

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 54 N° 3 1999



54 3

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

193-304
Setiembre de 1999

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Material protegido por derechos de autor.

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 54, Number 3, september 1999

CONTENTS

ARTICLES

- Temporal distribution of post-magmatic and hydrothermal fluids in the Serrezuela granitic pluton, Córdoba Province
G. M. Gómez and E. Martínez 195-205
- Active Faulting in the northern area of El Tigre faulting system, San Juan-La Rioja
L.P. Perucca, J.D. Paredes, G.E. Tello and H.E. Bastias 206-214
- Geological features of the Arroyo Los Manantiales area, Southern San Luis Range, Argentina
C.E. Gardini, D.A. Sales and C.H. Costa 215-219
- The Tunas Formation of Sierras Australes, Buenos Aires Province. Palaeomagnetic evidence for relations between sedimentation and deformation
R.N. Tomazzoli 220-228
- Paleogeography and stratigraphic correlation of the Upper Paleozoic of Sierra de Los Llanos, La Rioja Province
L.I. Net and C.O. Limarino 229-239
- Potassium-Argon chronology of the Copahue-Caviahue Effusive Complex, Neuquén Province
E. Linares, H.A. Osters and L.C. Mas 240-247
- Geochemical features and neomorphism of Chachao Formation calcareous rocks (Valanginian)-Malargüe Anticline, Mendoza
R.M. Palma, S. Lanés, P. Miretzky and A.M. Fazio 248-256
- Geology and Stratigraphy of the Anecon Chico-Cañadón de Fita Ruin region, Río Negro Province
R.J. Cucchi 257-269
- Landforms and soils in the Trafal River Valley, Neuquén Province
J.A. Ferrer, F.X. Pereyra and D. Villegas 270-280
- Los Chilenos granite: a new jurassic granite in Cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. Tectonic implications
A.C. Massabie, E.A. Rossello, E. Linares, C. Párica and C.A. Powell 281-289
- Calcareous nannofossils, duration and origin of limestone-marl cycles (Late Jurassic, Neuquén Basin)
R. A. Scasso and A. Concheyro 290-297
- SHORT NOTE
- First record of ammonites in the Triassic of Argentina.
A.C. Riccardi and M.P. Iglesia Llanos 298-300
- MEMMORIAL 301-302

ON THE COVER

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

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

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

**REVISTA DE LA
ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA**

VOLUMEN 54, NÚMERO 3, SETIEMBRE 1999

CONTENIDO

ARTÍCULOS

- Distribución temporal de fluidos posmagmáticos e hidrotermales en el plutón granítico de Serrezuela, Provincia de Córdoba
G. M. Gómez y E. Martínez 195-205
- Fallamiento activo en el área norte del sistema de fallamiento El Tigre San Juan-La Rioja
L.P. Perucca, J.D. Paredes, G.E. Tello y H.E. Bastías 206-214
- Rasgos geológicos de los alrededores del arroyo Los Manantiales, sur de la Sierra de San Luis
C.E. Gardini, D.A. Sales y C.H. Costa 215-219
- La Formación Tunas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético
R.N. Tomezzoli 220-228
- Paleogeografía y correlación estratigráfica del Paleozoico Tardío de la Sierra de Los Llanos, Provincia de La Rioja, Argentina
L.I. Net y C.O. Limarino 229-239
- Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén
E. Linares, H.A. Osters y L.C. Mas 240-247
- Evidencias geoquímicas y neomorfismo en rocas de la Formación Chachao (Valanginiano)-anticlinal Malargüe, Mendoza
R.M. Palma, S. Lanés, P. Miretzky y A.M. Fazio 248-256
- Geología y estratigrafía de la comarca Anecón Chico-Cañadón de Fita Ruin, Provincia de Río Negro
R.J. Cucchi 257-269
- Geoformas y suelos en el Valle del Río Traful, Provincia del Neuquén
J.A. Ferrer, F.X. Pereyra y D. Villegas 270-280
- Granito Los Chilenos: una nueva unidad granítica jurásica en Cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. Implicancias tectónicas
A.C. Massabie, E.A. Rossello, E. Linares, C. Párica y C.A. Powell 281-289
- Nanfósiles calcáreos, duración y origen de ciclos caliza-marga (Jurásico Tardío de la Cuenca Neuquina)
R. A. Scasso y A. Concheyro 290-297
- NOTA BREVE**
- Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina
A.C. Riccardi y M.P. Iglesia Llanos 298-300
- NECROLÓGICA** 301-302

TAPA

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

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

This One



OWNO-ZEL-3NPZ^{al} protegido por derechos de autor



REVISTA

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la *American Association of Petroleum Geologists*

COMISIÓN DIRECTIVA

(1997-1999)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Director

R.A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

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

Editores Asociados

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

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

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.

Secretario: Dr. Ricardo Palma.

Tesorera: Lic. Susana Valencio.

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

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

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

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

Suplente: Dr. Augusto P. Calmels

Delegados en el interior

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

Delegados en Buenos Aires

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

Delegados en el exterior

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

Copyright © 1999. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 \$00.00+\$00.50.

Distribución temporal de fluidos posmagmáticos e hidrotermales en el plutón granítico de Serrezuela, Provincia de Córdoba

Gabriel Marcelo GÓMEZ¹ y Estela MARTÍNEZ²

¹CONICET, Museo de Geología y Mineralogía Dr. A. Stelzner, F. C. E. F. y N. Universidad Nacional de Córdoba, Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina.

²CONICET, Cátedra de Química Analítica y Geoquímica, F. C. E. F. y N. Universidad Nacional de Córdoba, Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba, Argentina.

ABSTRACT. *Temporal distribution of post-magmatic and hydrothermal fluids in the Serrezuela granitic pluton, Córdoba Province.* The Serrezuela granitoid stock is a 36-km² shallow calcalkaline peraluminous body of Middle to Late Carboniferous age, in the eastern Sierras Pampeanas system. Two main granite facies make up the stock, a biotite-muscovite monzogranite (BMM) and a later biotite-tourmaline monzogranite. Mirolitic pegmatites are hosted by the BMM facies. There are two groups of barren hydrothermal quartz veins: quartz vein swarms that crosscut the granite and the lenticular La Suerte quartz body emplaced in the contact between granite and metasediments. Samples of idiomorphic quartz crystals from different occurrences were selected for a microthermometric study. Fluid inclusions (FI) were classified in two types. Type I: liquid FI with one or more insoluble daughter crystals. Type II: liquid polyphase CO₂-bearing FI containing one or more insoluble daughter crystals. Quartz crystals of mirolitic cavities bear Type I and Type II typologies. Total homogenization temperature (Th_t) ranges between 231.1 and 337°C and salinities vary between 6.1 and 8.8 eq.wt. % NaCl for type II FI. Type I FI show Th_t between 241.3 and 337°C and salinities between 1.5 and 4.1 eq.wt. % NaCl. In the quartz veins, FI are type I with Th_t between 231.8 and 363.6°C and salinities between 0.3 and 1.3 eq.wt. % NaCl. FI of the La Suerte body are type I, Th_t varies from 231.5 to 285°C, with salinities between 0 and 1.3 eq.wt. % NaCl. Th_t and salinity values for mirolitic cavities suggest a mixing evolution trend between CO₂-bearing magmatic fluids with moderate salinity and fluids notably poorer in saline content (possibly meteoric water) under isothermal conditions. Quartz veining events occurred later under lower P-T conditions in an environment dominated by diluted magmatic or meteoric fluids.

Introducción

Este trabajo presenta el análisis microtermométrico de inclusiones fluidas (IF) en muestras representativas de procesos posmagmáticos e hidrotermales del plutón granítico de Serrezuela, sector occidental (Fig. 1), sobre cristales de cuarzo de cavidades mirolíticas, venas de cuarzo y cuerpo silíceo de La Suerte.

Estudios de inclusiones fluidas sobre venas de cuarzo y cavidades mirolíticas relacionadas a la intrusión de un cuerpo granítico epizonal fueron realizados por Weisbrod (1981), Bodnar *et al.* (1985), Frezzotti *et al.* (1986), entre otros. Ratajeski y Campbell (1994) se refieren a la distribución de inclusiones fluidas primarias y secundarias, considerando las implicancias genéticas de estas últimas en la interpretación de la distribución espacial y temporal de los fluidos entrampados. Otros estudios microtermométricos sobre cuarzo de mirolas, venas y filones de cuarzo en la provincia de Córdoba, fueron realizados por González y Mas (1996a y b) y Peral y Mas (1996).

El objetivo de esta investigación es conocer los procesos físico-químicos que dieron lugar a la formación de cuarzo en las yacencias previamente citadas, interpretar la trayectoria de los fluidos y contribuir con nuevos

datos microtermométricos para la interpretación de estos fenómenos en otros sectores de las Sierras Pampeanas.

Geología

El plutón granítico de Serrezuela conforma la Formación Serrezuela (Lucero Michaut y Olsacher 1981). Se halla ubicado al noroeste de la provincia de Córdoba, a 7 km de la localidad homónima, en la Sierra de Serrezuela, parte integrante del sistema de Sierras Pampeanas Orientales. Es de morfología elíptica elongada con su eje mayor de rumbo meridiano, abarca un área total aproximada de 36 km². Un septo de metamorfitas esquistosas lo divide en dos sectores, el área de estudio se halla sobre el sector occidental del plutón (Fig. 1). Se emplaza en un complejo metamórfico constituido por gneises tonalítico-biotíticos inyectados, metacuarzitas y esquistos biotíticos (Lucero Michaut y Olsacher 1981). El contacto con la roca encajonante es neto lo que evidencia el carácter intrusivo del cuerpo.

El plutón de Serrezuela, de edad carbonífera mediatría (321 ± 7 y 302 ± 3 Ma), es un cuerpo granítico calcoalcalino peraluminoso de emplazamiento somero,

conformado por dos petrotipos principales (Gomez 1998).

Monzogranito biotítico ± muscovítico (MBM)

Forma la base del cuerpo (en sentido vertical) y es el de mayor representación areal, se lo puede dividir en tres facies, que se distinguen una de otra por diferencias texturales.

Facies P: está formada por un granito porfírico con una matriz de granulometría fina a media, con megacristales de microclino perfitico de hasta 3 cm de longitud. Se caracteriza por alojar xenolitos metamórficos de hasta 1 m en su máxima elongación y por la presencia de abundantes cavidades miarolíticas de 10 a 30 cm de diámetro promedio, que excepcionalmente superan el metro. La roca está constituida por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, muscovita y contenidos variables de turmalina restringida sólo a algunos sectores.

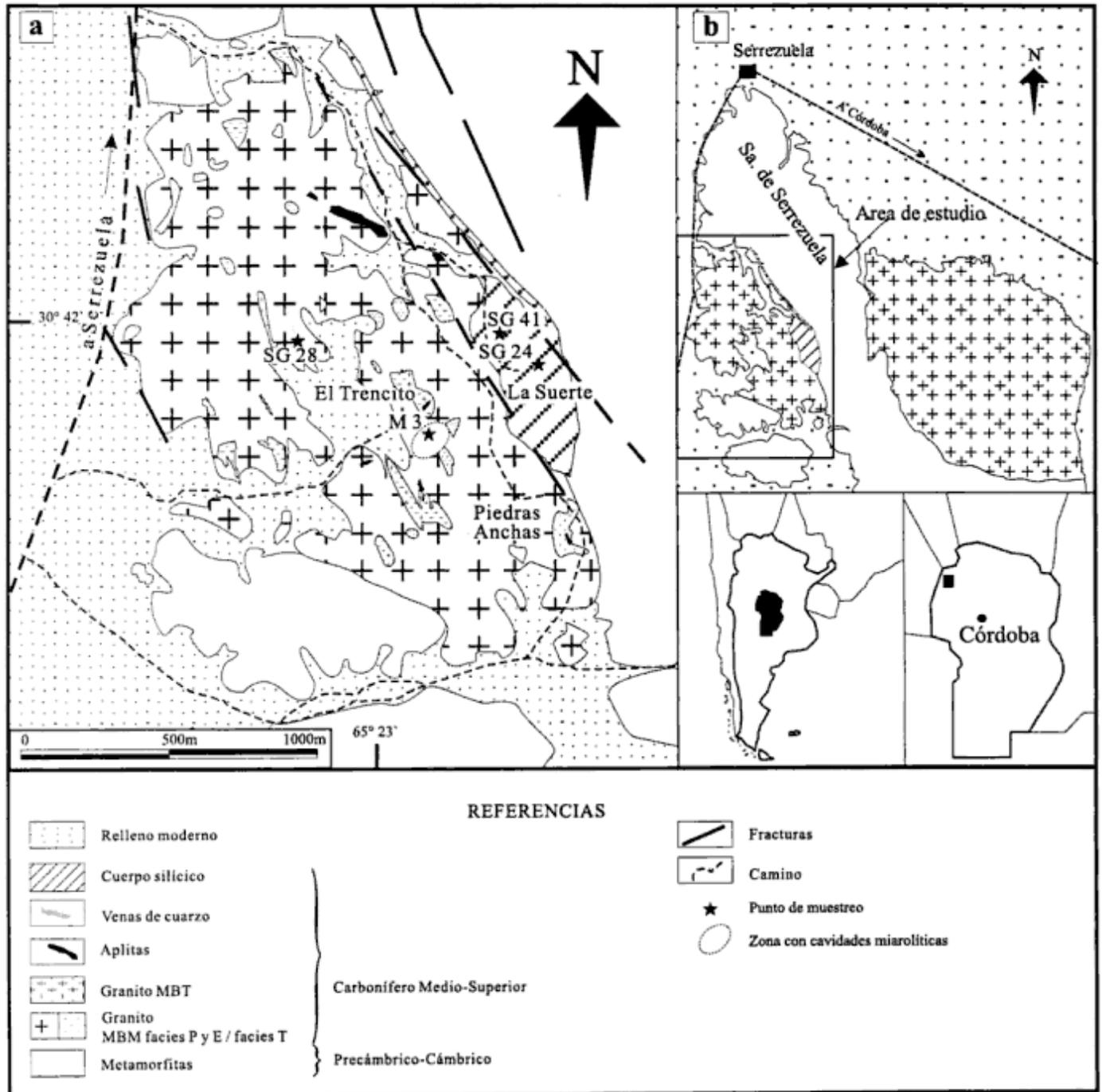


Figura 1: Mapa geológico del sector occidental del plutón de Serrezuela (modificado de Gómez 1998). a, área de estudio; b, ubicación regional.

Facies E: presenta una textura equigranular de granulometría media. Ocupa la parte cuspidal de algunos cerros. El contacto con el monzogranito porfírico es en algunos casos interdigitado y en otros se observa una variación continua en el contenido de fenocristales. En el cuerpo oriental este petrotipo es en general equigranular con un tamaño de grano medio, muy cuarzoso y de color rojizo, tornándose grisáceo en las áreas turmalinizadas.

Facies T: Está presente en el sector de Piedras Anchas (Fig. 1) y en la cantera La Serrezuela en el stock oriental. A pesar de ser fácilmente distinguibles fotogeológicamente en el campo no se observaron contactos netos con el resto de las facies del MBM.

Es equigranular de grano medio a grueso, su color varía de rosa a rojo intenso, haciéndose grisáceo en sectores. Está compuesto por cuarzo, plagioclasa, microclino, biotita, turmalina, muscovita y apatita. Presenta evidencias de reemplazo de turmalina a expensas de biotita.

Monzogranito biotítico turmalínico (MBT)

Tiene su principal desarrollo en el sitio denominado El Trencito (Fig. 1). Se emplaza en el cuerpo occidental en forma de manto suprayacente al MBM en contacto neto, con una potencia de hasta 20 m y varios centenares de metros de extensión. Por erosión diferencial sólo han quedado crestones que se alinean con rumbo norte-sur. Se encuentra muy diaclasado con diseño ortogonal, parte de las diaclasas se hallan rellenas por aplitas turmalínicas las cuales sólo afectan a este petrotipo. Algunos de estos planos de debilidad también fueron rellenos por asociaciones de tipo greisen com-

puestas por muscovita, cuarzo y sulfuros de hierro y cobre. Es equigranular de grano medio de color rosado a gris. Está constituido por cuarzo, plagioclasa (An_{55}), microclino, biotita, turmalina y muscovita. Se caracteriza por su alto contenido en turmalina subidiomórfica a xenomórfica que ocupa sitios intersticiales entre los componentes principales sin observarse fenómenos de reemplazo.

Fenómenos posmagmáticos asociados

Cavidades miarolíticas

Se desarrollan en el monzogranito biotítico \pm muscovítico. Son de distribución errática, las de mayor tamaño se desarrollan en el sector central del cuerpo occidental (El Trencito, M3, Fig. 1), aunque también en los bordes oriental y sur y en las canteras Serrezuela; al sur del stock oriental también se observaron cavidades de menor tamaño, de aproximadamente 15 cm de diámetro con escaso desarrollo de cristales.

Sus dimensiones varían desde unos pocos centímetros hasta aproximadamente 1,5 m de diámetro, presentando un desarrollo cristalino variable en función del tamaño de la miarola, con cristales que alcanzan una longitud de hasta 20 centímetros. Poseen una simetría esférica donde los cristales crecen en forma perpendicular a las paredes de la roca de caja hacia el centro de la cavidad.

En las cavidades mejor desarrolladas se observa una zonación que consta de zona de contacto, pared, intermedia y núcleo. En la mayoría de los casos estas divisiones no son tan estrictas. En las zonas intermedia y

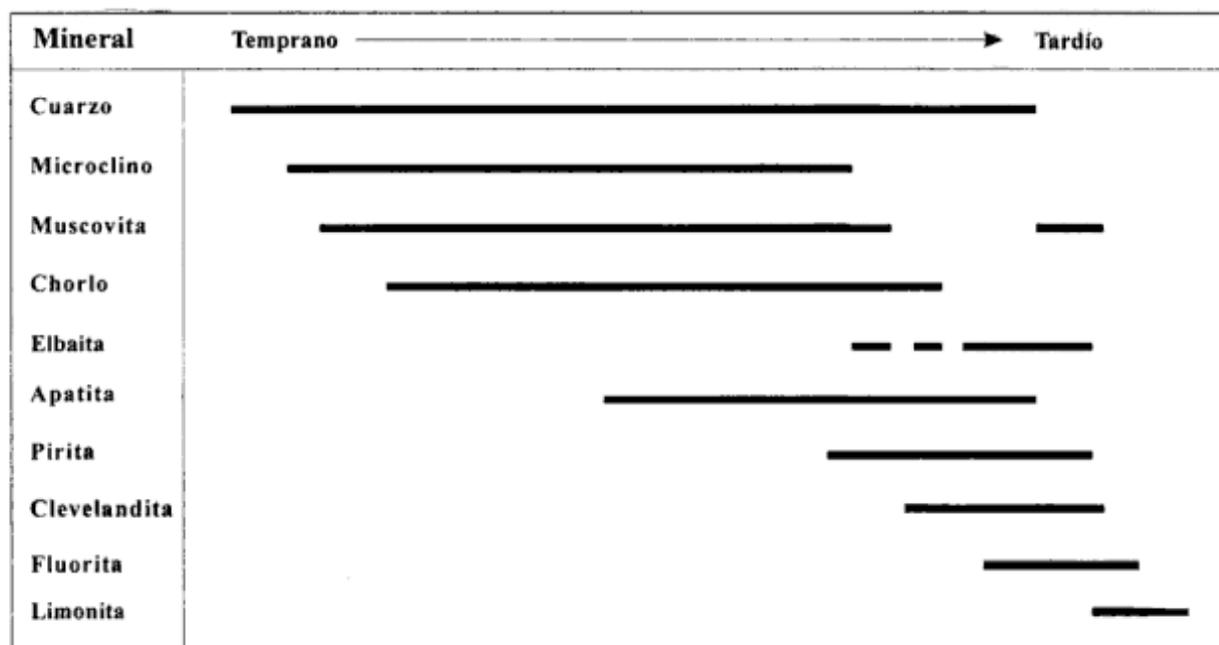


Figura 2: Esquema de la secuencia paragenética de minerales en cavidades miarolíticas.

núcleo se presentan los cristales idiomórficos. Están constituidas por cuarzo, microclino, muscovita, turmalina (chorlo y elbaita), apatita, pirita, clevelandita, y en algunos casos fluorita y pseudomorfo de limonita según pirita (Gómez 1998). La Fig. 2 muestra la secuencia paragenética de estas cavidades miarolíticas.

Las cavidades miarolíticas pertenecen a las pegmatitas de la familia NYF, las cuales se caracterizan por la presencia de Y, ETR, U, Th, Zr, Be y F como elementos menores típicos, por poseer una mineralización pobre, por su capacidad de formación de gemas y por desarrollarse en el interior o en zonas marginales de plutones someros de carácter subaluminoso a metaluminoso (Cerný 1991). Estudios de feldespatos potásicos de estas cavidades determinaron que estructuralmente se trata de microclinos máximos con más del 80 % en ortosa, feldespatos típicos de plutones graníticos muy evolucionados de emplazamiento somero (Gómez y Lira 1994). También se observó una tendencia evolutiva de este mineral desde el borde al centro de estas cavidades miarolíticas, principalmente expresada en las relaciones Rb-K y Rb-Sr (Gómez 1998).

La presencia de cristales de elbaita y la de ejemplares de cuarzo ahumado de buen tamaño y apropiadas características físicas, son indicadores potenciales de la existencia de especímenes de calidad gemológica (Gómez y Martínez 1997).

Venas de cuarzo

Se desarrollan en el centro y borde occidental del cuerpo granítico occidental, se encuentran emplazados sobre el MBM (SG 28, Fig. 1), se trata de filones de cuarzo con una potencia que alcanza los 1,5 m y una longitud que llega a los 200 m. Estos filones forman las cúspides de algunos cerros siguiendo el mismo rumbo del cuerpo silíceo con buzamiento vertical. El cuarzo tiene aspecto lechoso, forma drusas y oquedades elongadas de hasta 30 cm de longitud a lo largo de planos de debilidad paralelos al rumbo, con cristales idiomórficos translúcidos de hasta 5 cm de longitud, los que comúnmente están tapizados por pátinas de óxidos de hierro.

Cuerpo silíceo

Se localiza en el límite oriental del cuerpo occidental sobre el contacto granito-metamorfita (SG 24, 41; Fig. 1; canteras La Suerte). Lucero Michaut y Olsacher (1981) consideraron a este cuerpo como una intrusión silícea emplazada dentro del stock granítico formada por cuarzo lechoso, con una potencia aproximada de 700 metros y una longitud entre 3 y 4 km, coincidiendo con una gran tectolína de índole compresiva. Este cuerpo se encuentra muy tectonizado y fragmentado, los bloques están soldados por recristalización.

Es de forma lenticular con un rumbo de 8° y buzamiento 72° al este; se emplaza siguiendo el rumbo de la fracturación regional en el contacto mismo gneis-granito en forma discordante con la esquistosidad regional. Está asociado a fajas rojas de granito cataclástico; en algunos sectores evidencia un alto grado de tectonismo formando una brecha aglomerada; en ésta, los fragmentos y bloques de cuarzo de dimensiones en extremo variables, están débilmente cementados por yeso en agregados granulares o fibrosos que forman en algunos casos asociaciones del tipo "rosas del desierto". El cuarzo está asociado a sericita y óxidos de hierro. Presenta cristales idiomórficos de hasta 8 cm en drusas lenticulares. El granito que contacta con este gran filón de cuarzo se encuentra intensamente triturado, greisenizado y silicificado, surcado por venas de cuarzo con zonas con rubefacción ferruginosa; estas venas también se observaron intruidas en las diaclasas ortogonales de una aplita que intruye al granito.

Metodología de trabajo

Para este estudio se confeccionaron 5 pastillas delgadas sobre muestras de cuarzo de diferentes yacencias, seleccionándose cristales idiomórficos y granos anhedros de venas, representativos de cada caso a estudiar. Estos cristales fueron seccionados en pastillas entre 100 a 1000 µm de espesor, orientadas según direcciones cristalográficas conocidas en el caso de cristales idiomórficos.

El examen óptico de las pastillas bipulidas se realizó con un microscopio petrográfico con el objeto de clasificar las inclusiones fluidas basándose en la relación de fases observables a temperatura ambiente, utilizando un esquema similar al propuesto por Nash (1976), y determinar su origen (primario, pseudosecundario y secundario) siguiendo la clasificación temporal realizada por Roedder (1971). Se identificaron las diferentes morfologías y se midieron tamaños; para determinar las relaciones volumétricas entre las diferentes fases (grado de llenado) se utilizaron cartillas presentadas por Shepherd *et al.* (1985) y sobre la base de las observaciones realizadas se confeccionaron mapas de ubicación de las diferentes poblaciones.

Para el análisis microtermométrico se utilizó una platina de enfriamiento-calentamiento marca Fluid Inc. (Reynolds y Beane 1985) montada en un microscopio marca Leitz. Previamente a las determinaciones microtermométricas de las inclusiones fluidas en estudio, se procedió a la calibración del instrumental mediante la utilización de un set de inclusiones fluidas sintéticas estandar manufacturadas por Syn Flic, cuyos rangos de temperatura varían entre -56,6 y +573°C.

En una primera etapa se procedió a enfriar las inclusiones previamente seleccionadas para obtener datos de

salinidad, posteriormente las muestras fueron calentadas para determinar temperaturas de homogeneización, la precisión del método es de aproximadamente 0,2°C.

Los datos microtermométricos fueron tratados estadísticamente confeccionando curvas de probabilidad normal e histogramas de frecuencia. Posteriormente se procedió al uso del programa FLINCOR (Brown 1989), *software* específico utilizado para la determinación de densidad, salinidad y cálculo de valores de presión.

Resultados

Se trabajó con datos microtermométricos de aproximadamente 300 inclusiones fluidas (IF), las que fueron elegidas teniendo en cuenta parámetros propios que le asignan un origen primario, pseudosecundario o secundario.

Las IF estudiadas fueron clasificadas según la siguiente tipología:

Tipo I: IF acuosas bifásicas que pueden contener uno o más cristales hijos no solubles, las que fueron divididas según su origen en primarias (tipo Ip) o secundarias (tipo Is) (Fig. 3).

Tipo II: IF polifásicas ricas en líquido con contenido de CO₂ (principalmente en fase vapor), que pueden contener uno o más cristales hijos, no solubles (Fig. 3).

En el análisis petrográfico de IF para los diferentes cristales de cuarzo analizados, se observó que no existe una ubicación preferencial para las IF de tipo Ip y II,

las que se distribuyen en forma errática, en planos que siguen direcciones de crecimiento (paralelas a caras cristalográficas o de zonación), dispuestas inmediatamente después de una inclusión sólida que interfirió en el crecimiento del cristal y en fisuras selladas dentro del cristal. Las IF de tipo Is se alojan en fracturas de evidente origen secundario.

