. 1996. Sedimentología, proveniencia y posición geotectónica de las sedimentitas del Precámbrico y paleozoico inferior del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*. Müncher Geologische Hefte, A 19: 31-49, Munich.
- Conti, C.M., Rapalini, A.E., Coira, C. y Koukharsky, M., 1996. Paleomagnetic evidence of an early Paleozoic rotated terrane in northwest Argentina: A Clue for Gondwana-Laurentia interaction? *Geology*, 24: 953-956.
- Durand, F.R., Toselli, A.J., Aceñolaza, F.G. y Rossi de Toselli, J.N., 1994. Evolución geológica del Sistema de Famatina durante el Precámbrico y Paleozoico. *Facultad de Ciencias Naturales e Instituto Miguel Lillo, Serie Monográfica y Didáctica*, 14, 76 p. Tucumán.
- Grissom, G.C., DeBari, S.M. y Snee, L.W., 1998. Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: implications

for Early Paleozoic Andean Tectonics. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society London, Special Publications, 142: 297-323.

- Mannheim, R., 1993. Génesis de las vulcanitas eopaleozoicas del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4:147-155. Mendoza.
- Mannheim, R. y Miller, H., 1996. Las rocas volcánicas y subvolcánicas eopaleozoicas del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*. Müncher Geologische Hefte, A 19: 159-185. Munich.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Saavedra, J., Baldo, E., Dahlquist, J., Pascua I. y Fanning, C.M., 1998. The Famatinian magmatic arc in the central Sierras Pampeanas: an Early to Mid-Ordovician continental arc on the Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 343-367.
- Rapalini, A.E., Astini, R.A. y Conti, C.M., en prensa. Paleomagnetic constraints on the evolution of Paleozoic suspect terranes from southern South America. En: Ramos, V.A. y Kerppe, D. (Eds.): *Gondwana-Laurentia interactions before Pangea*. Geological Society of America, Special Publication 336.
- Rossi de Toselli, J.N., 1996. El basamento metamórfico del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli, A. (Eds.): *Geología del Sistema de Famatina*. Müncher Geologische Hefte, A 19: 23-30, Munich.
- Saavedra, J., Toselli, A.J., Rossi, J.N., Pellitero, E. y Durand, F.R., 1998. The Early Palaeozoic magmatic record of the Famatina System: a review. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society London, Special Publications, 142: 283-295.
- Toselli, A.J., 1978. Edad de la Formación Negro Peinado, Sierra de Famatina, La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33: 86-89.
- Toselli, A.J., Saavedra, J., Pellitero, E., Rossi de Toselli, J., Aceñolaza, F.G., y Medina, M.E., 1990. Geoquímica y petrogénesis del vulcanismo ordovícico de la Formación Las Planchadas, Sistema del Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45: 313-322.
- Toselli, A.J., Rossi de Toselli, J., E. Pellitero y Saavedra J., 1993. El arco magmático granítico del Paleozoico Inferior en el sistema de Famatina, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 7-15. Mendoza.
- Toselli, A.J., Durand, F.R., Rossi de Toselli, J. y Saavedra, J., 1996a. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino*, 5: 443-462. Buenos Aires.
- Toselli, A.J., Saavedra, J. y Rossi de Toselli, J., 1996b. Interpretación geotectónica del magmatismo del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli A. (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. Müncher Geologische Hefte, A 19: 283-291, Munich.
- Varela, R., López de Lucchi, M., Cingolani, C. y Dalla Salda, L., 1996. Geocronología de Gneises y granitoides de la Sierra de Umango, La Rioja. *Implicancias tectónicas*. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino*, 3:519-527. Buenos Aires.

R.A. Astini

Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, CONICET, Av. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba
E-mail: rastini@satlink.com

Recibido: 12 de diciembre, 1999

Aceptado: 15 de marzo, 2000

NOTAS NECROLÓGICAS

†Carmelo I.C. de Ferrariis (1912-1998)



El Prof. Dr. Carmelo de Ferrariis es uno de los colegas que incursionó en distintos campos, fuera del de la Geología, con buen éxito y siempre en pos de inquietudes societarias.

Nació en La Paz (Entre Ríos) en 1912 y cursó sus estudios universitarios en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata (de la Universidad Nacional de La Plata), de la cual se graduó como Doctor en Ciencias Naturales (especialidad Geología y Mineralogía), siendo su tesis doctoral dirigida por el Prof. Dr. Juan Keidel.