Los resultados obtenidos se exponen a continuación según las diferentes yacencias estudiadas (Tabla 1).

Cristales de cavidades miarolíticas

Se analizaron muestras de cristales de cuarzo idiomórficos de la zona de núcleo de las cavidades miarolíticas (M3, Fig. 1). Petrográficamente se observó la presencia de abundantes IF de origen primario, algunas relacionadas al entrapamiento de inclusiones sólidas (turmalina en haces prismáticos y minerales opacos) e IF de origen secundario relacionadas a fracturas. Las mismas presentan diferentes morfologías, en cristales negativos o irregulares aplanadas, en algunos casos con evidencias de estrangulamiento. Los tamaños de las IF estudiadas varían entre 14 y 123 µm. En estas cavidades se presentan todas las tipologías descriptas. Las IF de tipos Ip y II, ambas de origen primario, poseen la misma distribución areal.

Se tomaron 120 datos microtermométricos de homogeneización. Todas las inclusiones estudiadas homogeneizaron (Th_t) a fase líquida, algunas de las IF de tipo Is, de pequeño tamaño (<10µm), presentaron un com-

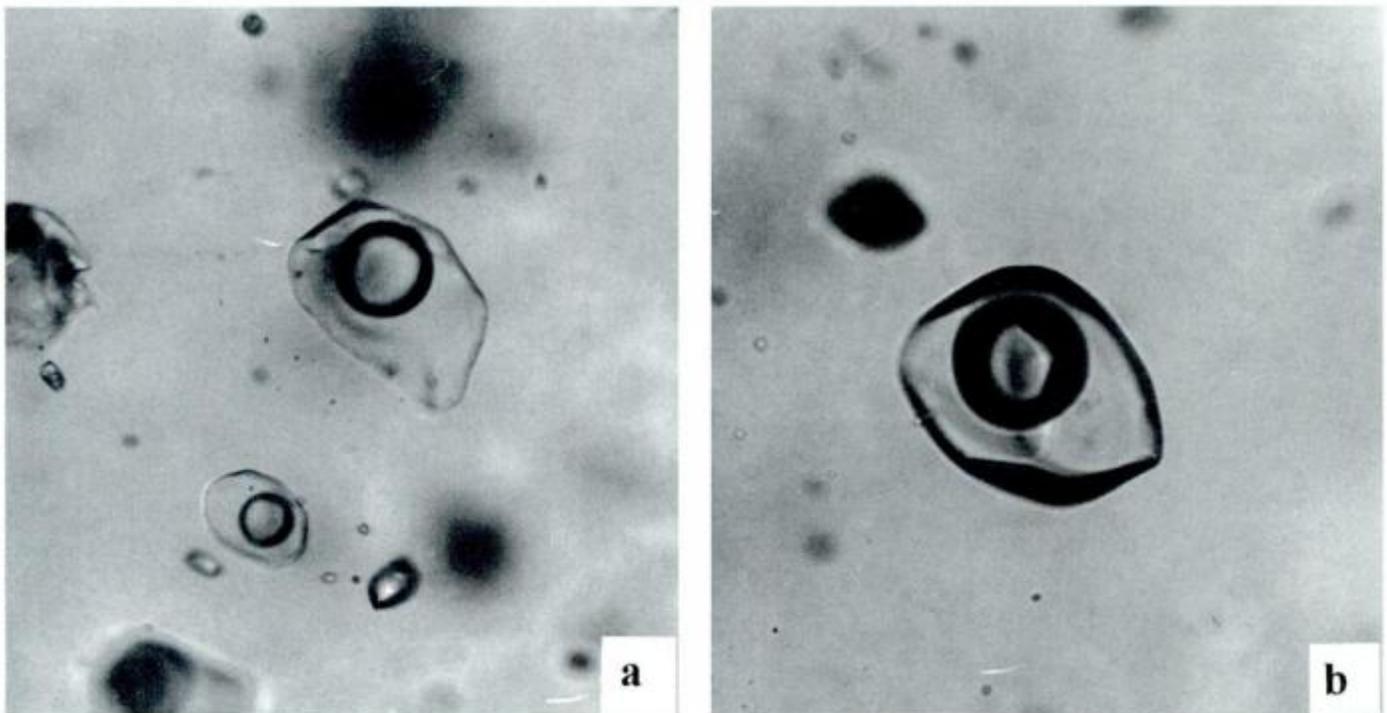


Figura 3: Fotomicrografías de IF de diferentes tipologías: a, IF irregulares, acuosas bifásicas tipo I; b, IF en forma de cristal negativo, tipo II con contenido de CO₂. Escala 1cm: 30 µm.

Tabla 1: Resumen de datos microtermométricos obtenidos de IF para las diferentes manifestaciones estudiadas. Th: temperatura de homogeneización; Tf: temperatura de fusión; Te: temperatura eutéctica.

Yacencia	Miarolas		Venas de cuarzo	Cuerpo silíceo
	Ip - Is	II	Ip - Is	Ip
Th CO ₂ (°C)	-	28,1 a 28,9 (n=12)	-	-
Th Total (°C)	271 a 337 (n=90)	281 a 337 (n=30)	232 a 364 (n = 70)	231 a 285 (n = 76)
Tf hielo (°C)	-2,4 a -0,9 (n=24)	-	-0,8 a -0,2 (n=16)	-0,8 a 0 (n=23)
Te (°C)	-22,5 (n=10)	-	-	-
Tf CO ₂ (°C)	-	-58,3 a -56,4 (n=16)	-	-
Tf clatrato (°C)	-	5,2 a 7,3 (n=17)	-	-
Salinidad (% en peso eq.Cl Na)	1,5 a 4,1 (n=25)	6,1 a 8,8 (n=17)	0,3 a 1,3 (n=16)	0 a 1,3 (n=23)

portamiento metaestable al no nuclear fase vapor después del calentamiento.

El grado de llenado de las IF estudiadas es bastante homogéneo, variando entre 0,6 y 0,7. En las IF de tipo II, la fase rica en CO₂ ocupa un volumen aproximado del 35%, compuesto en más de un 80% por fase vapor. La presencia de CO₂ en algunas inclusiones de este tipo pudo ser inferida por el movimiento de la burbuja de vapor al iniciar el calentamiento y por la observación del punto de fusión de CO₂ a los -56,6°C ($\pm 1,7^\circ\text{C}$). Las temperaturas de homogeneización total (Th_t) para las IF de tipo II varían entre 281,1 y 337°C. Las temperaturas de homogeneización parcial de CO₂ (Th_{co₂}) a fase vapor se midieron entre 28,1 y 28,9°C. Las temperaturas de fusión de CO₂ (Tf_{co₂}) obtenidas varían entre -58,3 y -56,4°C, mientras que las de fusión de clatrato (Tf_{cl}) fluctúan entre 5,2 y 7,3°C. Los datos obtenidos de temperaturas de fusión de clatrato (inferiores a 10°C) y las temperaturas de fusión de CO₂ obtenidas no permiten establecer la existencia de otros gases. Las salinidades calculadas a partir de las Tf_{cl} obtenidas arrojaron valores entre 6,08 y 8,77 % en peso eq. ClNa. Las IF de tipo Ip mostraron morfologías similares a las de tipo II, con Th_t entre 270,7 y 337°C; en las de tipo Is las Th_t varían entre 241,3 y 280,4°C. Las temperaturas de fusión de hielo (Tf_h) para las de tipo Ip y Is varían entre -2,4 y -0,9°C. Las salinidades calculadas para estos valores varían entre 1,48 y 4,07 % en peso eq. ClNa. El punto eutéctico (Te) se observó a aproximadamente -22,5°C en algunas de las IF analizadas, indicando la presencia de un fluido compuesto por mezcla de ClNa y ClK.

Se observaron cristales hijos birrefringentes de hábito fibroso que no fueron disueltos aún por encima de la temperatura de homogeneización de la fase líquido-va-

por; el hábito de esta fase hija y la presencia de CO₂ en las IF estudiadas, sugiere que podría tratarse de dawsonita (NaAl(CO₃)₂(OH)), mineral ya observado como fase hija en IF de cuarzos en cavidades miarolíticas por varios autores (Frezzotti *et al.* 1986; Coveney y Kelly 1971, en Roedder 1984).

Cristales de venas de cuarzo

Se seleccionaron dos cristales de cuarzo bien desarrollados de las venas que atraviesan el cuerpo granítico (SG28, Fig.1). Frecuentemente el crecimiento temprano de un mineral está caracterizado por una mayor abundancia de inclusiones que durante las etapas tardías de crecimiento (Shepherd *et al.* 1985), ésto puede observarse en los cuarzos estudiados que tienen una apariencia lechosa en la base de implantación de los cristales, haciéndose hialinos hacia las terminaciones.

Las IF analizadas del tipo I son de diferentes orígenes; IF aisladas, irregulares, que crecen en el interior del cristal entre zonas de crecimiento de origen primario (tipo Ip); IF irregulares relacionadas a fisuras selladas, con el mismo rango de Th_t que las anteriores, de origen pseudosecundario, e IF en forma de cristales negativos a irregulares, oscuras, siguiendo planos de fisuras que cruzan zonas de crecimiento de posible origen secundario (tipo Is); también se observaron varios planos de IF secundarias chatas, irregulares, con importantes evidencias de estrangulamiento. Los tamaños de las IF estudiadas varían entre 16,8 y 84 μm .

Se tomaron 70 datos microtermométricos de homogeneización. Las IF de tipo Ip homogeneizaron a fase líquida en un rango de temperatura entre 296,5 y 363,6°C, en tanto las de tipo Is lo hicieron entre 231,8 y 282,9°C.

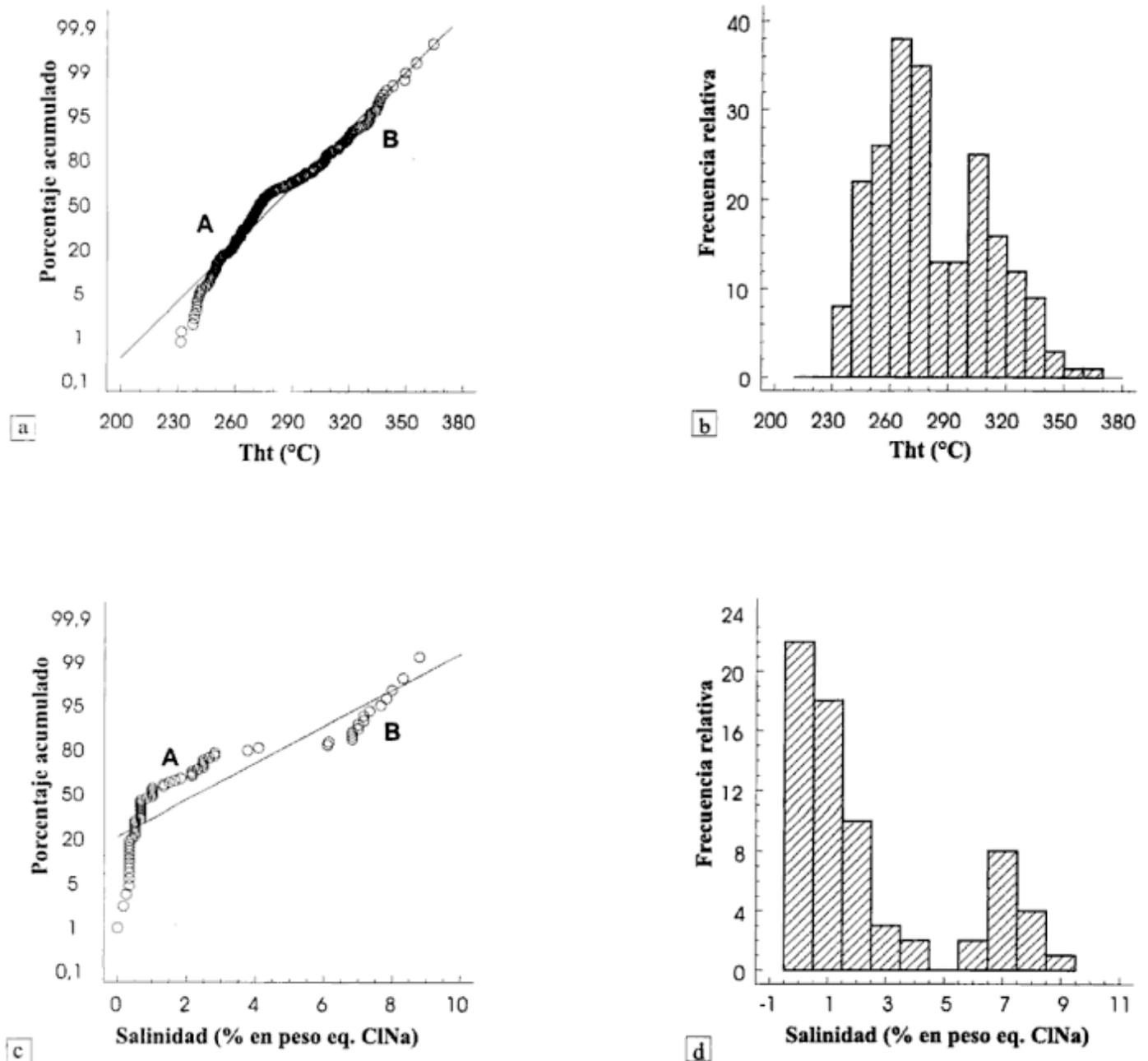


Figura 4: Curvas de probabilidad normal e histogramas de frecuencia de temperaturas de homogeneización y salinidades de IF para la totalidad de las muestras analizadas.

Las temperaturas de fusión de hielo obtenidas para todas las IF estudiadas varían entre $-0,8$ a $-0,2^{\circ}\text{C}$, con salinidades que varían entre 0,33 y 1,32 % en peso eq. ClNa. Se observaron cristales hijos en las IF de mayor tamaño, y ninguno de ellos fue disuelto aún a temperaturas de hasta 50°C por encima de la temperatura de homogeneización total. La falta de recurrencia de estos cristales en todas las IF que poseen relaciones de fases similares, podría deberse a procesos de metaestabilidad (Roedder 1971), en donde cristales hijos pueden fallar en su nucleación en IF muy pequeñas o simplemente no observarse por encontrarse por debajo del límite de resolución óptica (Shepherd *et al.* 1985).

Cristales del cuerpo silíceo

Fueron seleccionados cristales de cuarzo bien desarrollados en dos sectores del cuerpo silíceo (SG24 y SG41, Fig. 1). La muestra SG24 está constituida por cristales de cuarzo lechoso con abundante concentración de IF de diversos tamaños en forma de cristales negativos, alojadas en fracturas selladas dentro de los límites del cristal. La muestra SG41 corresponde a cristales con zonación de crecimiento muy marcada. Las IF se disponen en forma paralela y perpendicular a los bordes de los cristales. Las IF analizadas son en general irregulares. También se observaron IF con evi-

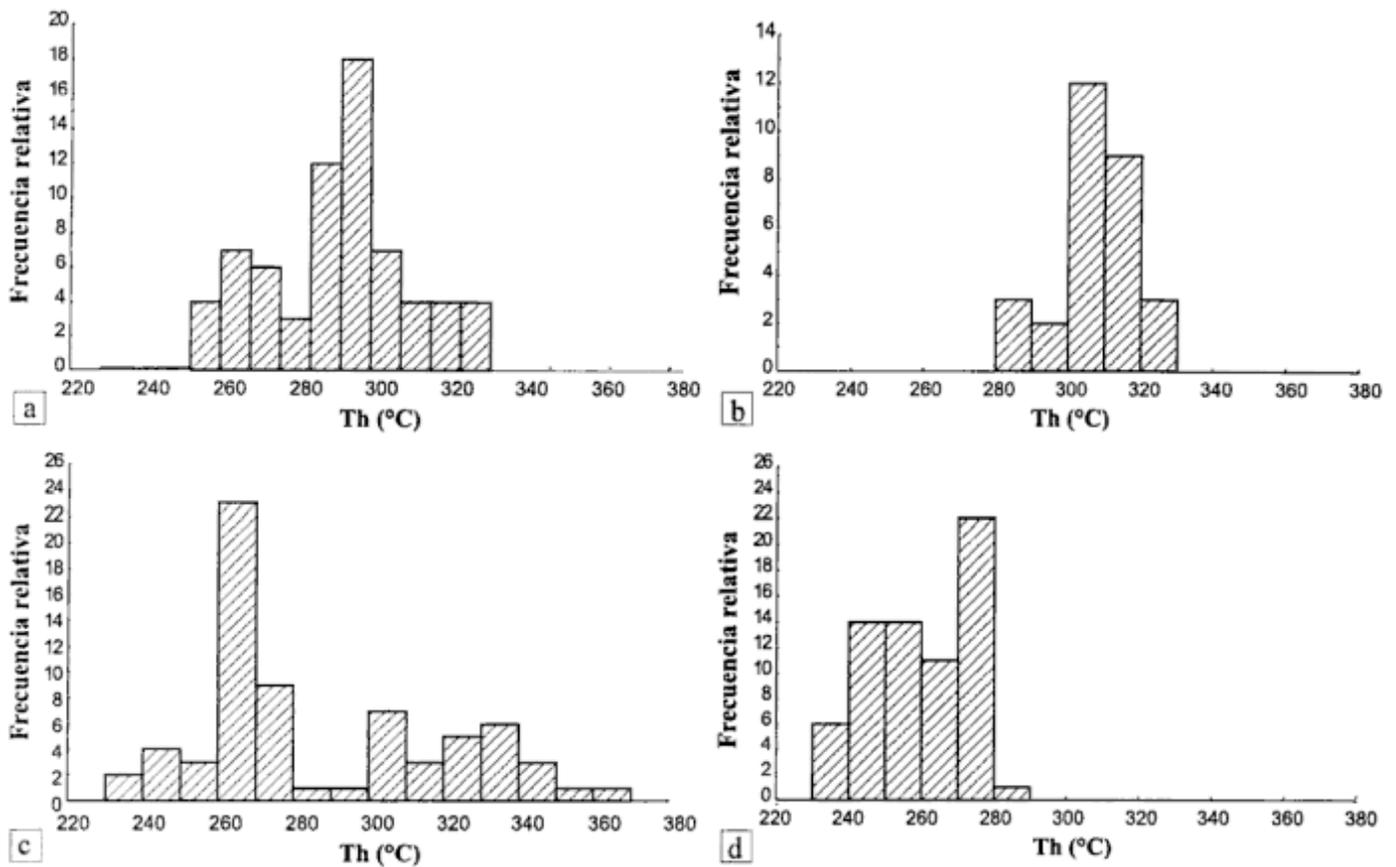


Figura 5: Histogramas de frecuencia de temperaturas de homogeneización para IF de las distintas yacencias: **a**, IF tipo I en cavidades miarolíticas, IF secundarias (temperaturas inferiores a 280°C), IF primarias (temperaturas superiores a 280°C); **b**, IF tipo II en cavidades miarolíticas; **c**, venas de cuarzo y **d**, cuerpo silíceo de La Suerte.

dencias de estrangulamiento. El núcleo del cristal es hialino con escasas IF, que se incrementan en cantidad y disminuyen en tamaño hacia los límites de cada zona. Todas las IF de esta yacencia corresponden al tipo I. Los tamaños de las IF varían entre 14 y 39,2 μm para ambas muestras.

Se tomaron 76 datos microtermométricos de homogeneización. Todas las IF analizadas homogeneizaron a fase líquida. Para la muestra SG24 los valores de temperatura de homogeneización obtenidos varían entre 249,7 y 285°C. Para la muestra SG41 estos valores varían entre 231,5 y 272,2°C. Las temperaturas de fusión de hielo varían entre -0,4 y -0,2°C para la muestra SG24 y entre -0,8 y 0°C para la muestra SG41, con lo que se obtuvieron salinidades entre 0 y 1,32 % en peso eq. ClNa.

Utilización de los datos microtermométricos

A partir de los datos microtermométricos obtenidos se procedió al tratamiento estadístico de los mismos mediante el uso de curvas de probabilidad e histogramas de frecuencia para determinar la distribución normal o lognormal de los mismos. Se utilizó el parámetro

chi cuadrado para niveles de confianza entre 95 y 99 %. Con el uso de estas herramientas se determinó el tipo de distribución y los rangos de temperatura más frecuentes para las inclusiones estudiadas.

La utilización del programa FLINCOR (Brown 1989) sólo fue posible para las muestras con disponibilidad de datos de temperatura de fusión de hielo y de clatrato. Con este programa se obtuvieron los parámetros de densidad, volumen molar y porcentaje en peso equivalente ClNa, para luego proceder a la construcción de isocoras para las inclusiones estudiadas en cada yacencia.

Discusión y conclusiones

La figura 4a muestra una curva de probabilidad normal con todos los datos de temperaturas de homogeneización obtenidos para todas las yacencias estudiadas, en la misma se observan dos tramos; un tramo "A" entre aproximadamente 230 y 280°C y un segundo tramo "B" entre 280 y 370°C; esta bimodalidad también se observa en el histograma de frecuencia (Fig. 4b). Aplicando la misma metodología para datos de salinidad (Fig. 4c) también se observan dos tramos con una disconti-

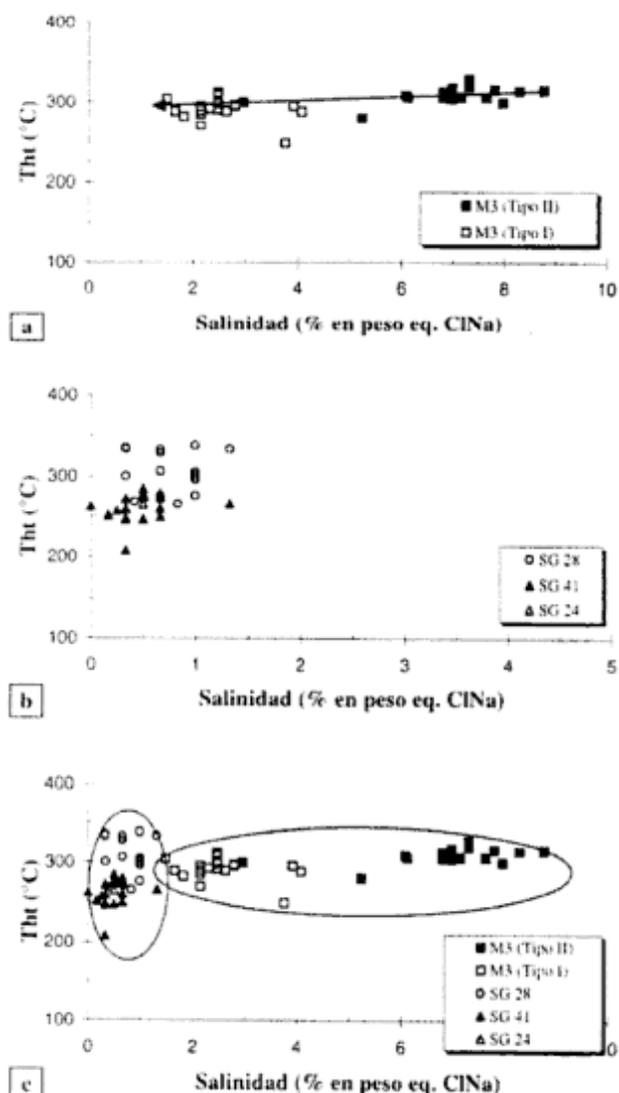


Figura 6: Diagrama de temperaturas de homogeneización total (Tht) vs. salinidad. **a**, cuarzo de cavidades miarolíticas; **b**, venas de cuarzo y cuerpo silíceo de La Suerte; **c**, totalidad de las muestras analizadas. M3: cavidades miarolíticas, SG 28: venas de cuarzo, SG 24 y SG 41: cuerpo silíceo de La Suerte.

nidad entre ambos grupos; el primero "A" corresponde a IF de tipo I, acuosas de baja salinidad, que se distribuyen en forma lognormal y el segundo "B", de distribución normal, representa IF de tipo II con CO_2 y salinidades algo superiores a las anteriores; esta bimodalidad es notoria en el histograma de la figura 4d.

Observando estos diagramas para las cavidades miarolíticas, al considerar la distribución de las temperaturas de homogeneización para las IF de tipo I (Fig. 5a), las que son comunes a todas las yacencias estudiadas, se observa un sector por encima de los 280°C que corresponde a IF acuosas primarias, con Tht coincidentes con las medidas para las IF de tipo II (Fig. 5b). El sector con Tht inferiores a 280°C (Fig. 5a) representa IF secundarias posiblemente vinculadas a los fluidos formadores del cuerpo silíceo.

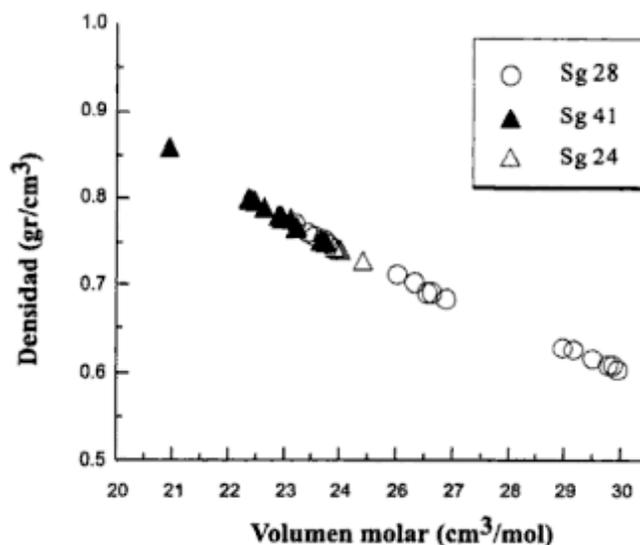


Figura 7: Diagrama de densidad vs. volumen molar para IF acuosas (tipo I) de las filonaciones hidrotermales. SG 28: venas de cuarzo, SG 24 y SG 41: cuerpo silíceo de La Suerte.

Las Figs. 5c y 5d presentan la distribución de las Tht de IF de las venas de cuarzo y el cuerpo silíceo respectivamente. En la figura 5c, correspondiente a las venas de cuarzo, se observan dos tramos, uno por encima de los 280°C , correspondiente a IF de origen primario, y otro por debajo de dicha temperatura, que representa IF de origen secundario, estas últimas, coincidentes con las IF primarias del cuerpo silíceo de La Suerte (Fig. 5d).