A su formación académica contribuyeron figuras de la talla de los Doctores Juan Keidel, Pablo Groeber, Enrique Fossa Mancini, Joaquín Frenguelli y Ángel Cabrera, entre otros. El primero de ellos, -muy medido en sus expresiones-, llegó a decir que el joven de Ferrariis había sido uno de sus alumnos más inteligentes.

Su carrera profesional la cumplió en su casi totalidad en Yacimientos Petrolíferos Fiscales, a lo largo de 40 años de actuación, comenzándola en 1932 como "alumno becario" y una vez que se graduó pasó a ocupar, en 1936, la jefatura de la Comisión Geológica (Exploración) para las áreas de Santa Cruz y Tierra del Fuego y luego para la de Mendoza. Por sus aptitudes, tuvo una rápida carrera jerárquica en YPF, ya que en 1941 se desempeñó como Jefe del Distrito Neuquén, con sede en Plaza Huinca; en 1947 fue promovido a Jefe de Geología (con asiento en la Sede Central de la Institución) para las áreas de Salta, Mendoza y Neuquén, a la vez que en 1948 se lo designó Supervisor Geológico de la zona Centro y entre 1958 a 1962 pasó a ser Geólogo Principal de YPF, con supervisión sobre todos los trabajos de geología y de geofísica. Luego de un corto desempeño en la actividad privada, volvió a la Empresa Estatal con el cargo de Supervisor General (1965) y en 1975 se lo designó Asesor de la Gerencia General, con rango de gerente.

La visión de de Ferrariis en el campo petrolífero quedó reflejada en los éxitos que se alcanzaron con sus propuestas (contenidas en más de 60 informes inéditos), tanto para la perforación de pozos de exploración

o para la extensión de áreas de interés. A él se debe, en tal sentido, el hallazgo de los yacimientos C° Caballo, Palauco, Las Mulas, Cutralcó, C° Bandera, Barda González, Puesto López, Catriel, El Caracol y Río Seco, de la cuenca Neuquina.

Por otro lado, nuestro colega tuvo una concepción muy avanzada en el campo estructural, pues se adelantó en dos décadas a interpretaciones que hoy tienen plena vigencia pero que se obtuvieron con el aporte de nuevas tecnologías de sismica computarizada. El que esto escribe, que se desempeñaba entre 1953 y 1954 como Asistente de Supervisión de la Zona Centro, a cargo del Dr. de Ferrariis, recibió de él la sugerencia que al analizar las estructuras del Norte de Neuquén, tratara de interpretar, mediante el uso de los pobres registros sísmicos disponibles entonces, si no existía un desfase entre las que se observan en superficie y las existentes en profundidad, pues él pensaba en la posibilidad de un gran desplazamiento hacia el Este de las primeras con respecto a las segundas, mediante una gran superficie de corrimiento subhorizontal. Los registros sísmicos de que disponíamos no nos permitieron dilucidar el problema, hoy perfectamente detectado, con desplazamientos superficiales de más de 35 km hacia el Este en el área neuquina, a la latitud de 37° 30' S.

Durante la misma etapa petrolífera, nuestro colega, junto con los Dres. Osvaldo I. Braccacini y Abel Herretero Ducloux contribuyeron en mucho a modelar la formación de algunos de los más jóvenes que verdaderamente mostraban inquietudes profesionales y lo hicieron mediante valiosas enseñanzas y sugerencias, siempre transmitidas en un nivel de alta cordialidad y respeto.

Como es bastante común en muchos geólogos que deben actuar en campos aplicados, el número de publicaciones de de Ferrariis no es muy alto, pero algunas de ellas son de interés conceptual, como puede verificarse en la lista final adjunta. También se hizo cargo de la preparación del Capítulo "Cretácico" para el Índice Bibliográfico de Estratigrafía Argentina, editado por Borrello (1965).

Ocupó el cargo de vocal de la primera Comisión Directiva (1946-47) de la *Asociación Geológica Argentina*, la que en 1988 lo designó Miembro Honorario de la misma.

La actividad docente siempre fue otro aspecto al que de Ferrariis prestó especial atención, tanto a nivel universitario como interempresarial y aún sindical. Fue Profesor de Geografía Física (Geomorfología) y de Geología del Subsuelo en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata durante varios años y en 1974 se desempeñó como Decano Interino de dicha Casa de Altos Estudios. En el Instituto del Petróleo de la Facultad de Ingeniería de la Universidad de Buenos Aires dictó la Cátedra de Sedimentología (1947).