El diagrama Tht vs. salinidad (Fig. 6a), para las cavidades miarolíticas, sugiere una tendencia evolutiva de mezcla de fluidos magmáticos portadores de CO_2 y salinidad moderada, con fluidos notablemente más pobres en contenido salino bajo condiciones isotermales (Shepherd *et al.* 1985) (posiblemente aguas de origen meteórico). La falta de continuidad en la trayectoria lineal de mezcla (brecha composicional), podría atribuirse a la dificultad de entrapamiento de fluidos de salinidad intermedia durante el lento proceso de mezcla entre dos fluidos de salinidad contrastante (Henley y Mc Nabb 1978).

En los eventos posteriores, que corresponden al emplazamiento de venas de cuarzo y cuerpo silíceo de La Suerte, las IF analizadas arrojaron valores de salinidad inferiores al 1,5 % en peso eq. ClNa (agua casi pura), con descenso de temperatura (Fig. 6b), sugiriendo un origen común y la influencia de aguas meteóricas. Por otro lado, las IF tempranas de tipo Ip (venas de cuarzo) muestran un volumen molar mayor ($23,5\text{-}29,8\text{ cm}^3/\text{mol}$) y una densidad inferior ($0,6\text{-}0,7\text{ gr/cm}^3$) que las IF Ip (cuerpo silíceo) ($21\text{-}24,8\text{ cm}^3/\text{mol}$ y $0,7\text{-}0,8\text{ gr/cm}^3$), corroborando un progresivo descenso de las condiciones de P-T (Fig. 7).

La figura 6c compara las IF de las distintas yacencias estudiadas, donde se puede observar una clara di-

ferenciación entre los eventos pegmatíticos y los filonianos hidrotermales. La interacción entre fluidos de origen magmático vinculados a plutones graníticos calcoalcalinos y aguas de procedencia meteórica es un fenómeno regional aparentemente común en las Sierras Pampeanas Orientales (Lira *et al.* 1996). Datos isotópicos y microtermométricos evidencian procesos similares en los vecinos batolitos de Las Chacras-Piedras Coloradas y de Achala (Lira y Ripley 1990, 1992; Lira *et al.* 1996).

Los cristales hijos encontrados en las IF de tipo I son birrefringentes y no fueron disueltos aún por encima

de la temperatura de homogeneización; podrían estar compuestos por silicatos, insolubles bajo dichas condiciones. Estos cristales fueron observados en las IF de mayor tamaño de forma de cristales negativos a irregulares, sin evidenciarse fenómenos de estrangulamiento. En algunas IF de tipo II de las cavidades miarolíticas se observaron cristales hijos con hábito fibroso; la morfología de estos cristales, el contenido de CO₂ y la baja salinidad de las IF que alojan a esta fase hija sugiere que podría tratarse de dawsonita (Na Al(CO₃)(OH)₂). Su presencia estaría indicando alto contenido de Al, decrecimiento de la acidez del fluido (Frezza *et al.* 1986) y la influencia de aguas con pH neutro bajo condiciones de P-T decrecientes (Eadington 1983). Además, la cristalización de elbaíta y clevelandita en los estadios finales de formación de las miarolas, evidencia una elevada concentración de sodio en el fluido.

En la figura 8a se realizó una comparación entre las isocoras obtenidas para las venas de cuarzo y el cuerpo silíceo de La Suerte, en la que se pueden observar isocoras correspondientes a IF primarias de las venas de cuarzo y una estrecha coincidencia entre las isocoras de IF de origen primario de las muestras SG24 y SG41 (La Suerte) y una isocora correspondiente a IF de origen secundario de la muestra SG28 (venas de cuarzo).

En la figura 8b se observa una estrecha coincidencia entre las isocoras de las IF de origen secundario (tipo Is) de las cavidades miarolíticas y las venas de cuarzo con las isocoras de IF de origen primario (tipo Ip) del cuerpo silíceo de La Suerte.

Considerando que las pegmatitas miarolíticas normalmente se desarrollan a presiones inferiores a los 2 kb (Best 1982, Cerný 1991) y la presencia de la asociación sillimanita-andalucita observada por Lucero Michaut y Olsacher (1981) en metamorfitas en contacto con el cuerpo occidental de Serrezuela, se podría establecer esta presión (2 kb) como máxima para el emplazamiento del plutón de Serrezuela.

Gómez y Lira (1994) sugieren que los feldespatos alcalinos miarolíticos de las cavidades estudiadas se habrían equilibrado finalmente a temperaturas inferiores a los 400°C. Datos de isótopos estables del par cuarzo-muscovita de las cavidades miarolíticas, utilizados como geotermómetros, arrojaron una temperatura de 414°C (Lira *et al.* 1999). Considerando este dato como temperatura de entrapamiento (Tt) se pudo estimar una presión de 1,3 kb para la formación de los cristales de cuarzo de las cavidades miarolíticas (Fig. 8c).

Las relaciones de emplazamiento para las diferentes yacencias estudiadas, indicarían que las venas de cuarzo y el cuerpo silíceo de La Suerte se habrían intruido a menores profundidades que las cavidades miarolíticas, con lo que obviamente estas últimas necesitarían una mayor corrección por presión, ampliando así la diferencia de temperatura de formación para ambos eventos.

Los fluidos generadores del cuerpo silíceo de La Suerte habrían quedado impresos en forma de IF se-

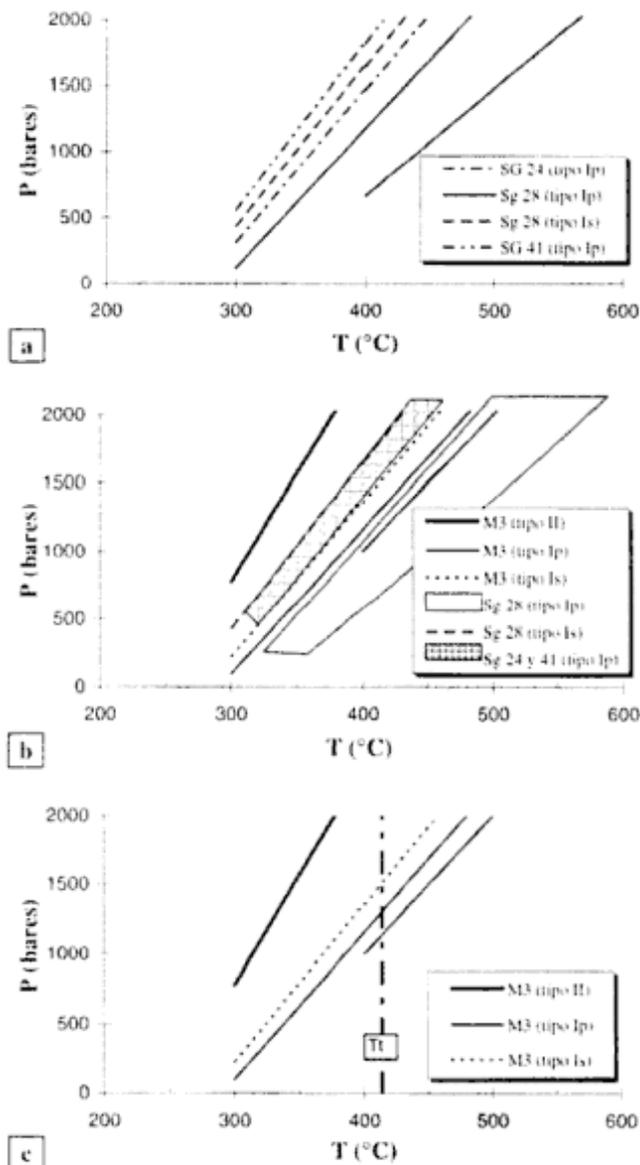


Figura 8: Isocoras para los fluidos de las manifestaciones postmagmáticas del plutón de Serrezuela. a, venas de cuarzo y cuerpo silíceo de La Suerte; b, isocoras comparadas; c, cavidades miarolíticas. M3: cavidades miarolíticas, SG 28: venas de cuarzo, SG 24 y SG 41: cuerpo silíceo de La Suerte, Tt: temperatura de entrapamiento.

cundarias tanto en las venas de cuarzo como en los cuarzos de las cavidades miarolíticas (Fig. 8b), sugiriendo que el cuerpo silíceo de La Suerte se habría emplazado con posterioridad al resto de las yacencias.

Con los resultados obtenidos se puede inferir la posible secuencia de formación de las diferentes yacencias: un primer estadio correspondiente a fluidos tardío magmáticos con contenido de CO₂ y temperaturas mínimas de entrapamiento moderadas (281-337°C) y salinidades contrastantes para la formación de cavidades miarolíticas; un posterior estadio hidrotermal que dio lugar a la formación de las venas de cuarzo, entre 296 y 364°C, y el emplazamiento del cuerpo silíceo de La Suerte entre 231 y 285 °C con salinidades inferiores a 1,5% en peso eq. ClNa, con las correspondientes correcciones por presión para cada yacencia.

Agradecimientos

Este trabajo constituye, con modificaciones, parte de la tesis doctoral de G.M. Gómez; el mismo fue realizado con fondos otorgados por el CONICET. Las tareas de investigación se desarrollaron en el ámbito de la Cátedra de Química Analítica y Geoquímica y en el Museo de Geología y Mineralogía Dr. A. Stelzner y en el Instituto de Geología Aplicada de la Secretaría de Minería de la Provincia de Córdoba. Los autores agradecen especialmente a Raúl Lira por la revisión crítica de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Best, M.G., 1982. *Igneous and metamorphic petrology*. W.H. Freeman and Company, 630 p., New York.
- Bodnar, R.J., Reynolds T.J. y Kuehn, C.A., 1985. Fluid-inclusion systematics in epithermal systems. *Geology and Geochemistry of epithermal systems*. *Reviews in Economic Geology*, 2: 73-97.
- Brown, P.E., 1989. FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390-1393.
- Cerný, P., 1991. Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis. *Geoscience Canada*, 18(2): 68-81.
- Eadington, P.J., 1983. A fluid inclusion investigation of ore formation in a tin-mineralized granite, New England, New South Wales. *Economic Geology*, 78: 1204-1221.
- Frezzotti, M.L., Ghezzi, C. y Touret, J., 1986. Fluid inclusion as postmagmatic trajectory tracer: Applications to Mount Pulchiana pluton (North Sardinia). *Italian Society of Mineralogy and Petrology, Seminar on role of fluids in petrogenesis*, 40 p. Siena, Italy.
- Gómez, G.M., 1998. Geología de los plutones graníticos de La Plata y Serrezuela y de manifestaciones posmagmáticas asociadas, Sierras de Guasapampa y Serrezuela, Córdoba, República Argentina. Tesis Doctoral F. C. E. F. y N. Universidad Nacional de Córdoba, 189 p. (Inédito).
- Gómez, G.M. y Lira, R., 1994. Estudio de feldespatos potásicos del stock granítico de Serrezuela, provincia de Córdoba. *Actas 2º Reunión de Mineralogía y Metalogía*. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 3: 167-173, La Plata.
- Gómez, G.M. y Martínez, E.B., 1997. Fluid evolution in gemstone miarolitic cavities and quartz veins in a shallow granite intrusive, Sierras Pampeanas, Argentina. *14º European Current Research on Fluid Inclusions*, 128-129, Nancy, France.
- González, M.M. y Mas, G., 1996a. Las inclusiones fluidas en las venas pegmatíticas de Cañada del Blanco, Córdoba. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 3: 227-235.
- González, M.M. y Mas, G., 1996b. Inclusiones fluidas y textura del cuarzo aurífero de mina La Higuera, Córdoba. *Actas 3º Reunión de Mineralogía y Metalogía*. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 5: 131-138, La Plata.
- Henley, R.W. y Mc Nabb, A., 1978. Magmatic vapour plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Economic Geology*, 73: 1-20.
- Lira, R. y Ripley, E.M., 1990. Fluid inclusion studies of the Rodeo de Los Molles REE and Th deposit, Las Chacras Batholith, Central Argentina. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 663-671.
- Lira, R. y Ripley, E.M., 1992. Hydrothermal alteration and REE-Th mineralization at the Rodeo de Los Molles deposit, Las Chacras batholith, central Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 370-386.
- Lira, R., Ripley, E.M. y Españón, A.I., 1996. Meteoric water induced selvage-style greisen alteration in the Achala batholith, central Argentina. *Chemical Geology*, 133: 261-277.
- Lira, R., Gómez, G.M., Ripley, E.M. y Johnson, T.W., 1999. Regional occurrence of meteoric water alteration-mineralization systems in Devonian-Carboniferous granitoids of the eastern Sierras Pampeanas of central Argentina. *2º South American Symposium on Isotope Geology*. Córdoba, Argentina, (pp. 474-480).
- Lucero Michaut, H.N. y Olsacher, J., 1981. Descripción geológica de la hoja 19h, Cruz del Eje, provincia de Córdoba. *Boletín, Dirección Nacional de Geología y Minería*, 179: 1-91. Buenos Aires.
- Nash, J.T., 1976. Fluid inclusion petrology data from porphyry copper deposits and applications to exploration. *U.S. Geological Survey Professional Paper 907-D*: 16 p. EE.UU.
- Peral, H. y Mas, G., 1996. Inclusiones fluidas en miarolitas del Cerro Blanco, provincia de Córdoba. *Actas 3º Reunión de Mineralogía y Metalogía*. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 5: 187-193, La Plata.
- Ratajeski, K y Campbell, A.R., 1994. Distribution of fluid inclusions in igneous quartz of the Capitan pluton, New Mexico, USA. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 58(3): 1161-1174.
- Reynolds, T.J. y Beane, R.E., 1985. Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 80: 1328-1347.
- Roedder, E., 1971. Fluid inclusions studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana and Climax, Colorado. *Economic Geology*, 66: 98-120.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, P.H. Ribbe (Ed.), Mineralogical Society of America, 12: 646p.
- Shepherd, T.J., Rankin, A.H. y Alderton, D.H.M., 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. Blackie & Son Ltd., 239 p.
- Weisbrod, A., 1981. Fluid inclusions in shallow intrusives. En: Hollister L.S. and Crawford (Eds.): *Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology*, pp. 241-271. Mineralogical Association of Canada.

Recibido: 4 de enero, 1999

Aceptado: 7 de setiembre, 1999

Fallamiento activo en el área norte del sistema de fallamiento El Tigre San Juan-La Rioja

Laura Patricia PERUCCA^{1,2}, Juan de Dios PAREDES^{1,2}, Graciela E. TELLO² y Hugo E. BASTIAS²

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

²Gabinete de Neotectónica - INGENIO - UNSJ, Av. Ignacio de La Roza y Meglioli, 5400 San Juan, Argentina

ABSTRACT. *Active Faulting in the northern area of El Tigre faulting system San Juan-La Rioja.* The dynamic morphology of the active faults in the north western part of the western Precordillera was analysed. The identified fault segments show a meridional trend, with a step-wise distribution both to the north and west; some of them show a dextral lateral strike slip. There is clear evidence of repeated displacements in the fault planes affecting the main Quaternary units, such as alluvial fans, cones and basalt flows. The active strike-slip faults produce a series of associated geomorphs, i.e. linear valleys, sag ponds, triangular facets, scarps and displaced rivers and mountain foothills. By analyzing the mass remobilisation phenomena on both slopes of sierra de La Punilla, a close relationship between them and the seismic events of the recent past can be established.

Introducción

Existe cierta falta de criterio universalmente adoptado para definir una falla activa. Sin embargo, siguiendo la definición de Slemmons (1977), se puede decir que una falla activa es aquella que ha sufrido un desplazamiento durante el presente régimen sismotectónico y es posible que tenga un renovado desplazamiento en el futuro. Estas fallas poseen evidencias geomorfológicas y estratigráficas de actividad reciente. Pueden estar asociadas a sismos u otras evidencias de esfuerzos, *creep* o actividad histórica.

El conjunto de fallas con actividad cuaternaria ubicadas en las sierras de la Punilla y Volcán, salina El Leoncito y regiones aledañas, consideradas por Bastías (1986) como la continuación norte del Sistema de fallamiento El Tigre, posee una tendencia marcada a disponerse en forma escalonada hacia el norte y oeste. Este conjunto de estructuras neógenas configuran un sistema característico de Precordillera norte.

El rumbo de los distintos tramos de falla es marcadamente meridional, con escarpas que miran en algunos tramos al oeste y en otros al este, y cuyas alturas varían entre escasos centímetros a 15 m. La mayoría de las fallas posee claras evidencias de haber sufrido renovados desplazamientos durante el Cuaternario, con superficies de rotura muy frescas y escarpas bien conservadas.

Las principales unidades cuaternarias afectadas por fallamiento corresponden a abanicos aluviales y conos de derrubios, superficies de bajada y en al-

gunos casos coladas basálticas de una probable edad cuaternaria. Las evidencias reconocidas en las formas descritas, sugieren la existencia de una componente vertical, con un desplazamiento de rumbo para alguno de estos trazos. El fallamiento rumbo deslizante activo produce una serie de geomorfos asociadas que incluye valles lineares, corrientes fluviales y contrafuertes montañosos desplazados, lagunas y barreales de falla, facetas y escarpas.

Ubicación geográfica y marco geológico

El área estudiada se ubica en la porción septentrional de la provincia de San Juan y suroccidental de la provincia de La Rioja. Abarca los departamentos de Iglesia en San Juan y departamentos General Lamadrid y Coronel Varela en La Rioja. Está limitada por los paralelos 28° 20' y 30° de latitud sur y los meridianos 68° 30' y 69° 15' de longitud oeste.

El sistema orográfico sierra de La Punilla se desarrolla desde las cercanías de la laguna La Brava por el norte, hasta el río Jáchal por el sur, en forma de dos cordones montañosos aislados, uno elongado de rumbo submeridional, ubicado al suroeste de la laguna La Brava y el cuerpo montañoso principal ubicado al sureste del anterior. La longitud aproximada para el cordón noroccidental es de 40 km y sus alturas superan los 4.500 ms.n.m. El cordón montañoso suroriental posee un rumbo general norte-sur y una forma ligeramente sinusoidal con una altura máxima de 4.857 ms.n.m. en el cerro La Bolsa, una longitud de alrededor de 125 km y un ancho máximo

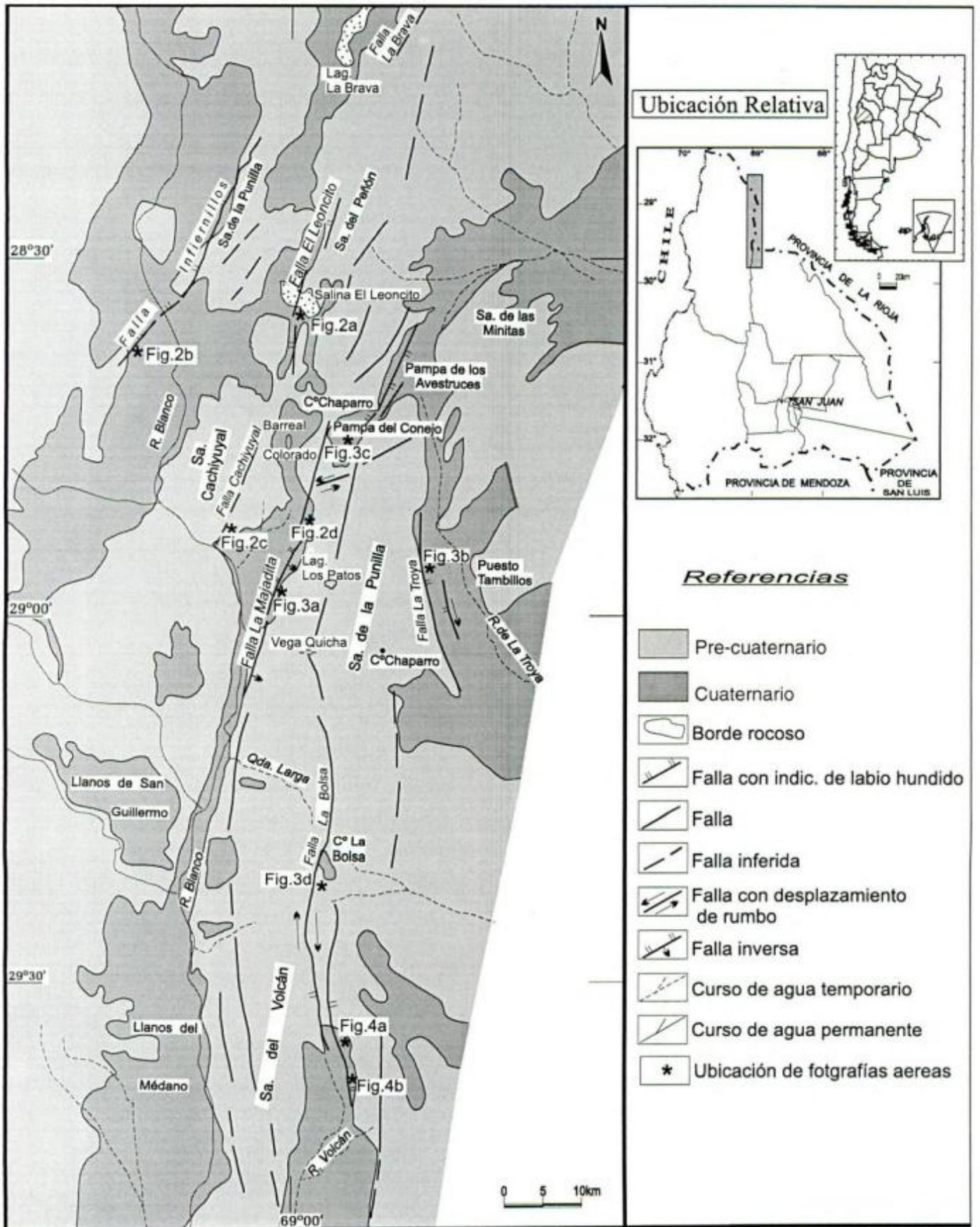
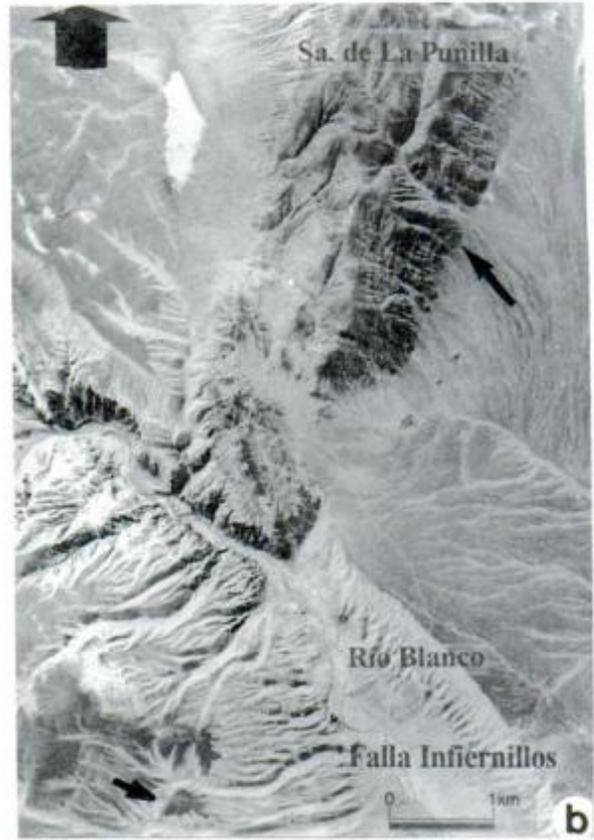


Figura 1: Mapa de ubicación de la sierra de La Punilla y localización del fallamiento cuaternario.



de 26 km. Sus mayores elevaciones se encuentran en la porción norte y centro del cuerpo montañoso principal, como el cerro Alto del Descubrimiento (4.851 ms.n.m.) y desde allí baja suavemente hacia el sur, casi en línea recta hasta la sierra del Volcán, cuyas estribaciones culminan en el cerro Colorado y quebrada del Carrizal.

El límite oeste de la sierra lo constituye el río Blanco y la provincia geológica de Cordillera Frontal, mientras que por el este el límite lo constituyen el río de La Troya, las sierras de Las Minitas y Umango pertenecientes a Sierras Pampeanas y la sierra de Yerba Loca ubicada en Precordillera Central.

La sierra de La Punilla y su continuación sur, la sierra del Volcán, se encuentra en el borde noroccidental de la provincia geológica de Precordillera, en el sector norte de la subprovincia geológica de Precordillera Occidental. Se caracteriza por el excelente desarrollo de los depósitos paleozoicos, la presencia de magmatismo del Paleozoico tardío identificado por diques y filones capa andesíticos, pórfidos y granitoides y fallas inversas con componente de rumbo.

Antecedentes

Existen diversos trabajos referidos a la actividad neotectónica realizados en la porción septentrional de la provincia geológica de Precordillera. A fines del siglo pasado, Bodenbender (1894) realizó un exhaustivo estudio geológico en toda la zona a los fines de determinar el epicentro del sismo del 27 de octubre de 1894, denominado "Terremoto Argentino" por su magnitud.

Bastías (1986) y Bastías *et al.* (1990) efectuaron un estudio del fallamiento moderno presente en el área y ubicaron los diferentes segmentos de falla dentro del Sistema de Fallamiento El Tigre. Perucca (1992 y 1995) y Perucca y Tello (1993 y 1994) evaluaron la actividad sísmica de la zona y su relación con los fenómenos de remoción en masa.

Morfología tectónica de la sierra de La Punilla

La sierra de la Punilla y su continuación sur, la sierra del Volcán, constituye un cordón montañoso elon-

gado con un perfil transversal marcadamente asimétrico. Tiene un flanco oriental más elevado que el occidental y una depresión longitudinal muy estrecha en el centro del cuerpo montañoso, denominada valle Punilla, el cual posee numerosas lagunas de falla alineadas. El fallamiento activo produce en esta región una serie de geofomas que incluye valles lineares, corrientes fluviales desplazadas, lagunas de falla, facetas y escarpas de falla. Ambos bordes de la sierra se encuentran afectados por fallas inversas que buzanan en sentidos contrarios.

Una característica notable del cuerpo montañoso es la forma aplanada de sus cumbres, lo cual indicaría una paleosuperficie de erosión. Las mayores elevaciones se encuentran hacia el norte. Hacia el sur la topografía se suaviza y decrece en altura. En ambos flancos del extremo norte de la sierra de la Punilla, se desarrollan valles longitudinales, como el valle del Chaparro al oeste y el del río de La Troya por el este. Estos valles se estrechan hacia el sur hasta perder su expresión topográfica.

Fallamiento Cuaternario

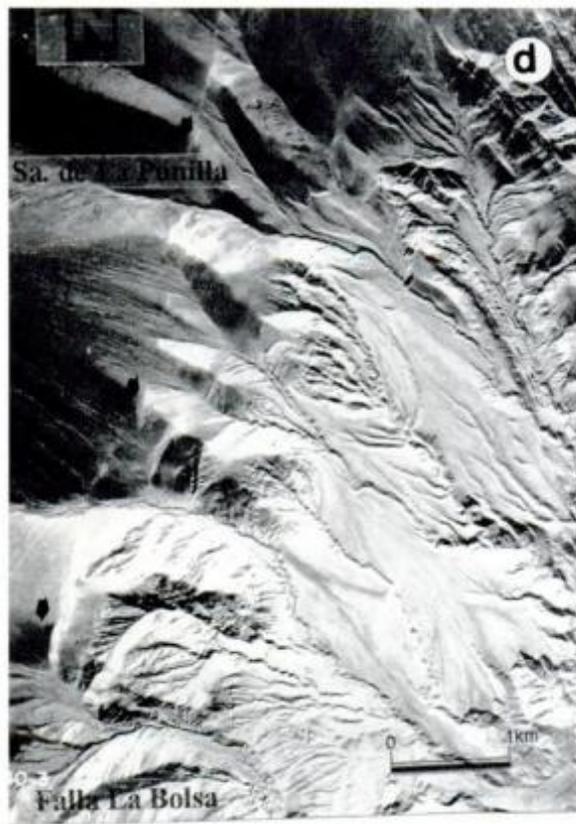
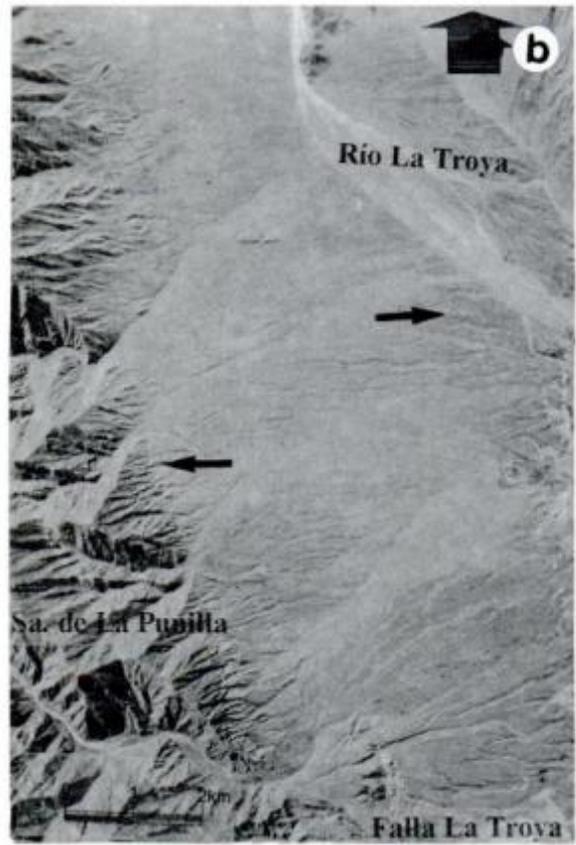
El sistema de fallamiento cuaternario El Tigre (Bastías 1986) se ubica en el borde occidental de Precordillera, con una longitud de aproximadamente 800 km, entre los paralelos 26° y 32° de latitud sur, a unos 300 km al este y en forma paralela a la trinchera de subducción. Se extiende desde las proximidades de la laguna La Brava, en la provincia de La Rioja hasta el cordón de Cortaderas en la provincia de Mendoza. Se puede dividir en tres áreas principales: área norte, área central y área sur.

En el área norte Bastías (1986) mencionó evidencias de fallamiento moderno en las sierras de La Punilla y Volcán. Denomina de sur a norte las fallas Punilla, La Bolsa, Las Majaditas e Infiernillos, esta última ubicada al noroeste de las anteriores, en las proximidades del río Blanco.

En trabajos posteriores Perucca (1992, 1995), realizó el análisis de la actividad tectónica moderna de la zona y agregó a las anteriores, la falla Cachiyyual, falla El Leoncito y falla La Troya.

La porción estudiada en este trabajo abarca desde las proximidades de la salina El Leoncito hasta el río Jáchal por el sur. En esta región existen evidencias de fallamiento con manifestación de movimiento du-

Figura 2: a, Falla El Leoncito, en el borde oriental de la salina El Leoncito. Las flechas señalan fallas paralelas con rumbo norte-sur. Las escarpas se encuentran a favor de la pendiente con su cara libre hacia el oeste; b, Falla Infiernillos, que afecta hacia el norte del río Blanco, el borde oriental de la sierra de La Punilla (continuación norte). Al sur del río Blanco la escarpa mira al oeste y afecta la bajada pedemontana. El trazo rectilíneo de la falla y el cambio de posición de la escarpa son característicos de sistemas rumbodesslizantes; c, Falla Cachiyyual, en el borde oriental del cerro Cachiyyual. La forma de su trazo es ligeramente sinusoidal, con escarpa al oeste; d, Falla Las Majaditas, en el borde noroccidental de la sierra de La Punilla. Se aprecian las facetas trapecoidales en el frente montañoso. La flecha señala el trazo activo de la falla que afecta los conos aluviales provenientes de la sierra. La escarpa de falla se ubica a favor de la pendiente y la cara libre mira al oeste.



rante el Cuaternario, que responden a un sistema con orientación norte-sur. En planta se observa una tendencia a la migración hacia el oeste de las distintas fallas (Fig. 1).

Las superficies cuaternarias afectadas incluyen coladas basálticas recientes, como poco más al norte de la salina El Leoncito (proximidades de la laguna La Brava), abanicos aluviales, barreales y salinas.

Las evidencias de actividad tectónica neógena se localizan en una región de interacción entre las provincias geológicas de Cordillera Frontal (porción oriental), Puna (extremo sur) y borde noroeste de Precordillera occidental.

Las diferentes secciones de falla reconocidas en la región han sido denominados de norte a sur del siguiente modo:

Falla El Leoncito

Las evidencias de fallamiento en el área de la salina El Leoncito son muy notables, con fallas subparalelas de rumbo norte-sur, trazos marcadamente rectilíneos y superficies de rotura muy bien conservadas (Fig. 2a). La falla principal se ubica en el borde oriental de la salina, con un pequeño escarpe cuya cara libre mira al oeste, con 50 cm de rechazo y un rumbo aproximado norte-sur. También se han podido reconocer pequeñas escarpas de falla con evidencias de actividad reciente, como cauces obturados y abanicos fallados, al este del trazo principal.

A escasos metros al noreste de la salina se aprecia una falla que obtura y desplaza el drenaje sinistralmente, con escarpa a contrapendiente y con la cara libre hacia el oeste. Además se ubicó una escarpa de falla con rumbo noreste-suroeste, de aproximadamente 15 m de altura y cuya cara libre mira al noroeste.

Hacia el sur de la salina El Leoncito se observan tres escarpas paralelas de rumbo norte-sur que afectan el piedemonte. La situada en el frente montañoso posee un escarpe que mira al oeste con un rechazo aproximado de 1,50 m. Posiblemente asociado a este trazo se encuentra un nivel aterrazado con sedimentos de edad cuaternaria lo que evidenciaría un alzamiento de la zona en épocas recientes. Al oeste se ubican dos escarpas con rechazo vertical de 1,40 m la situada al este y de 1,20 m la más occidental. Estas fallas son evidentes también por la alineación de vegetación y de pequeñas lomadas terciarias.

Falla Infiernillos

Al noroeste del cerro Cachiyuyal se encuentra la falla Infiernillos (Bastías 1986) la cual atraviesa un tramo del río Blanco (Fig. 2b). El rumbo de la falla es noreste-suroeste, con un cambio en la posición de la cara libre de la escarpa al norte y sur del río.

Al sur del río Blanco la cara libre de la escarpa está a contrapendiente y mira al noroeste, con formación de barreales de falla, mientras que al norte la escarpa mira hacia el sureste y afecta el flanco oriental del denominado cordón norte de la sierra de La Punilla, para atravesar la misma y afectar su flanco occidental, con escarpa nuevamente al oeste. Este cambio en la posición de la cara libre de la escarpa y el trazo marcadamente rectilíneo de la falla, son característicos de fallas rumbo-deslizantes.

Falla Cachiyuyal

La falla Cachiyuyal afecta el borde oriental del cerro Cachiyuyal, ubicado el noroeste de la sierra de La Punilla (Fig. 2c). Dicha falla posee un rumbo noreste-suroeste, ligeramente sinusoidal, con escarpa que mira al este, a favor de la pendiente y conforma el flanco occidental de los llanos del Chaparro. En la porción sur, se ubica una falla con escarpa que mira al oeste, el que forma con la anterior un pequeño graben. Hacia el norte, la falla Cachiyuyal posee un trazado notablemente rectilíneo y afecta abanicos aluviales modernos para luego ingresar en terrenos precuaternarios.

Falla Las Majaditas

En el flanco noroccidental de la sierra de La Punilla se encuentra la falla Las Majaditas, de rumbo norte-sur, cuya escarpa se ubica a favor de la pendiente, mira al oeste y afecta el piedemonte cuaternario. El trazo de la falla en esta zona es cóncavo hacia la sierra, con un desplazamiento de tipo inverso y afecta abanicos aluviales provenientes de la sierra (Fig. 2d).

Evidencias de campo, tales como la excelente conservación de la escarpa, indican una rotura muy reciente, con un frente montañoso donde se desarrollan facetas trapezoidales y abundantes conos de detritos.

Al sur de la quebrada las Aguaditas, se encuentra un fenómeno de remoción en masa denominado Las Majaditas (Fig. 3a), probablemente asociado con un movi-

Figura 3: a, Deslizamiento Las Majaditas en el flanco noroccidental de la sierra de La Punilla; b, Falla La Troya en el borde nororiental de la sierra de La Punilla. La falla afecta el frente montañoso, con desarrollo de facetas triangulares. La flecha de la derecha señala una escarpa a contrapendiente, con la cara libre al oeste, con los cauces desplazados dextralmente; c, Falla La Bolsa en el extremo norte de la sierra de La Punilla. La escarpa se encuentra a contrapendiente en la porción sur de la Pampa del Conejo, con su cara libre hacia el oeste. Hacia el norte cambia la posición de la escarpa, afectando el borde de la sierra del Peñón, con la cara libre hacia el este. Existe un desplazamiento dextral de los cauces provenientes del oeste; e, Falla La Bolsa en el borde suroriental de la sierra de La Punilla. La falla posee una escarpa a contrapendiente, con un desplazamiento dextral de los contrafuertes montañosos.

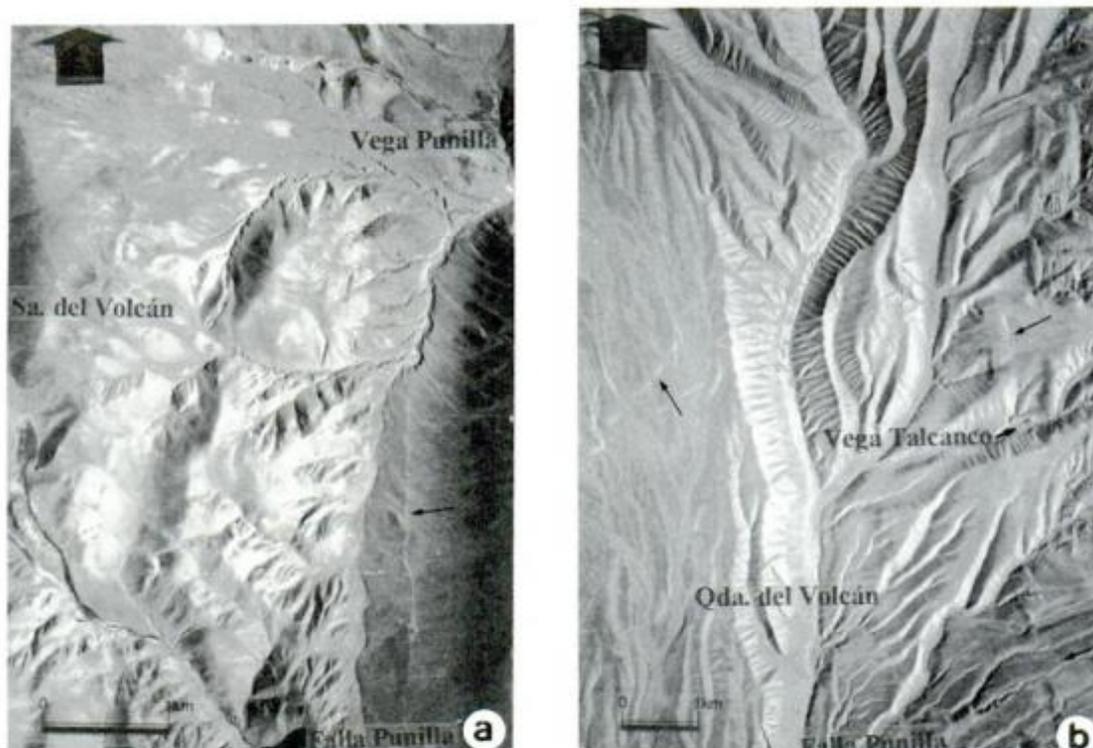


Figura 4: a, Falla Punilla en el faldeo occidental de la sierra de Yerba Loca. La escarpa de falla tiene un trazo notoriamente rectilíneo. Su cara libre mira al este y afecta el piedemonte, con un desplazamiento dextral de unos 90 m; b, Falla Punilla al este de la quebrada del río Volcán. La escarpa se encuentra a contrapendiente y al norte de la vega Talcanco se obtuvo un rechazo de 1,20 m.

miento sísmico ocurrido en tiempos modernos. Este deslizamiento, con una superficie de aproximadamente 2 km² posee evidencias de haber estado sometido a una intensa erosión, sin embargo, conserva sus características principales, lo cual permite la identificación de la corona, masa deslizada, flancos (derecho e izquierdo) y la sección basal o distal.

La corona ocupa la porción más elevada del deslizamiento (3.750 ms.n.m.), posee una longitud estimada en 650 m, con una orientación submeridional. Esta sección tiene una forma semicircular y define el área de despegue, no obstante haber sido parcialmente erosionada. El área central o masa deslizada abarca una superficie de 1,5 km². La topografía muestra en esta porción pequeñas depresiones con drenaje cerrado o barreales. Posee una forma abultada en su tramo distal y ha sido intensamente erosionada en los niveles superiores. La sección distal (3.000 ms.n.m.) se encuentra en contacto con un pequeño barreal, ubicado entre este deslizamiento y una serie de estructuras relacionadas con la falla Las Majaditas.

El desnivel de aproximadamente 750 m entre la corona y el pie en una longitud muy corta, indica un pronunciado gradiente, que sumado a la abundante cubierta de detritos y material suelto existente en las laderas, y al rumbo meridional y buzamiento hacia el oeste de los estratos son factores condicionantes del movimiento en masa ante la ocurrencia de un evento

sísmico de magnitud mayor a 5.

Más al sur se ubican abanicos provenientes de la sierra, fuertemente disectados por pequeños cauces, y sobre elevados respecto de los abanicos circundantes, afectados en forma submeridional por varias fallas paralelas cuyas escarpas miran al este y oeste alternativamente.

Falla Río de la Troya

La falla río de La Troya afecta el flanco nororiental de la sierra de la Punilla (Fig. 3b). Posee un rumbo aproximadamente norte-sur y un trazado marcadamente rectilíneo, con desarrollo de facetas triangulares en el frente montañoso. Se pueden reconocer abanicos aluviales antiguos que han quedado "colgados" y se encuentran entallados profundamente. En las cercanías del puesto Tambillos se ubica una falla de rumbo nornoreste-sursuroeste, cuya escarpa se encuentra a favor de la pendiente y mira al oeste. Esta falla posee cauces obturados y desplazados en forma dextral.

Falla La Bolsa

En el centro del cuerpo montañoso de la sierra de la Punilla se encuentra la falla La Bolsa, cuyo rasgo principal es una trinchera o surco de falla en la porción central del

mismo. Al norte de la sierra de La Punilla (cordón sur), en la pampa del Conejo, afecta terrenos modernos de piedemonte, su trazo tiene un rumbo nornoreste-sursuroeste y una longitud aproximada de 90 km, con un evidente desplazamiento de los cauces en sentido dextral.

En las cercanías de la quebrada de la Jarilla la escarpa mira al oeste, y un poco más al norte, la escarpa mira al este para limitar el cuerpo montañoso de la sierra del Peñón, con desarrollo de facetas triangulares en el frente oriental del mismo (Fig. 3c). La disposición variable de la cara libre de las escarpas de falla y su trazo rectilíneo son característicos de fallas rumbo-deslizantes.

Hacia el sur la falla La Bolsa ingresa en el cuerpo montañoso de la sierra de La Punilla en donde se manifiesta como una trinchera o surco de falla en su porción central. Constituye una depresión elongada y muy estrecha (ancho menor a 1 km) ubicada unos 15 km al oeste del río Blanco, en forma de un valle intermontano de rumbo submeridional de menos de un kilómetro de ancho, con una altura promedio de 3.500 m.s.n.m., poco definido en los mapas topográficos existentes. En esta depresión existen pequeñas cuencas alineadas en rosario que poseen un drenaje cerrado, cuyos sectores más bajos son ocupados por vegas, lagunas y pequeños barreales entre los que se mencionan la laguna del Cuerno, Los Patos y vega Quicha o Quichua. Este valle presenta importantes evidencias de actividad cuaternaria, como vegas desplazadas, conos disectados y cauces y contrafuertes montañosos desplazados en sentido dextral.

En la porción suroriental, en las proximidades del cerro La Bolsa, hay una evidencia notable del movimiento dextral de la falla, con el desplazamiento de los contrafuertes montañosos de este cerro y una escarpa a contrapendiente cuya cara libre mira al oeste (Fig. 3d). Bastías (1986) determinó un desplazamiento para los contrafuertes de aproximadamente 250 a 300 m, mientras que para las acumulaciones de detritos de faldeo originados por la acción de los deshielos, el desplazamiento es de alrededor de 25 m. Al norte del cerro La Bolsa se encuentra otro fenómeno de remoción en masa, aunque de dimensiones más reducidas que el de Las Majaditas y mejor conservado, lo que indicaría su formación posterior. Posee una superficie de aproximadamente 1 km² y ha sufrido al menos dos pulsos distintos de actividad (Bastías 1986). Al deslizarse ladera abajo se produjo un embancamiento de la quebrada que drenaba originalmente hacia el sur. Luego, posiblemente con un nuevo movimiento sísmico, el material se deslizó hacia la boca de la quebrada con la consecuente obturación de la misma y de un cauce menor. Esto es evidente por la existencia de depósitos lacustres de poca extensión.

Falla Punilla

En la quebrada del río Volcán, faldeo occidental de la

sierra de Yerba Loca hay evidencias de fallamiento notables de rumbo norte-sur (Fig. 4a). Bastías (1986) denomina este tramo Falla Punilla, con una longitud aproximada de 25 km y un trazado marcadamente rectilíneo. El desplazamiento de la falla es dextral y corta depósitos cuaternarios, con una escarpa a contrapendiente que mira al este. La altura de la escarpa en la vega Punilla es de 1,10 m.

En las proximidades de la vega Talcanco se obtuvieron valores de 1,20 m para las escarpas que miran hacia el este. También en la quebrada del río Volcán se distingue una falla de rumbo noreste-sureste, con escarpa cuya cara libre mira al sur, que atraviesa los terrenos modernos (Fig. 4b).

Las espesas acumulaciones de depósitos cuaternarios sobre materiales más antiguos, distribuidos en la quebrada del río Volcán, estarían indicando un ascenso reciente de la zona.

Conclusiones

En la región estudiada existe un predominio de las secciones de falla con rumbo aproximadamente nortee-sur, caracterizados por un notable paralelismo, un desplazamiento lateral dextral en algunas de ellas y una disposición escalonada hacia el noroeste. Los desplazamientos horizontales encontrados en los distintos tramos son importantes, como al norte y sur de la falla La Bolsa, cuyo rango oscila entre 25 y 250 m, y en la falla Punilla, del orden de los 90 m.

Las recientes superficies de ruptura presentes en la zona y la elevada sismicidad registrada en el área, permitirían establecer una relación entre dichos eventos sísmicos con los trazos de falla activos.

Los fenómenos de remoción en masa encontrados en la región muestran en todos los casos un proximidad con las secciones de falla activas. Estos fenómenos han sido relacionados también con los eventos sísmicos mencionados, para señalar una estrecha correspondencia entre la magnitud del sismo y el número de deslizamientos y superficie afectada. Las diferentes características morfológicas de estas masas deslizadas permiten deducir al menos tres eventos sísmicos de magnitud mayor a 5 en épocas modernas. Uno más antiguo, responsable del deslizamiento Las Majaditas y dos más recientes que originaron el deslizamiento ubicado al norte del cerro La Bolsa.

Deben destacarse las fallas con rumbo NO-SE y NE-SO, presentes en el área, algunas de ellas con desplazamiento de rumbo dextral y otras, sinistral. El ascenso de la sierra se ha prolongado al menos hasta el Cuaternario reciente, como lo demuestran los depósitos modernos aterrizados ubicados topográficamente a unos 4.000 ms.n.m. al este de la salina El Leoncito, y los situados en la porción noroccidental y central de la sierra de la Punilla, y sur de la sierra el Volcán.

Las evidencias geológicas anteriormente descriptas

para las sierras de La Punilla y Volcán, tales como valles longitudinales, corrientes fluviales y contrafuertes montañosos desplazados, cambios en la posición de la escarpa, pliegues modernos paralelos al trazo de la falla, entre otros, sugerirían un modelo de esfuerzos con una importante componente de cizalla que podría haber generado la formas mencionadas. Al considerar el fenómeno desde un marco geotectónico, existiría la posibilidad de una cizalla de tipo regional para el borde oeste de Precordillera.

Agradecimientos

Este trabajo es una contribución a CONICET que brindó apoyo financiero al Gabinete de Neotectónica Cuaternaria, INGENIO-UNSA. Se agradecen las sugerencias de los árbitros de la Revista, particularmente las realizadas por Carlos Costa a la versión original del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bastias, H., 1986. Fallamiento cuaternario en el área sismotectónica de Precordillera. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 160 p. (inédito).
- Bastias, H., Uliarte, E., Paredes, J., Sanchez, A., Bastias, J., Ruzycski, L. y Perucca, L., 1990. Neotectónica de la Provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino. Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan: 228-245, San Juan.
- Bodenbender, G., 1894. El Terremoto Argentino del 27 de octubre de 1894. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias en Córdoba, 14: 293-329, Buenos Aires.
- Perucca, L., 1992. Fenómenos de remoción en masa y eventos sísmicos en la sierra de La Punilla. Precordillera noroccidental argentina. 2° Simposio de Fallas Activas y Deformaciones Cuaternarias en la Cordillera de Los Andes, Mérida, Venezuela, Actas 1: 52-53. Venezuela.
- Perucca, L. y Tello, G., 1993. Actividad tectónica cuaternaria en la sierra de La Punilla. Consideraciones sobre su sismicidad. San Juan - La Rioja, Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 252-257.
- Perucca, L. y Tello, G., 1994. Neotectónica y aspectos geomorfológicos y sísmicos de las sierras de La Punilla y Volcán. San Juan - La Rioja, Argentina. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, 1: 361-365.
- Perucca, L., 1995. Actividad tectónica cuaternaria en la sierra de La Punilla. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Física y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 135 p. (inédito).
- Slemmons, D., 1977. Faults and earthquake magnitude, Report 6 of State of the Art for Assessing Earthquake Hazards in the United States: U.S. Corps of Engineers Miscellaneous Paper S-77-1, 129 p. Washington D.C. U.S.A.

Recibido: 22 de abril, 1998

Aceptado: 7 de setiembre, 1999

Rasgos geológicos de los alrededores del arroyo Los Manantiales, sur de la Sierra de San Luis

Carlos E. GARDINI^{1,2}, Daniel A. SALES¹ y Carlos H. COSTA¹

¹Universidad Nacional de San Luis, Departamento de Geología,
Chacabuco 917, 5700 San Luis, Argentina.

²CONICET

ABSTRACT. *Geological features of the Arroyo Los Manantiales area, southern sierra de San Luis.* The main geological features of a basement area located in the southern sierra de San Luis comprise the eastern border of La Escalerilla pluton (Devonian) and a metamorphic complex dominated by gneises, migmatites and several types of schists. Minor igneous bodies (Los Manantiales granodiorite) are also present within this complex. The boundary zone of La Escalerilla pluton is characterized by pervasive shear effects, which have developed a marked foliation in the granitoids.

Introducción

La presente contribución pretende aportar información sobre una zona del basamento cristalino del sur de la sierra de San Luis, ubicada en el faldeo oriental de esta morfoestructura (Fig. 1a), cuyos aspectos geológicos solo son conocidos hasta el presente a través de estudios regionales (Pastore y Ruiz Huidobro 1952, Dirección General de Fabricaciones Militares 1973, Ortiz Suárez *et al.* 1992, Sims *et al.* 1997). Dicho sector está ubicado a 45 km al NE de la ciudad de San Luis y corresponde a un sector de la zona de contacto entre el plutón de La Escalerilla de edad devónica (404 ± 5 Ma) (Camacho e Ireland 1997) y un complejo de rocas metamórficas de grado bajo a medio, localizadas al este de dicho cuerpo ígneo (Fig. 1b). El complejo litológico se completa con cuerpos graníticos menores e intrusiones de pegmatitas y cuerpos básicos. Los principales rasgos estructurales del basamento cristalino fueron desarrollados principalmente durante los procesos tectomagmáticos vinculados con la segunda Fase de Deformación (F2) o Ciclo Famatiniano (Silúrico-Devónico). Están representados por estructuras planares de rumbo NNE y buzamiento hacia el Este. Según von Gosen (1998) las condiciones generales de deformación del ciclo Famatiniano en esta región son asimilables al grado medio de la facies Esquistos Verdes.

Unidades litológicas

Gneises, migmatitas y rocas asociadas

Esta unidad está caracterizada por una alternancia de gneises, migmatitas, milonitas y cuerpos básicos, cuyas expresiones areales individuales no son general-

mente cartografiables a esta escala de trabajo aunque puede reconocerse el predominio de gneises en el sector oriental y de migmatitas en el sector occidental de la misma, tal como se ha destacado en la Fig. 1b. Estas rocas corresponden parcialmente al denominado "Complejo Pringles" (Sims *et al.* 1997) y al "Complejo Gnéisico San José" (Ortiz Suárez 1999).