Pero el Dr. de Ferrariis tenía además otras vocaciones comunitarias, científicas y políticas, siempre en be-

neficio del quehacer geológico. Así, se desempeñó como Vicepresidente y Presidente del Personal Superior y Directivo de YPF durante varios periodos, fue Miembro del Instituto Argentino del Petróleo, dio conferencias y cursos de posgrado para geólogos y geofísicos de YPF y de divulgación y formación técnica en la Escuela del Sindicato Unido de Petroleros del Estado. En 1974 se lo designó Director Nacional de Hidrocarburos de la Secretaría de Estado de Energía.

La breve síntesis expuesta sólo refleja parte de la personalidad de ese distinguido colega, el Dr. Carmelo I.C. de Ferrariis, quien realizó una encomiable obra a favor de la Geología local, que contribuyó a la formación de sus colegas más jóvenes y que supo brindar a todos los que lo rodeaban pruebas de una sincera amistad.

Pedro N. Stipanovic
Academia Nacional de Ciencias

Publicaciones principales

1938. Corrimiento de bloques de montaña en los alrededores de Purmamarca -Depto. Yrúya-, provincia de Jujuy. Tesis Doctoral (N° 1), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, La Plata.
1938. Nomenclatura estratigráfica de la Patagonia y Tierra del Fuego. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 15 (1717), Buenos Aires.
1939. Las estructuras de Tupungato y El Refugio (provincia de Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras*, 16 (180), Buenos Aires.
1947. Edad del Arco o Dorsal antigua del Neuquén Oriental, de acuerdo a la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2 (3), Buenos Aires.
1959. The Sedimentary Basins of Argentina (en colaboración con P. Criado Roqué, A. Mingramm, I. Simonato y T. Suero). *Fifth World Petroleum Congress, Sec. I, Paper 49*, Nueva York.
1960. Cuencas Sedimentarias de la República Argentina (en colaboración con P. Criado Roqué, T. Suero, I. Simonato, A. Mingramm y E. Rolleri), *Boletín de Informaciones Petroleras*, 320, Buenos Aires.
1961. El Dr. Carlos Germán Conrado Burmeister, Médico y Filósofo. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, II, La Plata.
1966. Estudio estratigráfico de la Formación Río Negro, de la provincia de Buenos Aires. Sus relaciones con la región nordpatagónica. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, VII, La Plata.
1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, I, Buenos Aires.
1968. Etapas fundamentales del desarrollo de yacimientos de hidrocarburos (en colaboración). *Petrotecnia*, Instituto Argentino del Petróleo, Nov.-Dic., Buenos Aires.
1968. Formaciones mesozoicas de la cuenca Neuquina (capítulo para "Lexique Stratigraphique International". *Amérique Latine*, París.
1969. Planos isoporosos obtenidos de perfiles: una ayuda en la evaluación y localización de trampas estratigráficas de hidrocarburos (en colaboración con C. Montero). Instituto Argentino del Petróleo.
1972. El Rocanense de la zona del C° Bayo Mesa (Neuquén) y su importancia regional. Cuartas Jornadas Geológicas Argentinas, 2, Buenos Aires.

NOTAS NECROLÓGICAS

†**Guillermo Furque**
(1921-1999)

El pasado 9 de agosto falleció en la localidad de Adrogué, provincia de Buenos Aires, el doctor Guillermo Furque, quedando así truncada una vida dedicada por entero a su familia y al estudio de las ciencias geológicas. Había nacido en la ciudad de San Juan, en el seno de una tradicional familia de aquella provincia. Comenzó sus estudios en su ciudad natal, trasladándose luego a la ciudad de Buenos Aires, donde concluyó sus estudios secundarios. Su carrera universitaria, en la orientación geológica, la realizó en la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata, de la cual egresó en 1947 con el título de Doctor en Ciencias Naturales. Su Tesis Doctoral, de orientación geológico-minera, mereció la máxima calificación y fue realizada en territorio sanjuanino bajo la dirección de los profesores Pablo F. Groeber y Victorio Angelelli.

Guillermo Furque llevó adelante una exitosa carrera científica y académica, publicó varias decenas de trabajos, pero fue, por sobre todas las cosas, un hombre íntegro y un extraordinario geólogo de campo.

Su carrera profesional se inició y desarrolló durante muchos años en la recordada Dirección Nacional de Geología y Minería (DNGM), en cuyos laboratorios se formaron una buena parte de las primeras generaciones de geólogos argentinos. Con el apoyo de esa Institución siguió cursos universitarios en el Bureau de Recherches Géologique et Minière y en el Institute du Pétrole du Paris, en especialidades que para los años 50 comenzaban a imponerse en nuestro país. Bajo los auspicios del Gobierno de Francia realizó estudios de fotointerpretación, especialidad que más tarde habría de aplicar en su labor de campo y brindar a sus alumnos en las aulas de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo.

A partir de 1949 dio comienzo a su actividad científica con trabajos sobre sedimentitas cretácicas expuestas en la costa fueguina, que completaría con otros en 1960 sobre la geología regional en torno de Bahía Aguirre. Desde esa fecha en adelante, el curso de sus actividades en la DNGM se repartió entre estudios geológico-regionales, geológico-económicos y geología aplicada a la ingeniería e hidrología. Pero su orientación quedó definida hacia la geología regional a partir del momento en el que se le confía el levantamiento de Hojas Geológicas, dentro del plan de relevamiento sistemático que para la época había previsto ese organismo. Las hojas por él estudiadas cubren sectores de las provincias de Santa Cruz, Buenos Aires, La Rioja y San Juan, lo que sumado a otros trabajos regionales realizados en éstas y otras provincias acumulan miles de kilómetros

cuadrados levantados, la mayoría en lugares sólo accesibles a lomo de mula.

Particular importancia revisten las hojas relevadas en el ámbito de la Precordillera, destacándose la Hoja 7b, Guandacol, realizada en los últimos años de la década del 50 y publicada en 1963, donde diera a conocer la sucesión sedimentaria más completa del Sistema Ordovícico en el oeste argentino y sentara las bases de su estratigrafía. Las variadas litofacies que la caracterizan, así como sus importantes faunas de invertebrados marinos consignadas en la obra de referencia, alentaron posteriores estudios paleontológicos, bioestratigráficos y sedimentológicos. Su cuadro estratigráfico, a más de 40 años de su presentación, ha mantenido vigencia, y sólo en los dos últimos años ha sido objeto de revisiones parciales en aspectos estratigráficos puntuales como resultado del progreso en las nuevas técnicas de investigación.

Dentro del examen geológico de la región de Guandacol debe destacarse, además de lo dicho, el descubrimiento e interpretación de un importante evento diastrófico que el doctor Furque identificara con la denominación de "movimientos guandacólicos" e incluyera en el Ciclo Caledónico, tectonismo posteriormente registrado en otros sectores de la Precordillera.

La Hoja 17b y otras de la Precordillera (16b, 18c y 19c) fueron y son de permanente consulta, no sólo por investigadores locales sino también por extranjeros. Recordamos haber observado en manos de los integrantes de la comisión enviada por la Universidad de Ohio, que nos visitara en 1998, copias de las mencionadas cartas geológicas transferidas a planchas de material plástico para su mejor manipulación en el terreno.

Los descubrimientos del doctor Furque ponen en evidencia sus excepcionales dotes para la observación geológica, tanto más apreciables aún si se considera que en una hoja geológica, que regularmente cubre una extensión de 4.200 km², suelen estar presentes varios sistemas geológicos y complejos cuadros estructurales, requiriéndose además dar cuenta de los recursos mineros, hidrogeológicos y otras perspectivas de interés económico y social.

Una larga actividad docente marcó su vida universitaria, iniciada en 1952 como Ayudante Diplomado en la cátedra de Geología Aplicada en la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. En 1957 se incorporó como Profesor Titular en la cátedra de Geología General de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata, donde también se desempeñó como Profesor Titular de Topografía y Cartografía, Levantamiento Geológico y Aerofotogeología.

Siempre dentro del campo de la docencia fue llamado en 1975 por la Universidad Federal de Minas Gerais, Brasil, para el dictado de la asignatura Estratigrafía, en la Escuela de Ingeniería de Minas, con asiento en Belo Horizonte, cargo que ejerció durante tres años. En el interín fue designado Jefe del Departamento de Geo-

logía en dicha Escuela de Minería. Durante el tiempo que duró su estancia en el vecino país tuvo oportunidad de efectuar trabajos dentro del "Cuadrilátero Ferrífero", área en la cual abordó el examen de las secuencias ferríferas precámbricas, reconociendo la importancia de los aspectos tectónicos en el control de la sedimentación.