Los gneises poseen foliación submeridiana con alto ángulo de buzamiento al oeste. Presentan bandas leucocráticas y melanocráticas subparalelas menores de 3 cm de ancho y están frecuentemente intercalados con filones pegmatíticos. Dominan las texturas granoblásticas y su composición está dada por cuarzo, feldespato potásico, biotita, plagioclasa (oligoclasa) y granate, que alcanzan los niveles superiores de las facies anfíbolitas. En el margen oriental del área, donde actualmente se emplaza el embalse de Río Grande, aflora un ortogneis granítico coincidente con cotas topográficas más elevadas, cuyo ancho promedio es de 70 m. (punto 1, Fig. 1b).

El contacto de los gneises y las migmatitas es neto, cuando las mismas están intensamente plegadas. Sin embargo el pasaje entre ambas litozonas es transicional cuando la deformación de las migmatitas es menor. Estas rocas son del tipo estromatíticas y poseen bandeamiento disarmonico, enfatizado por venas y segregaciones pegmatíticas plegadas con frecuentes hábitos ptigmáticos. Presentan foliación fina, textura granoblástica y composición mineralógica similar a los gneises. El paleosoma esta constituido por biotita, granate, cuarzo y sillimanita, mientras que el neosoma se compone de cuarzo, microclino y plagioclasa.

Las milonitas están distribuidas en toda la unidad, aunque son más frecuentes entre los puntos 1 y 2 (Fig. 1b). Se presentan como cinturones elongados con dirección NNE-SSO, buzamientos subverticales al este y anchos de afloramiento variables entre 5 y 15 m. Se observan además enclaves máficos menores al metro de

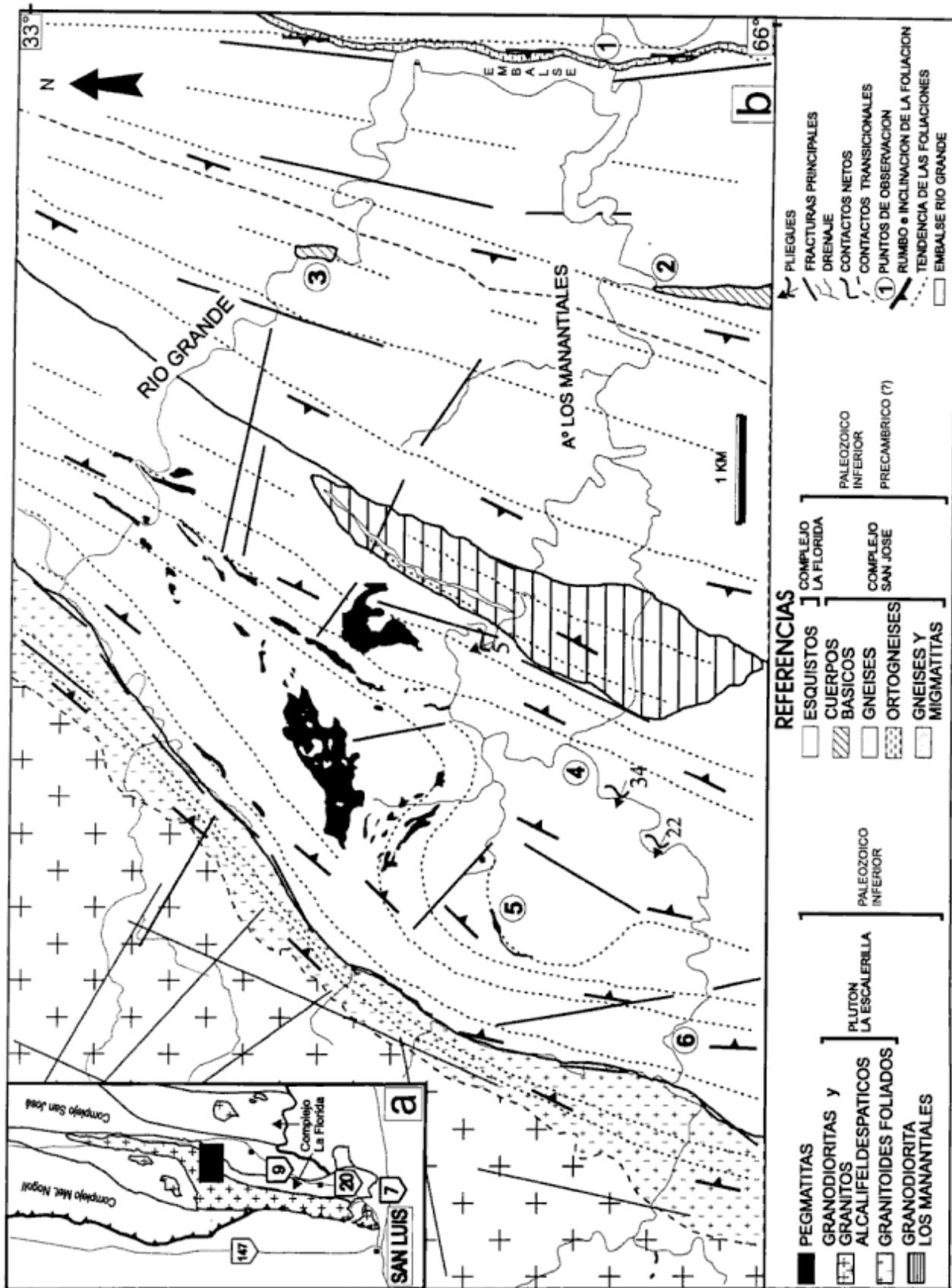


Figura 1: a, Localización general del área y su relación con las principales unidades del sur de la sierra de San Luis. b, Esquema geológico del sector de Los Manantiales. Referencias de los puntos indicados: 1. Embalse Esteban Aguero (Río Grande), 2. Puesto El Espinillar, 3. La Bolsa, 4. Estancia Los Manantiales, 5. Macropieguas, 6. Figuras de interferencias.

potencia deformados en forma armónica con las rocas adyacentes. En las milonitas se observan fenoclastos de feldespato alcalino y granate rotados con sombras de presión que generan estructuras tipo sigma. Los fenoclastos se encuentran dentro de una matriz pardo a verde grisácea de grano muy fino, compuesta de feldespato, biotita, cuarzo, plagioclasa, muscovita y clorita. Estas características estarían definiendo fajas con características metamórficas localmente retrógradas. Las fajas miloníticas poseen continuidad submeridiana hacia el norte y sur del área (von Gosen y Prozzi 1998) y constituyen parte de la "Faja Milonítica La Arenilla", (Ortiz Suárez *et al.* 1992).

Aparecen también anfibolitas de color negro a verde oscuro, con una foliación concordante con la de los gneises y potencias comunmente menores de 10 m. Están compuestas por hornblenda, plagioclasa (oligoclasa), cuarzo y epidoto. También poseen muscovita, biotita y clorita secundaria. En el contacto entre los gneises y uno de los cuerpos anfibolíticos cercanos al punto 2 (Fig. 1b) presentan granate y sillimanita con una lineación de actitud $200^{\circ}/60^{\circ}$.

Los cuerpos ultramáficos arealmente más importantes afloran en La Bolsa (punto 3, Fig. 1b) y Los Manantiales (punto 2, Fig. 1b). Los mismos forman parte de un conjunto de cuerpos de extensión regional (Kilmurray y Villar 1981, Ortiz Suárez *et al.* 1992) y en este sector están compuestos por noritas y noritas hornbléndicas, en las que el piroxeno tiene abundante participación. En forma subordinada aparecen olivino y minerales opacos.

La roca presenta una generalizada serpentización, reconociéndose texturas ígneas relicticas. La diferencia de competencia entre los cuerpos y la roca de caja ha generado suaves alabeos en el rumbo general de la foliación metamórfica.

Esquistos

Los esquistos poseen un ancho máximo de 4 km y se ponen en contacto por el oeste, en forma neta con el plutón La Escalerilla. El sector del contacto se caracteriza por una importante disminución granulométrica en el granito y una intensa foliación, debido a la sobreimpresión de cizalla dúctil. Hacia el este, los esquistos están en contacto neto con los gneises, presentando rumbo submeridiano y fuerte inclinación al SE. En ellos se distinguen como principales variedades esquistos cuarzo-micáceos, cuarcíticos y micáceos. Los diferentes tipos litológicos aparecen generalmente bien diferenciados en el terreno. Puede reconocerse el desarrollo de más de una superficie S metamórfica, que ha deformado y traspuesto las superficies S0, aún visibles en algunos sectores. Dicha unidad ha sido incluida en el Complejo Pringles por Sims *et al.* (1997), y en el actual "Complejo La Florida" (Costa *et al.* 1999).

Los esquistos cuarzo micáceos presentan color gris oscuro y grano fino, con esquistosidad paralela a anastomosada. Están compuestos por cuarzo, biotita, sillimanita, plagioclasa y feldespato alcalino. La sillimanita se encuentra orientada en posición $170^{\circ}/44^{\circ}$ sobre la esquistosidad de actitud promedio $35^{\circ}/88^{\circ}$ SE. Son frecuentes los filones pegmatíticos irregulares, con espesores milimétricos a decamétricos y frecuentes estructuras "pinch and swell" que resaltan los cambios de rumbo de la estructura interna. Las intercalaciones pegmatíticas son menos frecuentes al este de la estancia Los Manantiales (punto 4, Fig. 1b). En dicho sector se han observado pliegues del orden meso-microscópico, apretados a isoclinales con importante engrosamiento de charnelas. Los planos axiales son verticales o inclinados al Este con rumbo NE-SO y sus ejes muestran inmersión de 30° a 60° al NE y SO. El carácter disarmónico de estos pliegues está destacado por inyecciones aplopegmatíticas. La deformación de esta unidad aumenta hacia el contacto con el plutón La Escalerilla, donde se observan pliegues anisópacos y asimétricos con semilongitudes de onda decamétricas o mayores (punto 5, Fig. 1b).

En las cercanías del contacto con este cuerpo ígneo, en el sector sudoeste (punto 6, Fig. 1b), afloran esquistos cuarcíticos de grano fino, muy consistentes y con tonalidades que varían de grisácea oscura a amarillenta rojiza. Afloramientos similares se encuentran en el sector nornoreste del área, cerca del contacto con los gneises. En este sector (punto 6, Fig. 1b), fueron reconocidas figuras de interferencias de 1 a 2 metros de longitud, semejantes al modelo tipo 3 de Ramsay (1977). Dicha deformación, indica que los pliegues iniciales fueron apretados por ejes inclinados, replegados a su vez por el episodio tectometamórfico que identifica a una nueva superficie S.

Los esquistos micáceos aparecen intercalados en bandas delgadas de hasta 10 cm dentro de los esquistos cuarcíticos y en fajas de 5 a 15 m. de ancho en los esquistos cuarzo micáceos. Poseen desarrollo de porfiroblastos de muscovita y una matriz con abundante contenido de muscovita con biotita subordinada.

Plutón La Escalerilla

Este cuerpo ígneo es uno de los plutones de mayor extensión areal en la sierra y ha sido estudiado parcialmente en varios trabajos anteriores (Pastore y Ruiz Huidobro 1952; González Bonorino 1961; Ortiz Suárez *et al.* 1992; Sato *et al.* 1996; Llambías *et al.* 1998; Sims *et al.* 1998; von Gosen y Prozzi 1998). Presenta un diseño muy elongado en planta con dirección submeridiana y por su alta relación largo/ancho (aspect ratio) se diferencia claramente del resto de los plutones serranos. Según Llambías *et al.* (1998), resulta difícil precisar las relaciones de emplazamiento de este cuerpo respecto a la etapa de deformación principal.

La composición del plutón La Escalerilla en el sector estudiado varía de granodiorita a granito alcalifeldespático hacia el sudoeste del área estudiada. Presenta una foliación paralela a la fábrica metamórfica regional y en las cercanías del contacto con las metamorfitas ha podido observarse desde granitos foliados hasta protomilonitas y milonitas. Se destaca también en la zona de contacto con el complejo metamórfico, una importante sobreimpresión de cizalla frágil a las fábricas miloníticas, en una faja cuyo ancho varía entre 200 m y 800 m.

Al oeste de esta faja la expresión de los efectos dinámicos desaparece gradualmente y el plutón presenta aspecto macizo, sin orientación notoria de los minerales. Su textura es porfirica, con fenocristales de hasta 3 cm de feldespato alcalino y una matriz formada por cuarzo, biotita y muscovita.

Granodiorita Los Manantiales (Sales 1996)

Este plutón está alojado en la zona de contacto entre esquistos y gneises. Presenta una leve foliación con actitud similar a los esquistos, que aumenta hacia el oriente debido a la disposición orientada de fenocristales y milonitización sobreimpuesta. Es un cuerpo lenticular con bordes netos de color gris rosado pálido, en el que predominan las texturas porfiricas a equigranulares de grano medio. Los fenocristales están formados por microclino subhedral no maclado, mientras que la matriz esta constituida por feldespato alcalino, cuarzo, biotita, granate y plagioclasa (oligoclasa) definiendo un mosaico equigranular. La leve foliación que posee el cuerpo esta evidenciada por la orientación de las láminas y paquetes de biotita.

Pegmatitas

Las pegmatitas se presentan en filones concordantes con la foliación de las metamorfitas y son abundantes en la litozona de esquistos. Pueden distinguirse fácilmente allí debido a sus colores claros y relieve positivo. Presentan una coloración rosada clara, grano grueso y están compuestas por feldespato, cuarzo y muscovita como minerales esenciales. Los cuerpos pegmatíticos más importantes se hallan emplazados en la zona de mayor deformación de la litozona de esquistos, en cercanías del contacto con el plutón La Escalerilla (Fig. 1b) y constituyen buenos elementos guías para reconocer la geometría macroscópica del plegamiento.

Comentarios finales

Las unidades metamórficas presentes, se hallan en contacto neto. La zona de interacción entre esquistos y los gneises y migmatitas, posiblemente ha constituido

un área de debilidad que favoreció la intrusión del cuerpo granodiorítico Los Manantiales. A pesar de ello no se ha podido identificar que dicha zona sea un contacto por falla, pero la presencia de fajas miloníticas indican un importante evento dinámico. Los esquistos se extienden como una faja angosta cuyo mineralogía sugiere que se formaron bajo condiciones de facies de esquistos verdes en su grado medio. Las condiciones del metamorfismo parecen ser mayores hacia la zona de gneises y anfibolitas donde se registran condiciones mas elevadas alcanzando la facies anfibolitas. Dicha unidad integra parte de la faja central de gneises y migmatitas donde se registran las subfacies más elevadas (Ortiz Suárez *et al.* 1998)

La intensidad de la deformación disminuye hacia el interior del plutón de la Escalerilla, donde apenas se reconoce una débil orientación mineral que incluso desaparece por sectores.

La importancia de los fenómenos de cizalla dúctil y frágil en la zona de contacto, sugiere una concentración recurrente de los mismos, bajo diferentes condiciones reológicas de las litologías afectadas. Se interpreta que el desacople mecánico existente en la zona de contacto con las rocas metamórficas ha concentrado el desarrollo de procesos de cizalla a posteriori de la consolidación del basamento cristalino, incluyendo a los eventos de fracturación cenozoica.

Los efectos de la principal deformación observada en las metamorfitas (orientación mineral y fábricas miloníticas), pueden ser parcialmente reconocidos en la granodiorita Los Manantiales y con mayor imposición en el granito La Escalerilla. La concordancia de los cuerpos, la débil foliación por orientación mineral permite caracterizarlos como cuerpos sincinemáticos.

Agradecimientos

Se agradece la revisión crítica de los árbitros y las observaciones de A. Ortiz Suárez y A. Carugno Durán. La presente es una contribución del Grupo de Investigaciones Geológicas Aplicadas, financiada por la Universidad Nacional de San Luis.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Camacho, A. e Ireland, T. 1997. Geochronology preliminar report. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative Project. Australian Geological Survey Organization, Informe inédito 29 p. Buenos Aires.
- Costa, C., Gardini, C., Chiesa, J., Ortiz Suárez, A., Ojeda, G., Rivarola, D., Tognelli, G., Strasser, E., Carugno Duran, A., Morla, P., Guerstein, P., Sales D., y Vinciguerra, H., 1999. Hoja Geológica 3366-II San Luis. En revisión.
- Dirección General de Fabricaciones Militares, 1973. La geología fotointerpretada en escala 1:100.000 de la provincia de San

- Luis. Plan Geológico-Minero Centro. Informe inédito, 29 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 19 (3): 135-150.
- Kilmurray, J. y Villar, L., 1981. El basamento de la sierra de San Luis y su petrología. En: M. Yrigoyen (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis, Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino*: 33-54. San Luis.
- Llambías, E., Sato, A., Ortiz Suárez, A. y Prozzi, C., 1998. The granitoids of the Sierra de San Luis. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 325-341.
- Ortiz Suárez, A., Prozzi, C. y Llambías, E., 1992. Geología de la parte sur de la Sierra de San Luis y Granitoides asociados, Argentina. *Estudios Geológicos*, 48: 269-277.
- Ortiz Suárez, A., 1999. Geología y Petrología del Area de San Francisco del Monte de Oro, San Luis. Tesis doctoral. Universidad Nacional de San Luis, 230 p. (Inédito).
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O.J., 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g, Saladillo (San Luis). Dirección Nacional de Minería y Geología, Boletín 78: 1-63.
- Ramsay, J.D., 1977. Plegamiento y fracturación de las rocas. Ed. H. Blume Ediciones. 590 p. España.
- Sales, D., 1996. Geología y estructura del área ubicada al oeste de la localidad de Río Grande, Departamento Pringles, San Luis, Argentina. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional de San Luis. 49 p. (Inédito).
- Sato, A.M., Ortiz Suárez, A., Llambías, E., Cavarozzi, C., Sánchez, V., Varela, R. y Prozzi, V., 1996. Los plutones pre-Oclóyicos del sur de la sierra de San Luis: Arco magmático al inicio del ciclo Famatiniano. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino*, 5: 259-272.
- Sims, J.P., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R.G., 1997. Report on 1:250.000 Scale Geological and metallogenic Maps Sierra de San Luis and Comechingones, Provinces of San Luis and Córdoba. Geoscientific Mapping of the Sierras Pampeanas Argentine-Australian Cooperative Project. Australian Geological Survey, Informe Inédito, 122 p., Buenos Aires.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P.E., Skirrow, R.G., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R., 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina: Implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. implications for the Proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 259-281.
- von Gosen, W., 1998. The Phyllite and Micaschist Group with associated intrusions in the Sierra de San Luis (Sierras Pampeanas/Argentina)-structural and metamorphic relations. *Journal of South American Earth Sciences*, 11: 79-109.
- von Gosen, W. y Prozzi, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean margin of Gondwana. En: Pankhurst, R. y Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 235-258.

La Formación Tunas en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Relaciones entre sedimentación y deformación a través de su estudio paleomagnético

Renata Nela TOMEZZOLI

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

ABSTRACT. *The Tunas Formation of Sierras Australes, Buenos Aires Province. Palaeomagnetic evidence for relations between sedimentation and deformation.* The Sierras Australes is a curved orogenic fold and thrust belt with a northwest-southeast strike, exposed in the south western part of Buenos Aires province (Argentina). Implications of recent palaeomagnetic results on these rocks are analysed. The Tunas Formation is of broad area extent and is the youngest unit of the Carboniferous-Permian Pillahuincó Group. The palaeoflora and palaeofauna indicate a Permian age for these rocks. Recent palaeomagnetic data indicate that the Tunas Formation acquired its magnetization during as well as before folding. Whereas syntectonic magnetizations are confined to the area of the Sierra de las Tunas (northeast), pre-tectonic magnetizations were found in the Sierra de Pillahuincó (southeast). The syntectonic poles have been grouped into a mean Tunas palaeomagnetic pole. This pole corresponds to the Early Permian section of the South America APWP, and indicates that a fold of the Sierras Australes occurred until those times, very soon after or practically contemporaneously with deposition of the Tunas sequence. The Early Permian deformation may represent the activity of the San Rafaelic orogenic phase in the region. Pre-tectonic magnetization isolated in the Sierra de Pillahuincó, yielded the Pillahuincó palaeomagnetic pole. This pole corresponds to the late Early Permian section of the South American APWP. These younger and different magnetizations indicate the migration of the orogenic front towards the east-northeast, with a gradual attenuation of the deformation through time.

Introducción

La deformación en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires sigue siendo aún en la actualidad motivo de controversias. Mientras que algunos investigadores explican que ocurrió en una sola fase durante el Pérmico Tardío hasta el Triásico, para otros en cambio, comenzó durante el Devónico tardío - Carbonífero temprano y continuó hasta el Pérmico temprano - Triásico. Esta deformación, si se considera la hipótesis de aceptar a la Patagonia como un continente alóctono, sería la consecuencia de una posible colisión contra el borde sudoccidental del Gondwana (Martínez 1980; Ramos 1984, 1988). Para otros en cambio, es el producto de deformación intracontinental (Sellés Martínez 1989; Cobbold *et al.* 1991). Sin embargo, si bien las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires constituyen una de las regiones del país más estudiadas geológicamente, desde un punto de vista paleomagnético, únicamente lo hicieron Creer *et al.* (1970), quienes sobre el análisis de diez muestras, obtuvieron un polo paleomagnético de las Formaciones Bonete y Tunas, a partir de direcciones remanentes de polaridad reversa de veintiseis especímenes. El objetivo principal de este trabajo es el de contribuir con el conocimiento de la evolución paleogeográfica y geodinámica de la región, mediante la interpretación de resultados paleomagné-

ticos recientes (Tomezzoli 1997), en un trabajo de detalle en las formaciones del Paleozoico Tardío.

Marco geológico

La Formación Tunas (Harrington 1947) se extiende en el sector oriental de las Sierras Australes, cordón montañoso de rumbo general noroeste-sudeste, extendido en el extremo sudoeste de la provincia de Buenos Aires, entre los 37° y 39°S y 61° y 63°O (Fig. 1). Comienza a aflorar en el norte de la Sierra de las Tunas a la latitud de la estancia Sauce Corto y continua hacia el sur en la Sierra de Pillahuincó. Estas sierras presentan un relieve y aspecto notablemente diferentes que las sierras de Bravard, Curamalal y Ventana (Fig. 1) ubicadas en el sector occidental de las Sierras Australes. Aquí el paisaje montañoso se expande y ensancha considerablemente hacia el este y el sur y las cumbres van siendo cada vez más suaves y redondeadas, hasta que se ocultan por debajo del nivel actual de la llanura (Llambías y Prozzi 1975).

La Formación Tunas pertenece al Grupo Pillahuincó (Suero 1972), de edad carbonífera-pérmica, que está integrado por las Formaciones Sauce Grande en la base, Piedra Azul, Bonete y Tunas hacia el techo (Tabla 1), que afloran en las Sierras de las Tunas y en la Sierra

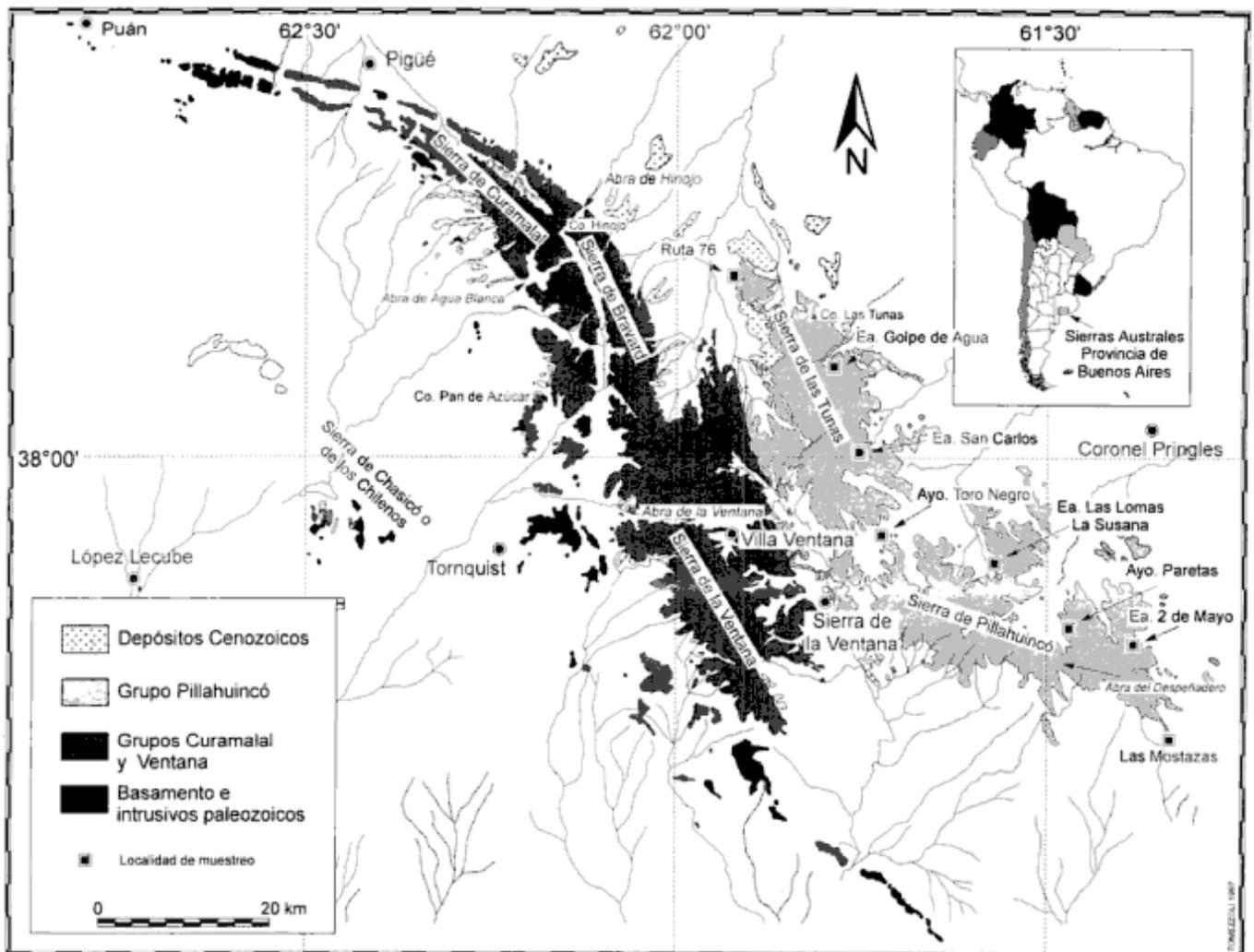


Figura 1: Mapa de ubicación en las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, en donde se distinguen las localidades de muestreo para su estudio paleomagnético en las Sierras de las Tunas. Adaptado de Suero (1972).

de Pillahuincó (Fig. 1). Esta formación tiene mayor extensión areal que las anteriores. Son areniscas finas de color verde claro silicificadas, con estratificación entrecruzada, que alternan con limolitas y lutitas finamente estratificadas de color morado y verdoso (Harrington 1947; Andreis *et al.* 1979; Andreis y Cladera 1992; López Gamundi 1996). Un rasgo característico de estas rocas es la presencia de motas verdes y moradas con formas muy variadas analizadas en detalle por Andreis *et al.* (1979).

Las asociaciones paleoflorísticas y paleofaunísticas

Tabla 1: Esquema estratigráfico adaptado de Suero (1972), para el Grupo Pillahuincó

Formación	Litología	Edad
Tunas	1200 m areniscas finas claras y limolitas rojas	pérmica
Bonete	300 m areniscas cuarcíticas moteadas	carbonífera-pérmica
Piedra Azul	400 m lutitas pizarreñas gris azuladas, negras	carbonífera-pérmica
Sauce Grande	900 m conglomerados poligénicos con matriz arenosa	carbonífera

de las Formaciones Bonete y Tunas indican una edad pérmica para estas rocas. En la Formación Bonete la fauna de *Eurydesma* (Harrington 1947) sugiere una edad asseliana tardía a sakmariana temprana (Pérmico temprano). La flora de la zona de *Glossopteris* sugiere edades del Sakmariano al Artinskiano (Archangelsky y Cúneo 1984).

Metodología de Trabajo

Sobre el perfil del arroyo Atravesado (véase Japas 1986) se muestrearon las Formaciones Sauce Grande, Piedra Azul y Bonete, aflorantes en la estancia La Juliana (Fig. 1). El comportamiento magnético que presentaron estas rocas en el estudio piloto resultó inestable. No ocurrió lo mismo con la Formación Tunas en la que finalmente se concentró todo el trabajo.

Aquí se analizaron los resultados obtenidos a partir del estudio paleomagnético (Tomezzoli 1997) en las localida-

des de Estancia San Carlos, Golpe de Agua (ex estancia Peñaflor) y arroyo Toro Negro (Tabla 2), aflorantes en el ámbito de la Sierra de las Tunas (Fig. 1) y en las Las Lomas - La Susana, 2 de Mayo (ex Ea. San Miguel), Arroyo Paretas (ruta provincial N°51) y cantera Las Mostazas (Fig. 1) en la Sierra de Pillahuincó (Tabla 2).

En términos generales, la Formación Tunas presentó una magnetización remanente característica muy estable y con muy buena consistencia interna dentro de cada sitio (ver detalles experimentales en Tomezzoli y Vilas 1996, Tomezzoli 1997 y Tomezzoli y Vilas 1999).

Tabla 2: Cantidad de sitios y especímenes procesados en cada localidad de muestreo. Espec: especímenes procesados. %mínimo: porcentaje de corrección de estructura para encontrar la máxima correlación de las direcciones medias finales por sitio de muestreo, según el parámetro estadístico propuesto por McFadden (1990).

Localidad	Sitios	Espec.	%mínimo
San Carlos	12	146	32%
Golpe de Agua	8	103	65%
Toro Negro	5	42	23%
2 de Mayo	8	98	86%
Lomas-Susana	7	116	82%
Las Mostazas	7	93	100%

Las temperaturas altas de bloqueo por encima de los 680°-700° C indican que esta magnetización está portada por hematita (Fig. 2).

Discusión de antecedentes

Los estudios petrográficos restringen los tonos rojizos que caracterizan a la Formación Tunas a las peli-

tas y psamitas finas, "que aparecen en forma de pequeñas manchas circulares, ovoidales o lenticulares, dispersas, siguiendo planos virtuales de laminación o abarcando la totalidad de los estratos" (Andreis *et al.* 1979, pág. 211). Atribuyen estas tonalidades a compuestos ferruginosos, reconociendo la presencia de hematita por difracción de rayos X y en preparaciones delgadas. Para estos autores su origen es primario, ya que las variaciones en intensidad están en íntima relación con la litología: las tonalidades rojizas son más frecuentes en las pelitas que en psamitas. Explican que estos compuestos ferruginosos oxidados en depósitos marinos de poca profundidad pueden conservarse sólo cuando existe un gran aporte de materiales clásticos a la cuenca, los que a su vez, son rápidamente cubiertos por otros depósitos, impidiendo o dificultando la reducción de los compuestos de hierro. La preservación completa de las estructuras primarias y las escasas señales de bioturbación son indicadoras de una sedimentación activa. Asimismo, en cuanto a la ausencia de indicios de pedogénesis y el hallazgo de restos vegetales de origen continental (se encontraron restos fósiles de plantas muy bien conservados en las estancias 2 de Mayo y Golpe de Agua, ex Peñaflor, Tomezzoli 1997), sugieren que las frondas han sido llevadas por las corrientes al sitio de depositación por flotación con poco transporte. Es así que se puede considerar a la hematita como un mineral muy común en la Formación Tunas y de origen primario detrítico o diagenético temprano.

Otro aspecto que merece atención, es la relación entre las asociaciones composicionales (petrofacies) y el ambiente paleotectónico (véase entre otros, los trabajos de Cobbold *et al.* 1991; Rossello *et al.* 1993 y López Gamundi *et al.* 1995). Estos autores describen pliegues de crecimiento en la localidad de Toro Negro, que serían

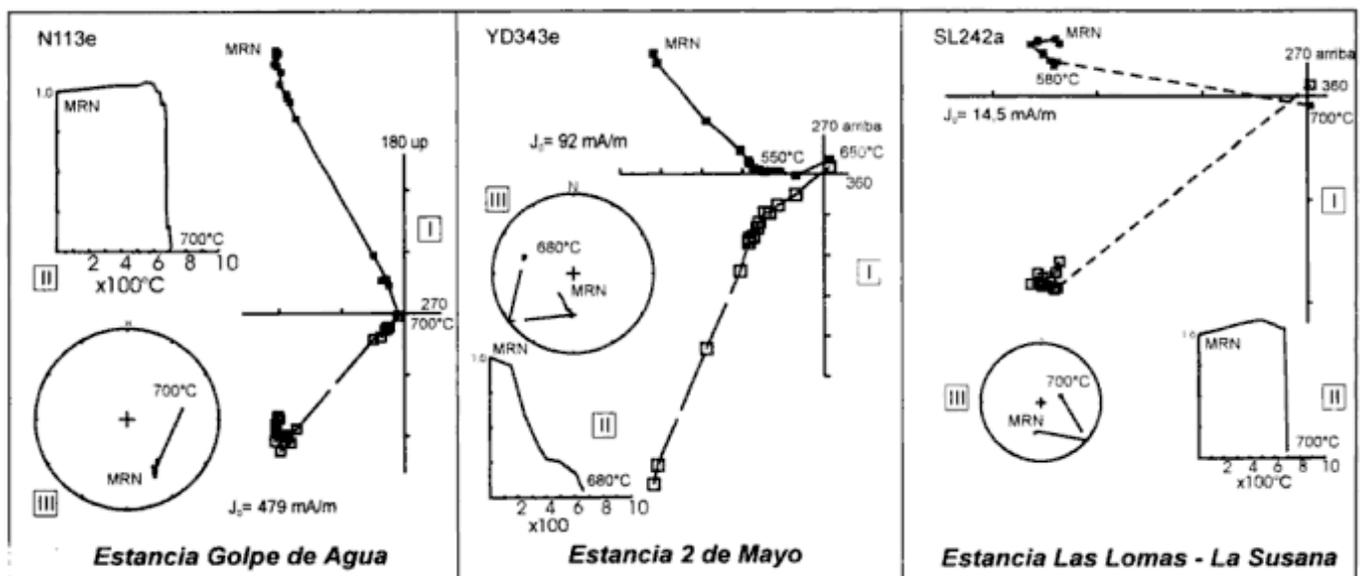


Figura 2: Comportamiento magnético típico de algunos especímenes provenientes de la Formación Tunas en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires.

indicativos de que la sedimentación en la Formación Tunas fue coetánea con la deformación, sugiriendo también que el transporte de sedimentos fue en la misma dirección que el transporte tectónico.

En la estancia San Carlos las sedimentitas de la Formación Tunas se depositaron en un ambiente marino de plataforma (Andreis *et al.* 1979) y por su posición geográfica y estratigráfica corresponderían a la base de dicha formación. Zavala *et al.* (1993), en las rocas de la cantera Las Mostazas, demuestran en base al estudio de facies y elementos arquitecturales, que se depositaron en un medio fluvial, meandriforme, con canales de carga principalmente arenosa y de alta sinuosidad inmersos en una llanura aluvial, corroborados por la asociación icnofaunística de ambiente continental, típica de llanuras de inundación. En la estancia Las Lomas-La Susana (Fig. 1) aparecen canales fluviales y en la Estancia 2 de Mayo secuencias similares a las de la cantera Las Mostazas por encima de los estratos típicos de plataforma. Estos rasgos observados en el campo (Tomezzoli 1997) marcan la transición entre ambos ambientes de depositación. En términos estratigráficos, la Formación Tunas en la cantera Las Mostazas sería más joven que en la estancia San Carlos, aunque no es posible afirmar que estos afloramientos sean o no cercanos al techo de la Formación Tunas, ya que es probable que continúen en subsuelo para aflorar luego en González Chaves (Llambías y Prozzi 1975; Tomezzoli y Vilas 1997). El ambiente de depositación en la base (estancia San Carlos) es de plataforma marina que evoluciona progresivamente hasta que se instalan facies continentales típicas (cantera Las Mostazas). En cuanto a la edad de la Formación Tunas en la cantera Las Mostazas, Zavala *et al.* (1993), vuelven a mencionar la flora de *Glossopteris*, asignable al Pérmico.

Asimismo, los depósitos más viejos de la Formación Tunas (Ea. San Carlos) se presentan afectados por un plegamiento más intenso que aquellos más jóvenes (cantera Las Mostazas) que yacen en posición subhorizontal.

Análisis de los resultados

La aplicación de la prueba de plegamiento (McFadden 1990) que se realiza variando el porcentaje de corrección de estructura en forma escalonada, indica que la magnetización de la Formación Tunas fue adquirida, dentro de los niveles de significancia del 95% ó 99% (Fig. 3), en distintos estadios de la deformación, según la zona o nivel estratigráfico (Fig. 4), resultando de este modo magnetizaciones de tipo sintectónicas o pre-tectónicas (Tabla 1). Para el caso de las magnetizaciones sintectónicas, hay que tener en cuenta que es necesario un tiempo de retardo entre la depositación del sedimento y la adquisición de la magnetización remanente característica, por que de lo contrario, la magnetiza-

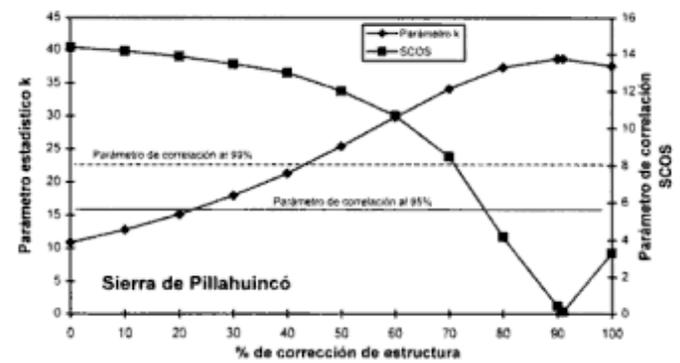
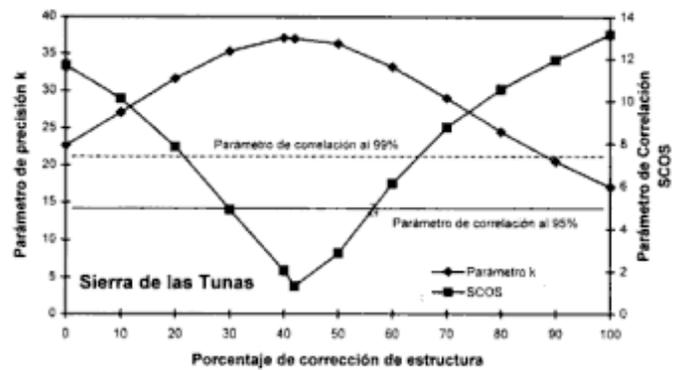


Figura 3a y b: Ploteo de los parámetros estadísticos *k* (parámetro de precisión de Fisher, 1953) y (*Scos* (parámetro de correlación, de McFadden 1990), de la Formación Tunas. Magnetizaciones sintectónicas y pre-tectónicas, de las localidades de muestreo en la Sierra de las Tunas y Sierra de Pillahuincó, respectivamente, vs. el porcentaje de corrección de estructura, desde la posición *in situ* hasta el 100 %, para las direcciones medias de magnetización por sitio de muestreo. Las líneas continuas y punteadas indican los niveles de significancia al 99 % y 95 %. Se supone como el valor de corrección de estructura más probable de adquisición de la remanencia al de mayor agrupamiento de las direcciones medias finales (*k*), o como aquel de menor valor de la sumatoria de los cosenos de los ángulos entre las direcciones medias finales por sitio de muestreo y la dirección media final de todos los sitios ($Scos = \sum cosenos$)

ción tendría que ser pre-tectónica. Se supone como el valor de corrección de estructura más probable de adquisición de la remanencia, al de mayor agrupamiento de las direcciones medias finales (*k*), o como aquel de menor valor de la sumatoria de los cosenos de los ángulos entre las direcciones medias finales por sitio de muestreo y la dirección media final de todos los sitios ($Scos = \sum cosenos$).

Las magnetizaciones sintectónicas fueron aisladas en las localidades de San Carlos, Golpe de Agua y Toro Negro (Fig. 3a), ubicadas en el ámbito geográfico de la Sierra de Las Tunas y correspondiendo a los niveles estratigráficos más bajos. La posición polar obtenida para estas localidades (Fig. 5) indica una edad pérmica temprana para la adquisición de la remanencia, ocurrida durante la deformación. Como consecuencia de

ello se puede concluir que en estas localidades el plegamiento de la Formación Tunas tuvo lugar a comienzos del Pérmico. Considerando las evidencias bioestratigráficas, tectosedimentarias y paleomagnéticas se corrobora que la deformación de estos niveles basales de la Formación Tunas ocurrió casi contemporáneamente con su depositación. Sin embargo, la deformación entre San Carlos y Golpe de Agua no fue sincrónica. Mientras que en San Carlos se aisló una magnetización reversa sintectónica al 32% de "despliegue" (*unfolding*), en Golpe de Agua (Fig. 1), que aflora más al este se aisló el mismo tipo de magnetización al 65% de "despliegue" (Figs. 3 y 6), es decir en un momento más tardío de la deformación.

Las magnetizaciones pre-tectónicas se aislaron en 2 de Mayo, Las Lomas-La Susana, arroyo Paretas y cantera Las Mostazas, ubicadas en la Sierra de Pillahuincó (Fig. 3b), en estratos más jóvenes de la Formación Tunas, claramente por encima de los anteriores.

En el caso del arroyo Paretas, que se trata de una secuencia homoclinal y en la cantera Las Mostazas, con un pliegue anticlinal muy suave, no es posible diferenciar estadísticamente el tipo de magnetización. Sin embargo las evidencias geológicas expuestas permiten sustentar un origen pre-tectónico para esta magnetización.

En cada localidad de muestreo, a partir de las direcciones medias finales por sitio, con la corrección estructural correspondiente al mayor agrupamiento, se calculó un polo paleomagnético (PP) a partir de los polos geomagnéticos virtuales (PGV) de cada sitio (Fig. 5). De esta manera los PP obtenidos se agruparon en dos mayores: Tunas I que representa a las magnetizaciones sintectónicas y Pillahuincó o Tunas II a las pre-tectónicas (Fig. 7). Ambos PP son consistentes con la curva de desplazamiento polar aparente de América del Sur (CDPA), ocupando distintas posiciones en este tramo de la curva (Tomezzoli 1997). El PP Tunas correspondería al Pérmico temprano mientras que el PP Pillahuincó sería más joven: Pérmico temprano tardío o Pérmico tardío temprano. Si bien la depositación de la Formación Tunas abarcó todo ese lapso de tiempo comprendido entre el Pérmico temprano al Pérmico tardío, las diferencias de edades pueden ser explicadas por que las localidades muestreadas en la Sierra de Pillahuincó, están más hacia el este que las de la Sierra de las Tunas (Fig. 1) y estratigráficamente por encima de ellas. Estas rocas por lo tanto fueron menos afectadas por el episodio tectónico (Fig. 6), o bien por que aun no estaban depositados los sedimentos, al momento de máxima actividad orogénica o climax del diastrofismo, o bien por que la deformación alcanzó a los estratos más jóvenes en sus estadios finales y ya no tuvo ni la magnitud ni la intensidad suficiente como para afectar a la magnetización (Figs. 4 y 6). La segunda hipótesis resulta ser la más probable, pues la Sierra de Pillahuincó conserva el mismo estilo de plegamiento que la Sierra de las Tunas, a pesar de que sus pliegues son más amplios y su topografía más suave, lo que implica

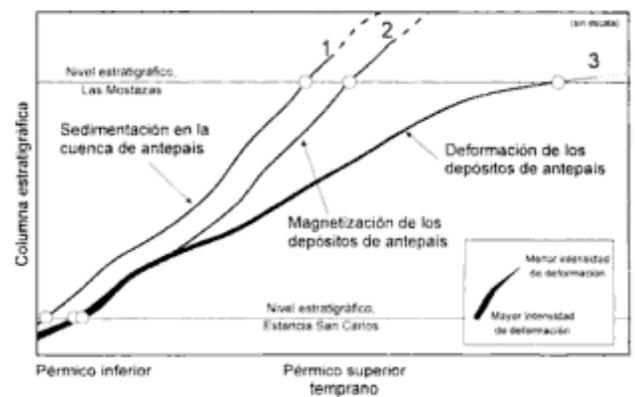


Figura 4: Relaciones esquemáticas entre los niveles estratigráficos y la sedimentación, magnetización y deformación de la secuencia. La curva 1 representa la velocidad de sedimentación; la curva 2 el tiempo de adquisición de la magnetización en distintos niveles estratigráficos; la curva 3 el tiempo e intensidad de la deformación en cada porción de la columna estratigráfica. Entre las curvas 1 y 2 hay un tiempo de retardo necesario para la adquisición de la remanencia. Mientras que entre las curvas 2 y 3 se ve la cohetaneidad entre la deformación y la magnetización durante el Pérmico temprano. Nótese que mientras en la estancia San Carlos hay simultaneidad de procesos, en la cantera Las Mostazas, la deformación es posterior a la magnetización y no logra afectarla.

que un mismo proceso deformativo afectó ambas sierras. La posición polar de Pillahuincó (Tunas II, Fig. 7) sugiere una edad pérmica temprana tardía a tardía temprana para la adquisición de la remanencia. Aceptando un origen detrítico o diagenético temprano para la hematita (portadora de la remanencia), se infiere la misma edad para estos depósitos. Esto significa que la depositación de los niveles expuestos de la Formación Tunas en las Sierras Australes abarcó un lapso prolongado de tiempo (cerca de 20 Ma) entre el Pérmico Inferior temprano y el Pérmico Inferior tardío a Superior temprano.

Dado que en el caso de los niveles superiores (Sierra de Pillahuincó, Figs. 3, 4, 5 y 6) la magnetización es previa a la tectónica, el diacronismo en la deformación fue aún mayor que en el de la depositación, pudiendo determinarse que la edad de la deformación en los niveles superiores de la Sierra de Pillahuincó es posterior al Pérmico Temprano tardío.

Este esquema es coherente con un modelo de cuenca de antepaís que crece hacia el nor-noreste. En la localidad de González Chaves afloran estratos horizontales portadores de magnetizaciones normales y reversas, a las que se les asignó posible edad pérmica superior-triásica (Tomezzoli y Vilas 1997). Estos estratos, más jóvenes que los de la Formación Tunas sensu stricto, se habrían depositado hacia el centro de la cuenca.

El PP Tunas acota la edad de la deformación que afectó a las Sierras Australes durante el Paleozoico tardío, correlacionable con la fase orogénica San Rafael (Azcu y Caminos 1987). Esta fase está ampliamente reconocida en el oeste de la Argentina y se extendió desde fines del Asseliano (según la escala de tiempo de

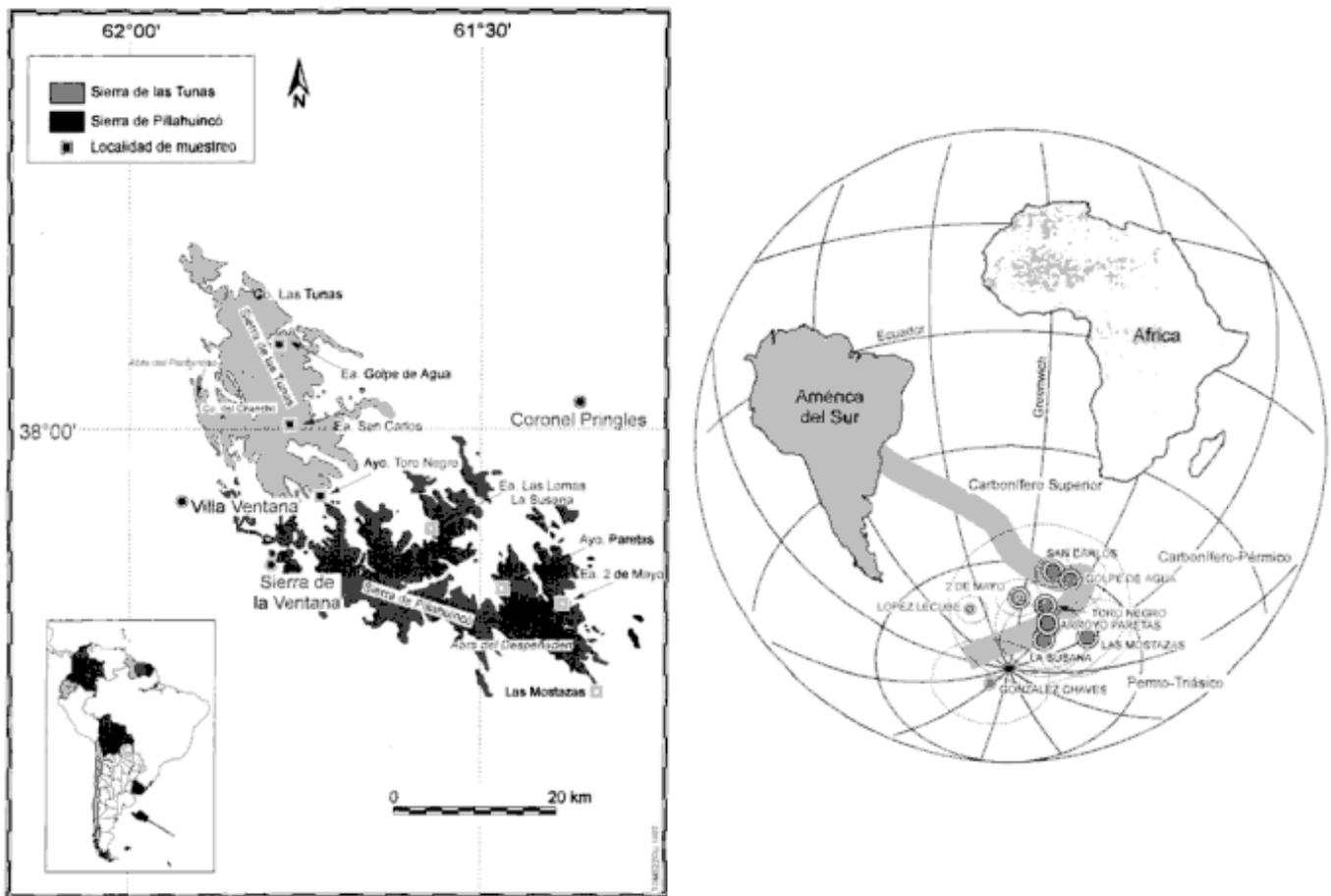


Figura 5: Mapa de ubicación en la Formación Tunas de las localidades de muestreo paleomagnético con los correspondientes polos paleomagnéticos (PP) obtenidos en cada una de ellas, ubicados en la curva de desplazamiento polar aparente de América del Sur. Es interesante observar como los PP correspondientes a las magnetizaciones sintectónicas aislados en la Sierra de las Tunas tienden a ubicarse en el Pérmico temprano, mientras que los PP pre-tectónicos de las localidades pertenecientes a la Sierra de Pillahuincó tienden a ocupar posiciones más jóvenes.

Menning 1995 - 280 Ma) hasta los 272 Ma (Llambías y Sato 1995) y fue asociada con remagnetizaciones a escala regional (Rapalini y Tarling 1993).

Algunos investigadores explican la deformación en las Sierras Australes con una sola fase, ocurrida durante el Pérmico Tardío hasta el Triásico, con posterioridad a la depositación de la Formación Tunas (Harrington 1947; Buggisch 1987; Japas 1989; Von Gossen *et al.* 1990; Rossello *et al.* 1997). Para otros en cambio, comenzó durante el Devónico tardío - Carbonífero temprano (Andreis 1964; Kilmurray 1975; Varela 1978; Ramos 1984; Tomezzoli 1997; Tomezzoli y Cristallini 1998), producto de la fase orogénica Cháñica (Azcu y Caminos 1987) que dejó su impronta en la discordancia erosiva entre las Formaciones Sauce Grande y Lolén (Massabie y Rossello 1984) y continuó hasta el Pérmico temprano (Tomezzoli 1997). Estudios geológicos recientes en zonas cercanas, sector del Cerro de los Viejos, en la provincia de La Pampa (Tickyj *et al.* 1997), ponen de manifiesto que la deformación en esa área podría haber ocurrido durante los mismos tiempos geológicos extendiéndose desde el Devónico hasta el Pérmico.