El doctor Furque tuvo destacada actuación en congresos geológicos nacionales e internacionales. Fue representante del gobierno argentino ante el XX Congreso Geológico Internacional reunido en México y en la Reunión de la Carta Geológica del Mundo, en los años 1956 y 1958, respectivamente. Fue Presidente en la Junta Ejecutiva de las Primeras Jornadas Geológicas realizadas en San Juan en 1960 y Vicepresidente del Congreso Geológico Internacional reunido en Caracas en 1963. Participó asimismo en la organización de las Segundas Jornadas Geológicas realizadas en Salta en 1963. En 1966 fue designado delegado del Instituto Nacional de Geología y Minería ante el Comité Ejecutivo

del Upper Mantle Project que se reuniera en Buenos Aires.

Guillermo Furque continuó con su labor de campo hasta pocos años antes de su fallecimiento, aun teniendo plena conciencia de la cruel enfermedad que le afectaba. Tuvo el tesón y la valentía de ascender a grandes alturas de la Cordillera Frontal para atender el levantamiento de la Hoja 20b, Calingasta, y de diferentes cordones de la Precordillera, cuyos levantamientos le confiara el Servicio Geológico Nacional mediante convenios con la Universidad Nacional de La Plata.

La comunidad geológica ha perdido uno de sus destacados miembros; sin embargo Guillermo Furque estará siempre presente a través de su obra.

Marcelo Caballé y Alfredo Cuerda
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
Universidad Nacional de La Plata

ERRATA

En el artículo de *Cabaleri, N.G. y Armella, C., Facies lacustres de la Formación Cañadón Asfalto (Caloviano-Oxfordiano) en la quebrada Las Chacritas, Cerro Cóndor, provincia del Chubut*, publicado en el volumen 54, número 4, páginas 375-388, en la página 385, en la escala vertical de la Figura 7, donde dice "50 m", debe decir "15 m".

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se consideran para publicar únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica", publicado en el número 2 del tomo 54. Todos los manuscritos recibidos serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener la calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

Enviar tres copias del manuscrito a:

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

Se reciben manuscritos en castellano o inglés, impresos en A4 o carta, en una cara, a doble espacio y con márgenes de por lo menos 2,5 cm. Las páginas deben numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados y las leyendas de las figuras. Colocar las ilustraciones en páginas sin numerar. Los manuscritos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del manuscrito (luego de arbitrado) debe ser enviada por los autores en papel y en diskette, con extensión .txt, doc o .rtf, en procesadores de texto de uso corriente en PC y acompañado por los originales de las figuras.

El envío de un nuevo trabajo debe ser precedido por una carta al director de la Revista de la Asociación Geológica Argentina en la cual debe constar el título del trabajo y los autores, junto con una frase expresando que el trabajo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial del mismo en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo; nombre de los autores; dirección postal completa. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigir la correspondencia, adjuntando en lo posible FAX, TE y correo electrónico. Indicar al pie el número total de páginas, figuras y tablas. La segunda página incluirá un resumen del trabajo con un máximo de 250 palabras. Para artículos en castellano el resumen será en inglés, se titulará "Abstract" e irá precedido por una traducción del título. Deberá adjuntarse una versión en castellano del "Abstract" en la tercera página, que sólo se utilizará para la corrección de la versión en inglés. Los trabajos en inglés llevarán, además del "Abstract", un resumen en castellano con la traducción del título, en la tercera página. El texto del trabajo comenzará en la cuarta página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, métodos, resultados y discusión, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de las unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía.

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y tablas, numeradas correlativamente y citadas en el texto. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras tomen todo el ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Se debe respetar siempre el formato de la caja (18 x 23 cm) o sus proporciones. Tratar de evitar las figuras en forma apaisada.

Se permite sin cargo una página de fotografías en blanco y negro cada 6 páginas de texto y una página de ilustraciones en general cada 4 páginas. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Las figuras preparadas con computadora deben ser impresiones laser o similar, a 300 dpi y 65 lpi como mínimo. Enviar las figuras en el tamaño de publicación. Es aconsejable enviar los archivos de las figuras en extensiones .cdr, .bmp, .tif, .jpg. Conserve una copia de calidad original. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use preferentemente líneas negras, continuas, limpias y no menores de 0,1 mm.

Para el texto en las figuras use letra clara como la Arial o Helvética regular. Las fotografías deben ser de buena calidad y estar en foco y libres de rayas y marcas y, de ser posible llevarán escala gráfica. Numerar las tablas correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como (Tabla...).