Si considera la hipótesis planteada por Ramos (1984, 1988) de aceptar a la Patagonia como un continente alóctono a la deriva, la posible colisión contra el borde sudoccidental del Gondwana debió producirse con anterioridad al Devónico. Los polos paleomagnéticos disponibles de Patagonia hasta el presente (Rapalini y Villas 1991; Rapalini *et al.* 1994 y Rapalini 1998), son consistentes con las paleolatitudes esperadas para Sudamérica desde el Devónico, de manera tal que no se pueden postular desplazamientos latitudinales posteriores de magnitud entre Patagonia y Gondwana. Esto sugiere que la acreción debió ocurrir con anterioridad a los tiempos devónicos. Este choque habría comenzado a producir la deformación en las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, quedando representada por las diferencias estructurales y litológicas que presentan los grupos Curamalal y Ventana del Paleozoico Temprano con el Grupo Pillahuincó del Paleozoico Tardío. La discordancia existente entre las Formaciones Lolén y Sauce Grande, entre las que media un hiatus que abarca parte del Carbonífero, podría marcar un pulso o *climax* de una deformación continua, con un

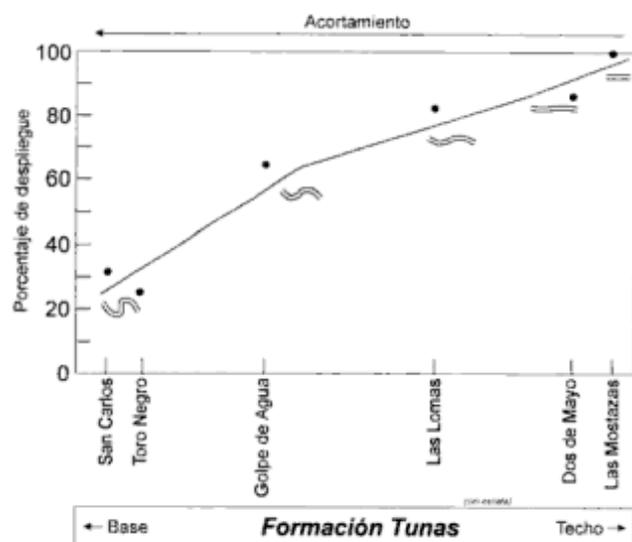


Figura 6: Esquema donde se muestra la relación geográfica entre las distintas localidades de muestreo y el porcentaje de "despliegue" (*unfolding*), desde las localidades más viejas aflorantes hacia el oeste en la Sierra de las Tunas, hasta las más jóvenes aflorantes hacia los sectores más orientales de la Sierra de Pillahuincó.

pico de mayor actividad previo a la depositación de la Formación Sauce Grande, que estaría generándose a expensas de la Formación Lolén, traslapándola, e involucrándose paulatinamente en la deformación (Tomezzoli 1997).

Sin embargo los datos paleomagnéticos obtenidos en la Formación Tunas, sustentados con las evidencias geológicas antes analizadas, indican claramente que la deformación continuó hasta el Pérmico Temprano tardío. La dirección de las paleocorrientes hacia el noreste en el grupo Pillahuincó (Andreis y Cladera 1992; López Gamundi 1996), la presencia de magnetizaciones pretectónicas más jóvenes asociadas con las posi-



Figura 7: Polos Paleomagnéticos seleccionados en América del Sur entre el Carbonífero y Triásico de la Curva de Desplazamiento Polar Aparente (según Tomezzoli 1997). Se incluyen algunos polos recientemente publicados. Se destaca la posición de los polos paleomagnéticos Tunas y Pillahuincó.

ciones más orientales de la sierras, a la vez que la continentalización de la sedimentación, son consistentes con un modelo de cuenca de antepaís con una atenuación gradual de la deformación y un avance del frente orogénico hacia el este - noreste. Estos procesos son el producto de una colisión continua (desde el Devónico o tiempos anteriores) hasta el ajuste final de la Patagonia (Pérmico Inferior) con el margen del Gondwana).

Conclusiones

La Formación Tunas, aflorante en el sector oriental de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires, es portadora de una magnetización remanente estable y característica, adquirida antes o durante la deformación de los sedimentos según el área de afloramiento. Las magnetizaciones sintectónicas fueron aisladas en las localidades muestreadas en el ámbito de la Sierra de las Tunas, representadas por el polo paleomagnético Tunas I, mientras que las pretectónicas en las localidades más orientales, aflorantes en la Sierra de Pillahuincó, están representadas por el polo paleomagnético Pillahuincó o Tunas II. El PP Tunas es de edad pérmica temprana e indica que existió deformación prácticamente al mismo tiempo o inmediatamente después que la depositación de estos estratos de la Formación Tunas, durante el Pérmico temprano. Esta deformación se correlaciona con la actividad de la fase orogénica San Rafael. La presencia de magnetizaciones pretectónicas más jóvenes que las anteriores, asociadas con las posiciones más orientales de las sierras, polo paleomagnético Pillahuincó o Tunas II, es consistente con un modelo de cuenca de antepaís, con una atenuación gradual de la deformación y un avance del frente orogénico hacia el este - noreste. La información paleomagnética permite determinar que la depositación de la Formación Tunas abarcó un lapso de tiempo prolongado (aproximadamente 20 Ma) dentro del intervalo Pérmico Temprano-Pérmico Tardío Temprano.

Agradecimientos

Se desea agradecer al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y a la Universidad de Buenos Aires (Proyecto UBACyT EX102 - EX135 UBA-CYT EX135), Departamento de Ciencias Geológicas, Laboratorio de Paleomagnetismo "D.A. Valencio". A los establecimientos San Carlos y Golpe de Agua, 2 de Mayo, Las Lomas, La Susana y San Rafael, que permitieron el acceso al lugar de trabajo. A J. Sellés Martínez, J. Pares y S. Japas, su colaboración durante las tareas de campaña y préstamo de material. A F. Pereyra que facilitó las fotografías aéreas. Se agra-

dece especialmente a E. Cristallini, por su ayuda constante en las tareas de campo y gabinete. A A. Rapalini y a J. Vilas por su colaboración y participación en el intercambio de ideas y también a H. Vizán y a P. Cobbold quienes arbitraron este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R.R., 1964. Petrología del Grupo eodévónico de Lolén. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Comisión de Investigaciones Científicas. Anales 5: 79-124. La Plata.
- Andreis, R.R., Lluch, J.J. y Iñiguez Rodríguez, A.M., 1979. Paleocorrientes y Paleoambientes de las Formaciones Bonete y Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, Argentina, Actas 6° Congreso Geológico Argentino, Buenos Aires, 2: 207-224.
- Andreis, R.R. y Cladera, G., 1992. Las epiclastitas pérmicas de la Cuenca Sauce Grande (Sierras Australes, Buenos Aires, Argentina). Parte I: Composición y procedencia de los detritos. Actas 4° Reunión de Sedimentología, 1: 127-134. La Plata.
- Archangelsky, S. y Cúneo, R., 1984. Zonación del Pérmico continental de Argentina sobre la base de sus plantas fósiles, 3° Congreso latinoamericano Paleontológico, México. Memoria, pp. 143-153.
- Azcuy, C.L. y Caminos, R., 1987. Diastrofismo. En: Archangelsky, S., (Ed.): El sistema Carbonífero en la República Argentina, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 239-251.
- Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (Argentina) and implications in Gondwana correlation. Zentralblatt für Geologie Paläontologie, 5(1): 819-837.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A., 1991. Partitioning of transpressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscan Sierras Australes, Argentina, Journal of Structural Geology, 13 (7): 743-758.
- Creer, K.M., Embleton, B.J.J. y Valencio, D.A., 1970. Triassic and Permo-Triassic palaeomagnetic data for South America. Earth and Planetary Science Letters, 8: 173-178.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. Proceedings Royal Society of London, Series A, 217: 295-305.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Sierras de Curamalal y de la Ventana, Provincia de Buenos Aires. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 61.
- Japas, M.S., 1986. Caracterización geométrico-estructural del Grupo Pillahuincó I. Perfil del Arroyo Atravesado, Sierra de las Tunas, Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 38: 145-155, Buenos Aires.
- Japas, M.S., 1989. La deformación de la cadena plegada de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, 40:193-215. Buenos Aires.
- Kilmurray, J.O., 1975. Las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires, las facies de deformación y nueva interpretación estratigráfica, Revista de la Asociación Geológica Argentina, 30(4): 331-348, Buenos Aires.
- Llambías, J.E. y Prozzi, C.R., 1975. Ventania. En Geología de la Provincia de Buenos Aires. Relatorio 6° Congreso Geológico Argentino, 79-102, Buenos Aires.
- Llambías, J.E. y Sato, A.M., 1995. El batolito de Colanguil: transición entre orogénesis y anarogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 50(1-4): 111-131.
- López Gamundi, O.R., 1996. Modas detríticas del Grupo Pillahuincó (Carbonífero tardío-Pérmico), Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: su significado geotectónico, Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología, 3(1): 1-10.
- López Gamundi, O.R., Conaghan, P.J., Rosello, E.A. and Cobbold, P.R., 1995. The Tunas Formation (Permian) in the Sierras Australes Foldbelt, east central Argentina: evidence for syntectonic sedimentation in a foreland basin, Journal of South American Earth Sciences, 3(2): 129-142.
- Martínez, C. 1980. Geologie des Andes boliviennes. Travaux et documents de l'Ostrom N° 119. París.
- Massabie, A.C. y E.A. Rossello, 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina, Actas 9° Congreso Geológico Argentino, 1: 337-352.
- McFadden, P.L., 1990. A new fold test for palaeomagnetic studies Geophysical Journal International, 103: 163-169.
- Menning, M., 1995. A numerical time scale for the Permian and Triassic Periods: An integrated time analysis. En: The Permian of Northern Pangea. Ed: Scholle, P.A., Peryt, T.M. and Ulmer-Scholle, D.S., 1: 77-97. Springer-Verlag.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia: un continente paleozoico a la deriva?, Actas 9° Congreso Geológico Argentino, S. C. Bariloche, Buenos Aires, 2: 311-325.
- Ramos, V.A., 1988. Tectonics of the Late Proterozoic Early Paleozoic: a collisional history of Southern South America. Episodes, 11(3): 168-174.
- Rapalini, A.E., 1998. Syntectonic magnetization of mid-Palaeozoic Sierra Grande Formation: further constraints on the tectonic evolution of Patagonia, Journal of the Geological Society, London, 155: 105-114.
- Rapalini, A.E. y Vilas, J.F., 1991. Preliminary paleomagnetic data from the Sierra Grande Formation: Tectonic consequences of the first mid-Paleozoic paleopoles from Patagonia, Journal of South American Earth Sciences, 54, 1-2: 25-41.
- Rapalini, A.E. y Tarling, D.H., 1993. Multiple magnetizations in the Cambrian-Ordovician carbonate platform of the Argentine Precordillera and their tectonic implications, Tectonophysics, 227: 49-62.
- Rapalini, A.E., Tarling, D.H., Turner, P., Flint, S. y Vilas, J.F., 1994. Paleomagnetism of the Carboniferous Tepuel Group, central Patagonia, Argentina, Tectonics, 13, (5): 1277-1294.
- Rossello, E.A., Cobbold, P.R., López Gamundi, O.R., 1993. Pliegues de crecimiento en la Formación Tunas (Zoiló Peralta), Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina. Comunicaciones, Proyecto Pangea y Glopals, San Juan, 28-31.
- Rossello, E. A., Massabie, A. C., López Gamundi, O. R., Cobbold, P. R. y Gapais, D., 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. Journal of South America, Earth Sciences, 10(5-6): 389-402.
- Sellés Martínez, J., 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires, Argentina). An example of folding in a transpressive environment. Journal of South America, Earth Science, 2(4): 317-329.
- Suero, T., 1972. Compilación geológica de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Ministerio de Obras Públicas, LEMIT, División Geología. Anales 3: 135-147. La Plata.
- Tickyj, H., Dimieri, L.V., Llambías, E.J., 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.
- Tomezzoli, R.N., 1997. Geología y Paleomagnetismo en el ámbito de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Tesis doctoral, Universidad de Buenos Aires, 306 p. (inédita).

- Tomezzoli, R.N., Vilas, J.F., 1996. Paleomagnetismo del Grupo Pillahuinco en Sierra de la Ventana (Estancias Las Julianas y San Carlos). *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 481-489. Buenos Aires.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F., 1997. Paleomagnetismo y fábrica magnética en afloramientos cercanos a las Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires (López Lecube y González Chaves). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4): 419-432.
- Tomezzoli, R.N. y Cristallini, E.O., 1998. Nuevas evidencias sobre la importancia del fallamiento en la estructura de las Sierras Australes de la Provincia de Bs. As. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(1): 117-129.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F., 1999. Paleomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International*, 138: 857-870.
- Varela, R., 1978. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires: Hipotesis de trabajo sobre su composición geológica y rasgos geotectónicos salientes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 33 (1): 52-62. Buenos Aires.
- Von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L., 1990. Structural and metamorphic evolution of Sierras Australes (Buenos Aires Province, Argentina). *Geologische Rundschau* 79(3): 797-821. Stuttgart.
- Zavala, C.A., Santiago, M.F. y Amaolo, G.E., 1993. Depósitos fluviales en la Formación Tunas (Pérmico), Cuenca Paleozoica de Ventania. Provincia de Buenos Aires, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 307-316.

Recibido: 20 de marzo, 1998

Aceptado: 7 de setiembre, 1999

Paleogeografía y correlación estratigráfica del Paleozoico Tardío de la Sierra de Los Llanos, Provincia de La Rioja, Argentina

Laura I. NET¹ y Carlos O. LIMARINO¹

¹CONICET - Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires. Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina.

ABSTRACT. *Paleogeography and stratigraphic correlation of the Upper Paleozoic of Sierra de Los Llanos, La Rioja Province.* The paleogeographic evolution of the Neopalaeozoic in Sierra de Los Llanos can be divided in three stages on the basis of sedimentary facies distribution. The first stage (Namurian-Westphalian) is restricted to the Malanzán-Solca and Olta palaeovalleys, where sediments of Malanzán and Loma Larga formations were deposited in water bodies surrounded by alluvial fans and subsequently covered by a fluvio-deltaic system prograding from the west-southwest. Tectonic movements that occurred at approximately the Carboniferous-Permian boundary time, controlled the second stage, and were responsible for the accumulation of the alluvial fan deposits known as Solca Formation in the Solca, Anzulón and Olpas deponents. There is no evidence of any important tectonic activity in the third stage, as the main control for the fluvial sedimentation seems to have been a slow subsidence, during which sedimentation of Permian red beds (La Colina Formation) overlapped the basement. In this last stage, sedimentation reached its maximum extension, and spread as far as the eastern flank of the Sierra de Los Llanos. The recognition of five stratigraphical horizons allow us to present a model of regional correlation between Sierra de Los Llanos, Paganzo and Huaco stratotypes. The correlation levels comprise: (1) a basal interval of dropstone-bearing mudstones (PC) related to the Gondwana glaciation of early Upper Carboniferous age, (2) a thin level of laminated mudstones (PL) corresponding to a base level rise associated to the deglaciation stage, (3) coals and carbonaceous kaolinic mudstones (C) formed during humid climatic conditions in Westphalian times, (4) an unconformity (d) produced by tectonic movements in late Upper Carboniferous, and (5) eolian and ephemeral lacustrine deposits resulting from arid climatic conditions (A) widespread during the Permian in the Paganzo Basin. Finally, a redefinition for the stratigraphical position of the Solca Formation is proposed.

Introducción

Las exposiciones más orientales del neopaleozoico de la Cuenca Paganzo aparecen irregularmente distribuidas a lo largo de la sierra de Los Llanos (Fig. 1). La existencia de estas sedimentitas fue ya señalada en los estudios pioneros de Bodenbender (1911) y años más tarde tratadas con mayor detalle por von Freyberg (1927). Pero es a partir de mediados de la década del cuarenta cuando los trabajos de Braccacini (1946, 1948) destacaron la importancia estratigráfica de las rocas en cuestión. Posteriores contribuciones de Azcuy (1975) y Cúneo (1984) también resaltaron la importancia paleontológica de la secuencia, mientras que en un detallado estudio, Andreis *et al.* (1986) propusieron una nueva división estratigráfica para el Neopaleozoico de la sierra de Los Llanos.

La secuencia aflorante en el sector aquí analizado presenta singular importancia paleoambiental y paleogeográfica, pues ilustra en forma acabada las características de las unidades neopaleozoicas depositadas en el borde oriental de la Cuenca Paganzo. Por otro lado, debido a su ubicación paleogeográfica, el relleno sedimentario presenta características propias que lo diferencian de las sucesiones depositadas en los sectores central y occidental de la cuenca. Estas diferencias han llevado a que la división estratigráfica planteada por diferentes

autores para el Paleozoico superior de la Sierra de Los Llanos difiera de la utilizada en los dominios central y occidental de la cuenca (Azcuy *et al.* 1987).

El objetivo de este trabajo es examinar el desarrollo paleogeográfico del Paleozoico tardío en la sierra de Los Llanos y proponer un modelo de correlación estratigráfica con las secuencias aflorantes en los perfiles tipo de Paganzo (ámbito oriental) y Huaco (ámbito occidental). Al mismo tiempo, se discute el significado genético de la división estratigráfica propuesta para la región, así como la existencia de discontinuidades de origen tectónico dentro del relleno sedimentario.

Distribución y estratigrafía del Paleozoico Tardío de la Sierra de Los Llanos

En este trabajo consideraremos tres grupos principales de afloramientos neopaleozoicos (Fig. 1): (1) los pertenecientes al área Malanzán-Solca y su prolongación hacia el dique de Anzulón, (2) los ubicados en el valle de Olta y (3) los del área de La Aguadita. Siempre dentro de la sierra de Los Llanos, un cuarto grupo de afloramientos (ubicados al norte del mapa de la Fig. 1) se extiende a lo largo de la vertiente oriental de la sierra desde poco al sur del pueblo de Punta de Los Llanos. Conforman una faja muy discontinua, en ocasiones

adosada mediante falla al basamento, hasta la latitud de Chemical (véase Zuzek 1979 y Limarino *et al.* 1998). Estos últimos afloramientos alcanzan poco espesor y están parcialmente cubiertos por sedimentos modernos, por lo que tienen escasa importancia para este trabajo. De todas las regiones citadas, el valle de Malanzán y su prolongación oriental en el valle de Olta han constituido el área tipo para las propuestas de divisiones estratigráficas.

Inicialmente Bodenbender (1911) agrupó las sedi-



Figura 1: Mapa de ubicación de los afloramientos del Neopaleozoico en el área de la sierra de Los Llanos.

mentitas de edad carbonífera, pérmica y triásica aflorantes en la región meridional de La Rioja en los denominados "Estratos de Paganzo", dentro de los cuales distinguió tres pisos. Reunió en el "Piso I" a las sedimentitas carboníferas de color amarillento, integradas por abundantes conglomerados en la base, seguidos por arcosas, escasos wackes y pequeños depósitos de carbón con restos de plantas. Para este autor, es justamente en la sierra de Los Llanos donde el "Piso I" alcanza su mayor desarrollo vertical. Por otra parte, reunió en el "Piso II" a los "bancos arcillosos o cuarzosos de color rojo", destacando en su sección media el alto contenido de carbonatos, estratos abigarrados y la presencia de bancos silicificados. Por último, diferenció el "Piso III" por su color rojo oscuro, por poseer una granulometría más gruesa que el "Piso II", y por carecer de sedimentos calcáreos. Para estas dos últimas unidades, el autor asignó edad pérmica y triásica respectivamente.

Braccini (1946, 1948) describió la presencia de los

"Pisos I y II" de los Estratos de Paganzo de Bodenbender (1911) en el área de la sierra de Los Llanos, rellenando la denominada cuenca de Solca y sus ramificaciones (Solca-Malanzán-Atilés; Unquillal-Anzulón; Chimenea-Agüita Negra-Olta). Dentro de lo que este autor reconoció como el "Piso I" de Bodenbender (1911), diferenció un total de cinco unidades (Fig. 2): 1) Conglomerado Basal (200 m), de color grisáceo a verdoso, pobremente estratificado, integrado por bloques mal seleccionados de granito inmersos en una matriz arcósica; 2) Grupo de la Divisoria, con una sección inferior dominada por arcilitas y areniscas amarillentas finamente estratificadas, con abundantes restos de plantas (400-450 m), y una sección superior marcadamente arenosa, dominada por arcosas macizas o con estratificación entrecruzada (300-350 m); 3) Conglomerado Intermedio (5-10 m), constituido casi exclusivamente por rodados graníticos, con algunos lentes de areniscas amarillentas; 4) Complejo de Esquistos Carbonosos (80 m), formado por areniscas finas verdosas y grises que gradan a arcilitas carbonosas de color negro intenso, y 5) Conglomerado Amarillo - Verdoso hasta Violado (270 m), compuesto por bancos lenticulares de conglomerados medianos y areniscas gruesas, con lentes y capas delgadas de areniscas micáceas con restos de plantas hacia la parte superior; el color dominante es gris blanquecino en los tres cuartos inferiores, volviéndose rojo hacia el techo. Es importante destacar que Braccini (1946, 1948) incluyó estas cinco unidades dentro del "Piso I" de Bodenbender (1911). Sin embargo, recientes investigaciones de Net (1998) colocan la base de la sección superior del Grupo Paganzo en el Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado, teniendo en cuenta, entre otros argumentos, el abrupto cambio litológico y la modificación en el color de la secuencia.

Braccini (1946, 1948) reunió el conjunto de rocas que corresponderían al "Piso II" de Bodenbender (1911) en las denominadas "Capas rojas". Esta entidad litológica incluye una serie de unidades que comienzan con el denominado "Conglomerado Rojo" y continúan con areniscas conglomerádicas, conglomerados finos y arenosos, arcosas, margas, arcilitas con restos de plantas y calizas arenosas de color rojo característico; estas rocas conforman el denominado "Nivel del Arroyo Totoral" reconocido por el mencionado autor en varias localidades (Braccini 1946: pág. 58), y que infrayace a otro conjunto, también rojo, de areniscas finas, calizas y fangolitas arenosas.

Furque (1968) designó por primera vez a las unidades informales de Braccini (1946, 1948) con el nombre de Formación Malanzán, en oportunidad de realizar un mapa geológico del área homónima. Finalmente, Di Paola (1972) utilizó argumentos sedimentológicos, petrológicos y paleoambientales para correlacionar los afloramientos de la sierra de Los Llanos con los de la sierra de Paganzo y sierra Brava (véase también Net, 1998).

Azcuy (1975) reconoció tres miembros en la Formación Malanzán: Divisoria, Estratos Carbonosos y Con-

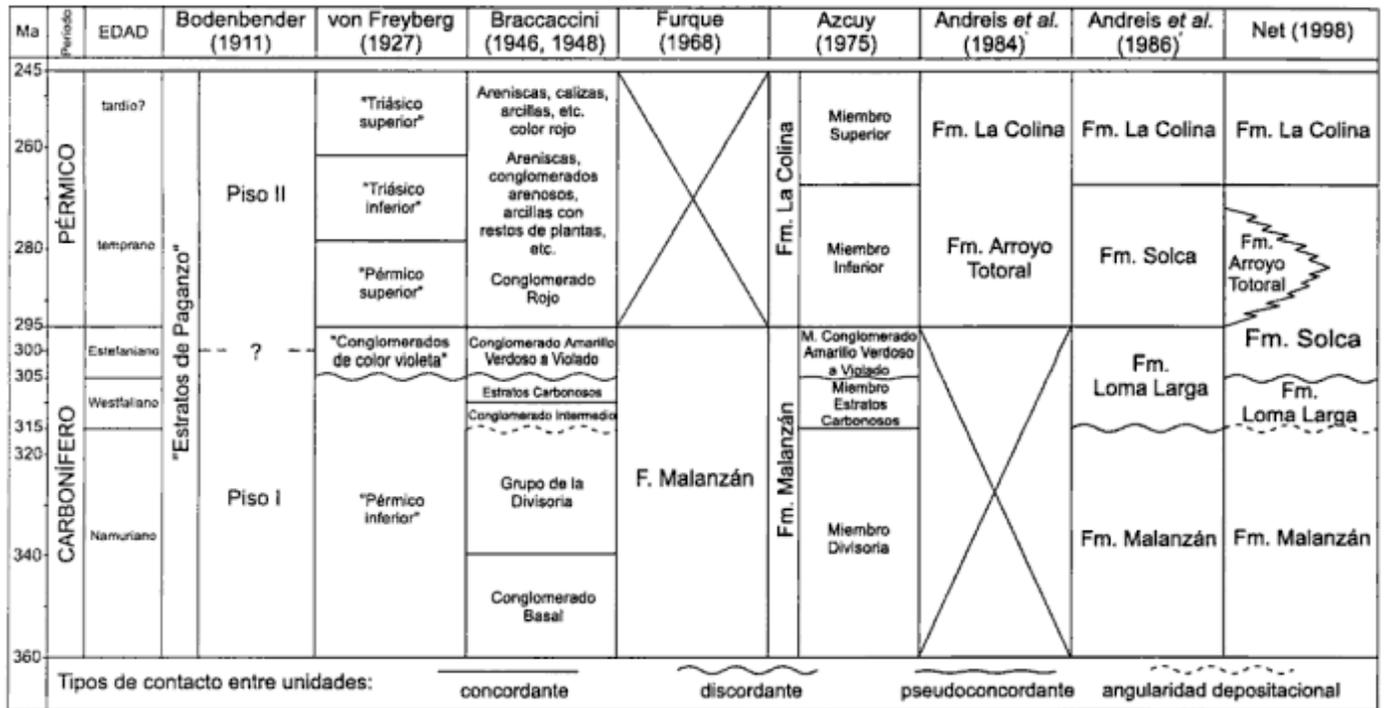


Figura 2: Equivalencia entre las unidades referidas en este trabajo. 1 = unidades definidas por Andreis et al. (1984) en la localidad de Arroyo Totoral; 2 = unidades definidas por Andreis et al. (1986) en el sector Malanzán - Loma Larga.

glomerado Amarillo Verdoso a Violado, utilizando los mismos nombres de Braccacini (1946, 1948) "por estar reiteradamente citados en la bibliografía". De esta manera, incluyó el Conglomerado Basal en el miembro Divisoria y el Conglomerado Intermedio en los Estratos Carbonosos. Asimismo señaló la posibilidad de reunir en una sola formación a los miembros Divisoria y Estratos Carbonosos, separándolos del miembro suprayacente, el Conglomerado Amarillo-Verdoso a Violado, e interpretó que entre ambos conjuntos existe una relación pseudoconcordante. Lo dicho había sido también previamente sugerido por Braccacini, quien consideró a la relación entre ambos conjuntos como discordante (Braccacini 1946: pág. 35). Por otra parte, Azcuy (1975) dividió a la Formación La Colina en dos miembros: el miembro inferior (45 m), conformado por una alternancia de conglomerados gruesos, bancos lenticulares de sabulitas y areniscas medianas y el miembro superior (más de 50 m), compuesto por areniscas finas y limolitas de color rojo bermellón. Describió esta unidad apoyándose en concordancia, en forma transicional, sobre el intervalo estratigráfico que el autor identificara como Formación Malanzán (Fig. 2).