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados y los listados. Prestar especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Para citas de dos autores ordenar la lista alfabéticamente por el primer autor y luego por el segundo. Para citas de tres o más autores ordenar cronológicamente por el año de publicación. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse la editorial y lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de 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.

Autores. Separados y costos a pagar por el autor

Al menos la mitad de los autores de los artículos publicados deberán ser socios de la Asociación Geológica Argentina. Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de la Asociación. No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Clasificación de los Artículos

a) Artículos normales: la extensión del texto, excluida la bibliografía, no será mayor de 30 páginas. Se publicarán en lo posible en orden de aceptación. El periodo entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) Artículos cortos: que presentan desarrollos novedosos de trascendencia internacional. La extensión no deberá superar las 10 páginas (excluida la bibliografía). El resto de las normas son similares a las de los artículos normales. Recibirán un tratamiento editorial especial.

c) Notas breves: artículos cortos, menos de 4 páginas, excluida la bibliografía, con una figura como máximo y resumen. Recibirán un tratamiento editorial especial.

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

Augusto P. Calmels
Panamerican Energy LLC.
Chevron San Jorge S.A.

y los aportes de:

J.L Bianchi
M.K. de Brodtkorb
A.R. Gramajo
E.R.D. Saccone
F. Vervoorst

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

Se terminó de imprimir el 30 de junio de 2000
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires

GUIDELINES FOR AUTHORS

Original and unpublished manuscripts on any research field of the geological sciences, especially those related to the geology of Argentina and South America are considered for publication. More detailed instructions to authors were published in vol. 54 (2) of the *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Manuscripts are sent to at least two reviewers.

Preparation of manuscripts

Submit three copies of the manuscript, including captions of figures and tables to: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645, 1er piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Manuscripts in English or Spanish are acceptable. Manuscripts not adhering to format will be returned to authors for correction before entering the editorial process. They must be submitted on either 21.5 x 28.0 cm (8 1/2 x 11 in.) or A4 standard weight paper. Manuscripts must be laser printed on only one side of plain white paper. Avoid small font sizes; double space throughout, including references and table and figure descriptions and provide a minimum 2.5 cm margin. All pages must be numbered beginning with the abstract through the figure captions. Tables and figures (on a separate page at the end of the manuscript) should not be included in numbered pages.

The corrected version of the manuscript (after reviewed) must be sent in hard copies and diskette, in electronic format (PC compatible text files with .txt, .doc or .rtf extension), together with final copies of all illustrations.

The cover letter should include the title of the paper and the name of the authors together with a statement that the manuscript is original, and has not been and will not be submitted for publication elsewhere.

The first page must include in the following order: title, name and complete addresses of authors. The corresponding author must be indicated, with FAX, phone and e-mail contact numbers. The total number of pages, figures and tables must be indicated.

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

The text must start on the fourth page. Organisation of the paper should be: introduction, methods, results, discussion, conclusions, acknowledgements, and references.

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their first appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18 x 23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every four printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript. Avoid illustration requiring the use of pages in landscape way.

Colour plates can be published if the author bear the full extra cost in advance of publication. Figures prepared with a computer should be submitted as laser prints or high-quality laser print paper. Print copies at least at 300 dpi and 65 lpi. Submit figures at final size of publication. Computer disk files of figures are welcome. They can be .cdr, .bmp, .tif, or .jpg files. Keep at least one original-quality copy of all figures. If possible, use patterns instead of dot screens. Use clean, black lines no finer than 1 or 2 points. For text in the figures, clear fonts like Arial or Helvetica are re-

commended. Submit good quality, original prints of photographs with all review copies of the manuscript, with a graphic scale if possible. Tables should be consecutively numbered with Arabic numbers. They should be referred as (Table ...) in text.

References

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

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

Authors. Reprints and costs to be paid by authors

To publish in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina. Copyright to all papers published in the *Revista* belongs to the Asociación Geológica Argentina. Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs. Costs for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Kinds of contributions

a) Artículos normales (Normal articles): research papers with text not longer than 30 pages (excluding references).

b) Artículos cortos (Short articles): short, high impact, provocative data supported papers of international interest. The text must not be longer than 10 pages (excluding references). Guidelines are similar to that of the Artículos normales.

c) Notas Breves (Short notes): short notes not longer than 4 pages excluding references and bearing a maximum of one figure.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Volumen 55 - Número 1-2 - Págs. 1-144
Buenos Aires - Junio 2000

ISSN: 0004-4822



Registro de la Propiedad
Intelectual 62115

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
Fax 54-11-43253104