Años más tarde Andreis et al. (1984) presentaron una columna estratigráfica integrada del Pérmico temprano de la sierra de Los Llanos. En esa oportunidad definieron formalmente la Formación Arroyo Totoral, a la que consideraron cubierta en aparente concordancia por la Formación La Colina. Poco tiempo después, Andreis et al. (1986), reconocieron cuatro unidades formacionales neopaleozoicas en el sector Malanzán-Loma

Larga, esquema estratigráfico que se extendió hacia el área comprendida por Loma Larga-Olta-dique de Anzulón (Fig. 2). De esta manera, fueron descriptas las Formaciones Malanzán (integrada por conglomerados, areniscas y pelitas con cadilitos de color gris verdoso), Loma Larga (secuencia amarillenta-verdosa formada por sabulitas, areniscas y mantos carbonosos), Solca (depósitos fanglomerádicos de color castaño-rojizo hasta amarillento) y La Colina (pelitas y areniscas rojas) (Fig. 2). La equivalencia señalada por Andreis et al. (1986) entre estas Formaciones y la división estratigráfica efectuada por Braccacini (1946, 1948) puede verse en la figura 2. Además, la Formación Malanzán fue dividida en cuatro miembros informales: 1) Fanglomerados; 2) Psamitas laminadas; 3) Psamitas y pelitas alternantes y 4) Psamitas y conglomerados arcósicos.

Discontinuidades tectónicas en el Neopaleozoico de la Sierra de Los Llanos

Al menos en dos niveles estratigráficos del Neopaleozoico de la sierra de Los Llanos ha sido propuesta la existencia de discontinuidades de origen tectónico.

La discontinuidad estratigráficamente más antigua corresponde a la señalada en el trabajo de Andreis et al. (1986), quienes postularon la existencia de una importante discordancia angular entre las formaciones Malanzán y Loma Larga, originada por movimientos tectónicos durante el Carbonífero tardío. En opinión de

los autores de la presente contribución, la discordancia en cuestión no se observa en la sierra de Los Llanos, resultando la relación angular mencionada por Andreis *et al.* (1986) de la progradación de secuencias deltaicas tipo Gilbert pertenecientes a la Formación Malanzán, luego cubiertas por las sedimentitas de la Formación Loma Larga. Lo dicho se basa en la inspección detallada de los afloramientos de dicha discordancia mostrados por Andreis *et al.* (1986) en la figura 2, los cuales revelan: (1) que la angularidad se manifiesta a lo largo de la superficie de contacto entre las capas frontales del delta tipo Gilbert y las secuencias areno-conglomeráticas de la plataforma deltaica superior y (2) que no existen diferencias angulares entre las pelitas de fondo de lago y las areniscas de la planicie deltaica superior. Esto no hace más que confirmar las conclusiones obtenidas por Sterren y Martínez (1996) en el vecino valle de Olta, quienes asignaron un origen puramente sedimentario al contacto entre las asociaciones de frente (Formación Malanzán) y planicie deltaica (Formación Loma Larga), como producto de la progradación.

Por otra parte, resulta también interesante señalar que ya Braccacini (1946) había hecho alusión a las relaciones de angularidad observadas en este intervalo estratigráfico. Para dicho autor, el contacto angular entre las areniscas con estratificación entrecruzada que constituían el tope del Grupo de la Divisoria (parte superior de la Formación Malanzán) y el Conglomerado Intermedio (base de la Formación Loma Larga) era de naturaleza puramente sedimentaria, aunque advirtió (Braccacini 1948: pág. 12) que podría ser interpretado erróneamente como una discordancia.

Una segunda discontinuidad se encuentra ubicada entre las Formaciones Loma Larga y Solca, próxima al límite Carbonífero-Pérmico. Ésta ha sido también considerada por Braccacini (1946, 1948), quien coincidió con Bodenbender (1911) en el carácter concordante del contacto entre las sedimentitas referidas a los "Pisos I y II" de los "Estratos de Paganzo", y explicó la disposición transgresiva de los estratos rojos pérmicos sobre el basamento como debida a la ampliación de la cuenca por factores autocíclicos, sin que mediasen movimientos tectónicos. Sin embargo, poco más adelante en el mismo trabajo, Braccacini (1946: 34-35) señaló que la base del Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado se disponía en forma discordante sobre los Esquistos Carbonosos. Esta aparente ambigüedad surge del significado que este autor le adjudicó a la superficie en cuestión, ya que de sus consideraciones se desprende que no le asignó importancia regional, sino sólo local.

En otros sectores de la cuenca la relación estratigráfica existente entre las secciones inferior y superior del Grupo Paganzo ("Paganzo I y II") ha sido también problemática. Así por ejemplo, Amos y Zardini (1962) y Parker (1974) consideraron un pasaje discordante entre ambas unidades, mientras que Bodenbender (1911), Braccacini (1946), Azcuy y Morelli (1970), Azcuy *et al.* (1978) y Limarino (1987) consideraron a la re-

lación como concordante. Como lo señalaron Caselli y Limarino (1993), el origen de estas diferencias se debe a que, en sectores de borde de cuenca, movimientos ocurridos a fines del Carbonífero habrían generado discordancias que, si bien son locales, poseen fuerte carácter erosivo, y en ocasiones exhiben marcada angularidad. Sin embargo, estas superficies se atenuarían rápidamente hacia el centro de la cuenca pasando a superficies de paraconcordancia (regional unconformities). Este tipo de discordancias corresponden a una típica ruptura sedimentaria de tipo 3 en la clasificación de Pardo *et al.* (1989), caracterizada por separar sedimentos depositados entre dos etapas de diastrofismo retardado, generando superficies que marcan un claro solapamiento extensivo en sectores de borde de cuenca y que evolucionan hacia el interior de las áreas depositacionales a superficies de paraconformidad o inclusive conformidad (Vera Torres, 1994).

Todas estas consideraciones pueden ser aplicadas a la sierra de Los Llanos. En efecto, en opinión de los autores, existe una clara discordancia erosiva entre los Esquistos Carbonosos (Formación Loma Larga) y el Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado (=Formación Solca en el sentido de Net 1998). Esta discordancia se manifiesta en el pasaje de facies fluviales de moderada a baja energía que incluyen areniscas, pelitas y capas de carbón, pertenecientes a la Formación Loma Larga, a gruesos depósitos de abanicos aluviales (Formación Solca). Estos fanglomerados se superponen en contacto neto y erosivo sobre las sedimentitas de la Formación Loma Larga, y están compuestos por ortoconglomerados polimícticos que contienen clastos de rocas graníticas hasta 1,5 m de diámetro máximo. Es además destacable la existencia, dentro de la fracción clástica, de rodados de areniscas grises muy probablemente pertenecientes a las infrayacentes Formaciones Malanzán y Loma Larga, los que ya fueron mencionados por von Freyberg (1927) y Braccacini (1946, 1948). Por otro lado, es importante resaltar que ya von Freyberg (1927: pág. 126) postuló la posible existencia de una discordancia vinculada a estos fanglomerados, y que Braccacini (1948: pág. 72) señalara que "... se evidencia claramente que la base del Conglomerado Amarillo-Verdoso a Violado corresponde a una discordancia erosiva rellenando un cierto relieve labrado en los terrenos del complejo de Esquistos Carbonosos, encontrándose asimismo algunos rodados provenientes de estos terrenos, incluidos en las capas más bajas de los Conglomerados Amarillo-Verdoso hasta Violado".

Por otro lado, el pasaje vertical desde facies fluviales incluyendo capas de carbón (Formación Loma Larga, véase Andreis *et al.*, 1986) a fanglomerados (Formación Solca) no hace suponer una transición autocíclica, o que haya estado controlado por factores climáticos. Parece más factible que el cambio mencionado haya resultado de la existencia de movimientos tectónicos capaces de producir modificaciones en la paleogeografía local. En este sentido, la evolución paleogeográfica del

área (Fig. 3) también avala la existencia de movimientos tectónicos ocurridos próximos al límite Carbonífero-Pérmico.

Lo dicho en el párrafo anterior lleva a los autores del presente trabajo a mantener la modificación en la extensión estratigráfica de los niveles basales de la Formación Solca sugerida por Net (1998). Por lo tanto, se incorpora aquí al "megaciclo 2" de la Formación Loma Larga (en el sentido de Andreis *et al.* 1986: Fig. 13), equivalente del miembro Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado de Azcuy (1975), en la Formación Solca. Resulta entonces que la discordancia en cuestión se ubicaría, de acuerdo a esta nueva posición estratigráfica, en la base de la Formación Solca (Fig. 2).

Evolución paleogeográfica

Un modelo de desarrollo paleogeográfico para el sector analizado de la sierra de Los Llanos es mostrado en la Fig. 3. La evolución de la cuenca neopaleozoica ha sido sintetizada en tres etapas principales.

La etapa más antigua, correspondiente estratigráficamente a las Formaciones Malanzán y Loma Larga (Namuriano-Westfaliano), se desarrolló en dos áreas depositacionales: el paleovalle Malanzán-Solca y el paleovalle de Olta. Como lo han señalado Braccini (1946, 1948) y Andreis *et al.* (1986) el marco paleogeográfico en el que se depositaron los sedimentos durante el Paleozoico tardío corresponde a valles intramontanos, estrechos y con pendiente regional al oeste-sudo-

este. Estos valles fueron inundados al inicio de la sedimentación por cuerpos de aguas perennes, representados en la mayor parte de la Formación Malanzán (miembros de "psamitas laminadas" y de "psamitas y pelitas alternantes", Andreis *et al.* 1986). Hacia los márgenes del valle se desarrolló un segundo conjunto sedimentario consistente en conglomerados gruesos y brechas, depositados en ambientes de abanicos aluviales, que señalan los márgenes de las áreas de depositación (miembro de "fanglomerados" de la Formación Malanzán, Andreis *et al.* 1986). La relación entre ambos conjuntos se aprecia claramente en el paleovalle de Olta, donde los sistemas de abanicos pasan en forma lateral a sedimentos finos subácueos.

Hacia el final de esta primera etapa se produjo la progradación de deltas tipo Gilbert (miembro de "psamitas y conglomerados arcósicos", Andreis *et al.* 1986), los que muestran paleopendientes de capas frontales hacia el oeste y sudoeste. La progradación de estos deltas fue seguida por una red más integrada de sistemas fluviales representados en la Formación Loma Larga.

A juzgar por las relaciones estratigráficas, paleocorrientes y distribución de facies (Andreis *et al.*, 1986; Martínez, 1993; Sterren y Martínez, 1996; Limarino *et al.*, 1998), la sedimentación durante esta fase habría ocupado solamente los valles de Malanzán-Solca y el sector occidental del paleovalle de Olta (Fig. 3a). En este contexto, la sedimentación no se habría desarrollado hacia el valle de Anzulón más allá de la localidad de Solca, donde el límite de cuenca estaría dado por los conglomerados de la Formación Solca y los "conglomerados rojos" de Braccini (1946, 1948) apoyados directamente sobre el basamento cristalino. Sin embargo, es posible que la cuenca carbonífera se haya extendido algo más hacia el este y que los sedimentos hayan sido suprimidos por la discordancia que en este trabajo es colocada en la base de la Formación Solca.

En lo que respecta al paleovalle de Olta, la mayor extensión de la Formación Malanzán se ubica al oeste del embalse de Olta y el límite de cuenca se encuentra muy bien marcado por conglomerados y areniscas rojas (pertenecientes a las Formaciones Solca y La Colina respectivamente) apoyados directamente sobre el basamento.

Importantes cambios paleogeográficos, con una rápida ampliación de la cuenca paleozoica se produjeron durante la segunda etapa (Carbonífero tardío-inicio del Pérmico temprano). En la presente interpretación, movimientos tectónicos de carácter distensivo habrían producido la apertura y controlado la subsidencia de las áreas depositacionales de Anzulón y Olpas, junto con una ligera expansión del paleovalle de Olta hacia el este (Fig. 3b). Como respuesta a los movimientos mencionados, en el valle de Olta-Malanzán, y especialmente en los alrededores de la localidad de Solca, se depositaron importantes secuencias de abanicos aluviales (Formación Solca) que interdigitaban con sistemas fluviales axiales (Formación Arroyo Totoral) hacia el centro de los paleovalles (véase Andreis *et al.* 1986).

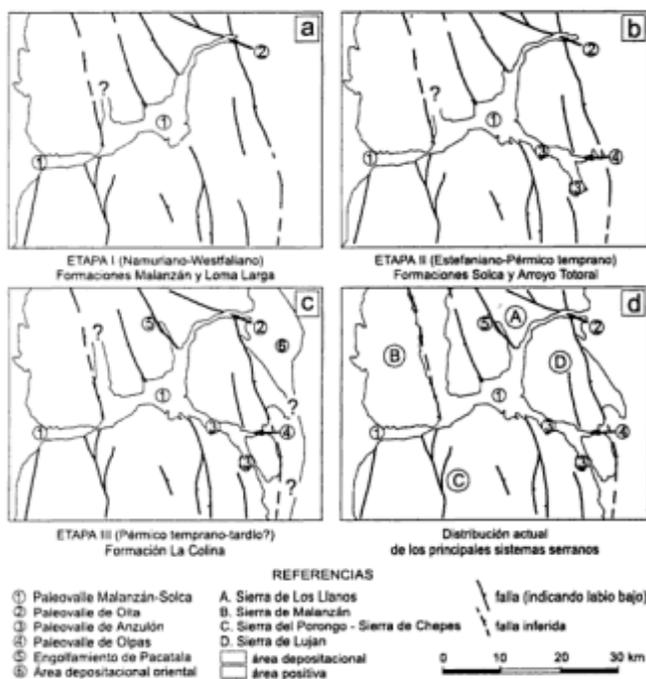


Figura 3: Desarrollo paleogeográfico para el área de sierra de Los Llanos.

Estos abanicos aluviales claramente sugieren el levantamiento de las áreas positivas representadas en la Fig. 3 por las sierras de Chepes y Luján. Hacia el este, en los valles de Anzulón y en la pequeña artesa de Olpas, también se produjo la depositación de secuencias conglomerádicas ("conglomerados rojos" de Braccini 1946, 1948), pero correspondientes a abanicos aluviales de menor desarrollo o, con mayor frecuencia, a sistemas fluviales entrelazados de naturaleza proximal.

Finalmente, la tercera etapa corresponde a la Formación La Colina en el sentido de Andreis *et al.* (1986) y se desarrolló entre el Pérmico temprano y quizás tardío. Durante esta etapa se habría producido una lenta pero persistente expansión de las áreas depositacionales, registrada en el traslape de las secuencias de bancos rojos sobre el basamento. Es importante destacar que, a diferencia de la etapa anterior, no se produjo la formación de secuencias conglomerádicas en los sectores marginales, sino que dominaron facies areno-conglomerádicas de origen fluvial. Esto parece indicar una lenta subsidencia de las áreas depositacionales acompañada por un progresivo rebajamiento de las áreas positivas de borde de cuenca, sin que medie la existencia de movimientos tectónicos de significación. De esta forma, el Paleozoico tardío alcanzó su máximo desarrollo paleogeográfico en los tres valles principales de la región Malanzán-Solca, Olta y Anzulón, junto a pequeñas artesas intramontanas como las de Pacatala y Olpas (Fig. 3c). En el caso de la primera, sólo se observan remanentes de conglomerados y areniscas rojas pertenecientes a la Formación La Colina, apoyadas sobre los granitoides del basamento entre las localidades de La Chimenea y Pacatala. Por su lado, la estrecha artesa de Olpas muestra conglomerados y areniscas rojas de la Formación La Colina apoyadas sobre las psefitas de la Formación Solca o, cuando ésta falta, directamente sobre el basamento.

Otro rasgo importante de esta etapa fue el desarrollo de un área de depositación al este de la actual sierra de Los Llanos (área depositacional oriental, Fig. 3c). En esta región, los bancos rojos descansan directamente sobre el basamento, como puede observarse a lo largo del margen sureste de la sierra de Los Llanos frente a la localidad de Olta, y en el noreste de la sierra de Luján. La extensión de esta área depositacional es imprecisa, pues los bancos rojos pérmicos se hunden debajo de secuencias terciarias de la Formación Los Llanos o de sedimentos recientes.

Por último, merece destacarse el hecho de que durante la tercera etapa (máxima expansión de las áreas depositacionales, Fig. 3c) la paleogeografía se asemeja en gran medida a la fisiografía actual (Fig. 3d). En opinión de los autores, esta semejanza es el resultado de la combinación de factores estructurales y litológicos que han controlado la distribución de las áreas depositacionales desde, al menos, el Paleozoico tardío. Así por ejemplo, la existencia de los paleovalles de Malanzán y Olta se encuentra en gran medida controlada por un

importante lineamiento de orientación noreste-sudoeste claramente observable en imágenes satelitales. Por el contrario, el desarrollo de los pequeños paleovalles de Anzulón, Olpas y Pacatala probablemente se encuentre vinculado a contactos entre rocas de distinta composición granítica (por ejemplo, en Olpas y en Anzulón) o migmatítica (como en Pacatala, véase Limarino *et al.* 1998).

Horizontes de correlación: origen y ubicación estratigráfica

Para la correlación estratigráfica del Neopaleozoico de la sierra de Los Llanos se han identificado una serie de horizontes guías (Fig. 4), que permiten vincular las secuencias estudiadas con las aflorantes en las localidades de Paganzo, perfil tipo del Grupo (Azcu y Morelli 1970) y Huaco, estratotipo de referencia para la Pre-cordillera (Limarino *et al.* 1986).

El más antiguo de estos horizontes está conformado por niveles de pelitas con cadilitos (PC), los que se distribuyen a lo largo de la mayor parte de la cuenca Paganzo, e incluso exceden su límite prolongándose a las vecinas cuencas Río Blanco (Limarino *et al.* 1993) y Calingasta-Uspallata (López Gamundí 1985). El horizonte en cuestión se caracteriza por la existencia de pelitas laminadas, en ocasiones de aspecto várvico, que contienen clastos caídos, frecuentemente con formas pentagonales y/o con caras facetadas y estriadas. Estas rocas representan el registro estratigráfico correspondiente a la glaciación gondwánica y materializan la fase paleoclimática B (o II) postulada por López Gamundí *et al.* (1992) y Limarino *et al.* (1996), adquiriendo por lo tanto significado cronoestratigráfico. Dentro del ámbito de la sierra de Los Llanos, el horizonte de referencia aparece expuesto tanto en el valle de Malanzán como en el de Olta, dentro de la parte inferior del "Grupo de la Divisoria" en el sentido de Braccini (1946, 1948), conformando la facies oriental del miembro 3 ("psamitas laminadas") de la Formación Malanzán (Andreis *et al.* 1986) y la facies de "fondo lacustre arenoso" de Sterren y Martínez (1996). Es de destacar que la existencia de cadilitos en este intervalo estratigráfico fue subrayada por Andreis *et al.* (1986), e interpretada como evidencia de paleotemperaturas bajas al menos en una época del año, indicando condiciones climáticas húmedas y frías aunque no glaciales. Una interpretación diferente fue dada a conocer por Limarino y Césari (1988), quienes consideraron a esta secuencia como originada en un ambiente de lagos proglaciares.

Un segundo nivel aflorante en la sierra de Los Llanos, y de gran importancia para la correlación regional, está representado por un conspicuo horizonte de pelitas laminadas (PL) que suprayacen a las pelitas con cadilitos antes consideradas. Este horizonte guía correspondería a la expresión estratigráfica de la fase climá-

tica IIIa (López Gamundí *et al.* 1992, Limarino *et al.* 1996) y aparece representado en un gran número de localidades de la Cuenca Paganzo, aunque alcanza mayor potencia (hasta 60 m) y desarrollo en el ámbito occidental de la cuenca (Precordillera y sierra de Maz). Allí, el nivel en cuestión puede ser interpretado como un máximo transgresivo, muy probablemente relacionado a fenómenos de inundación postglacial (Limarino *et al.* 1996). En todos los casos, se trata de una monótona secuencia de pelitas laminadas, que ocasionalmente puede intercalar niveles de margas, calizas y delgados niveles de areniscas finas. En varias localidades del ámbito occidental de la cuenca han sido encontrados microfósiles marinos en este intervalo, aunque siempre en proporción subordinada a granos de polen monosacados y esporas (Ottone 1991, Césari y Bercowski 1997); menos frecuentemente ha sido también destacada la presencia de invertebrados (Martínez 1993). En el ámbito oriental, y específicamente en la sierra de Los Llanos, este nivel puede ser reconocido dentro del paleovalle de Malanzán, en la porción basal del "Grupo de la Divisoria" de Braccacini (1946, 1948), en la parte inferior a media del "miembro 3" de la Formación Malanzán en el sentido de Andreis *et al.* (1986), e integrando la facies de "fondo lacustre pelítico" descrita por Sterren y Martínez (1996) para el paleovalle de Olta. Sin embargo, debe señalarse que hasta la fecha no ha sido reportado el hallazgo de microfósiles marinos en este ámbito.

El tercer horizonte guía aquí considerado corresponde a niveles de sabulitas y areniscas gruesas que intercalan bancos de carbón y pelitas carbonosas, generalmente caoliníticas (C). Como en los casos anteriores, este intervalo alcanza amplia distribución regional, con potencias de hasta 70 metros, resultando la expresión litológica de la fase climática IIIb (López Gamundí *et al.* 1992; Limarino *et al.* 1996). En la sierra de Los Llanos, este horizonte está representado dentro del nivel de pelitas carbonosas con bandas centimétricas de vitrinita incluidas por Braccacini (1946, 1948) en los "Esquistos Carbonosos", y por Andreis *et al.* (1986) en el "megaciclo 1" de la Formación Loma Larga. La formación generalizada de carbones y pelitas carbonosas respondió aparentemente a la conjunción de un mejoramiento climático y de un aumento del nivel del mar en el margen occidental de la Cuenca Paganzo ("transgresión estefaniana", véase Limarino 1996) ocurridos durante el Westfaliano tardío y el Estefaniano temprano.

Un cuarto elemento de correlación, muy probablemente de origen tectónico, puede ser aquí planteado sobre la base de la postulada discordancia existente entre las Formaciones Loma Larga y Solca (d). Similares discordancias, todas producidas a fines del Carbonífero tardío, han sido señaladas por diferentes autores en otros sectores de la Cuenca Paganzo (Parker 1974; Caselli y Limarino 1993). La discordancia se manifiesta por relaciones de angularidad, como ocurre en el Sistema de Famatina (Parker 1974), por un marcado trun-

camiento de facies que sobrepone depósitos de abanicos aluviales a secuencias fluviales que incluyen capas de carbón, como ocurre en la sierra de Maz (Caselli y Limarino 1993), o por cambios litológicos mucho más sutiles, que señalan aumentos en la energía de las corrientes, como ocurre en buena parte de la sierra de Sañogasta (véase "Conglomerados de Sañogasta-Vilgo" en Fidalgo, 1968 y facies "e" en Limarino 1985).

Finalmente, un quinto nivel de correlación puede ser establecido por la existencia de depósitos eólicos y lacustres evaporíticos hacia el tope de la Formación Patquía, típicos de climas áridos (A). Este tipo de horizontes, correspondiente a la fase climática V de López Gamundí *et al.* (1992) y Limarino *et al.* (1996), presenta un valor cronoestratigráfico sólo aproximado; su distribución paleogeográfica ha permitido proponer la existencia de un paleodesierto durante el Pérmico medio a tardío (Limarino y Spalletti 1986; Limarino *et al.* 1993). En el caso de la sierra de Los Llanos, la existencia de sedimentitas que podrían quedar incluidas en esta sección fue destacada por Siano (1990). La citada autora reconoció, en la parte superior de los bancos rojos pérmicos aflorantes en el área comprendida entre Solca y La Chimenea, facies de playa lacustre vinculadas a cuerpos de agua someros y efímeros, controladas por condiciones paleoclimáticas semiáridas.

Correlación regional del Neopaleozoico de la Sierra de Los Llanos

Los intervalos estratigráficos y las superficies de discontinuidad arriba discutidas permiten trazar correlaciones entre la secuencia aflorante en la sierra de Los Llanos y las de sectores más internos de la cuenca, como el perfil de Paganzo (estratotipo del Grupo Paganzo) y el del Anticlinal de Agua Hedionda en las proximidades de Huaco (estratotipo de referencia para la unidad en la Precordillera). De esta forma se puede obtener una transecta en dirección aproximada este-oeste (Fig. 4) que permite relacionar tres ambientes paleogeográficos de características distintas: 1) el sector de borde de cuenca, representado en las secuencias de la sierra de Los Llanos, 2) el denominado "ámbito oriental", presente en el perfil de Paganzo y 3) el "ámbito occidental" o Precordillerano en Huaco, que caracteriza al depocentro occidental de la Cuenca Paganzo (en el sentido de Azcuy *et al.* 1987), transicional a las secuencias marinas presentes en la Cuenca Río Blanco (véase también Limarino 1996).

Los niveles de correlación mostrados en la Fig. 4 permiten entender el significado genético de las diferentes denominaciones estratigráficas planteadas. En este sentido, el nivel conformado por las pelitas laminadas con cadilitos (PC) vincula a los miembros 2 y 3 de la Formación Malanzán (Andreis *et al.* 1986) y las "asociaciones de fondo lacustre" de Sterren y Martínez

(1996) en la sierra de Los Llanos con la "asociación de facies I" (Net 1996) de la Formación Guandacol en el área precordillerana y con el miembro inferior de la Formación Lagares (véase Azcuy y Morelli 1970: Fig. 1) en el perfil de Paganzo. Por otro lado, el nivel de correlación correspondiente a las pelitas laminadas (PL) de la transgresión postglacial vincula las fangolitas laminadas de la Formación Guandacol en Huaco ("asociación de facies II", Net 1996), con las pelitas de la parte media del miembro inferior de la Formación Lagares y el intervalo de pelitas laminadas de la parte media de la Formación Malanzán. Conceptualmente entonces, los bancos que infrayacen al nivel de correlación de pelitas laminadas son interpretados como genéticamente relacionados a la glaciación gondwánica, y en particular, el nivel pelítico es referido, en muchos sectores de la cuenca, a un máximo transgresivo postglacial. Obsérvese por lo tanto que, debido a su posi-

ción paleogeográfica, el miembro inferior de la Formación Lagares resulta un horizonte de condensación de la transgresión.

Hacia arriba, el nivel de carbones y pelitas carbonosas (C) portador de elementos de la biozona NBG (Archangelsky *et al.* 1987) permite establecer un horizonte cronoestratigráfico aproximado que vincula a las Formación Tupe en la Precordillera con las Formaciones Lagares en Paganzo y Loma Larga en sierra de Los Llanos. Como ya ha sido mencionado, la extensa generación de carbones y pelitas carbonosas caoliníticas en la Cuenca Paganzo estaría relacionada al mejoramiento climático postglacial unido a las condiciones de mar alto producidas por la "transgresión estefaniana".

Hacia fines del Carbonífero, una serie de movimientos tectónicos habrían producido discordancias en sectores de borde de cuenca, y correlativas paraconcordancias hacia el interior de las áreas depositacionales.

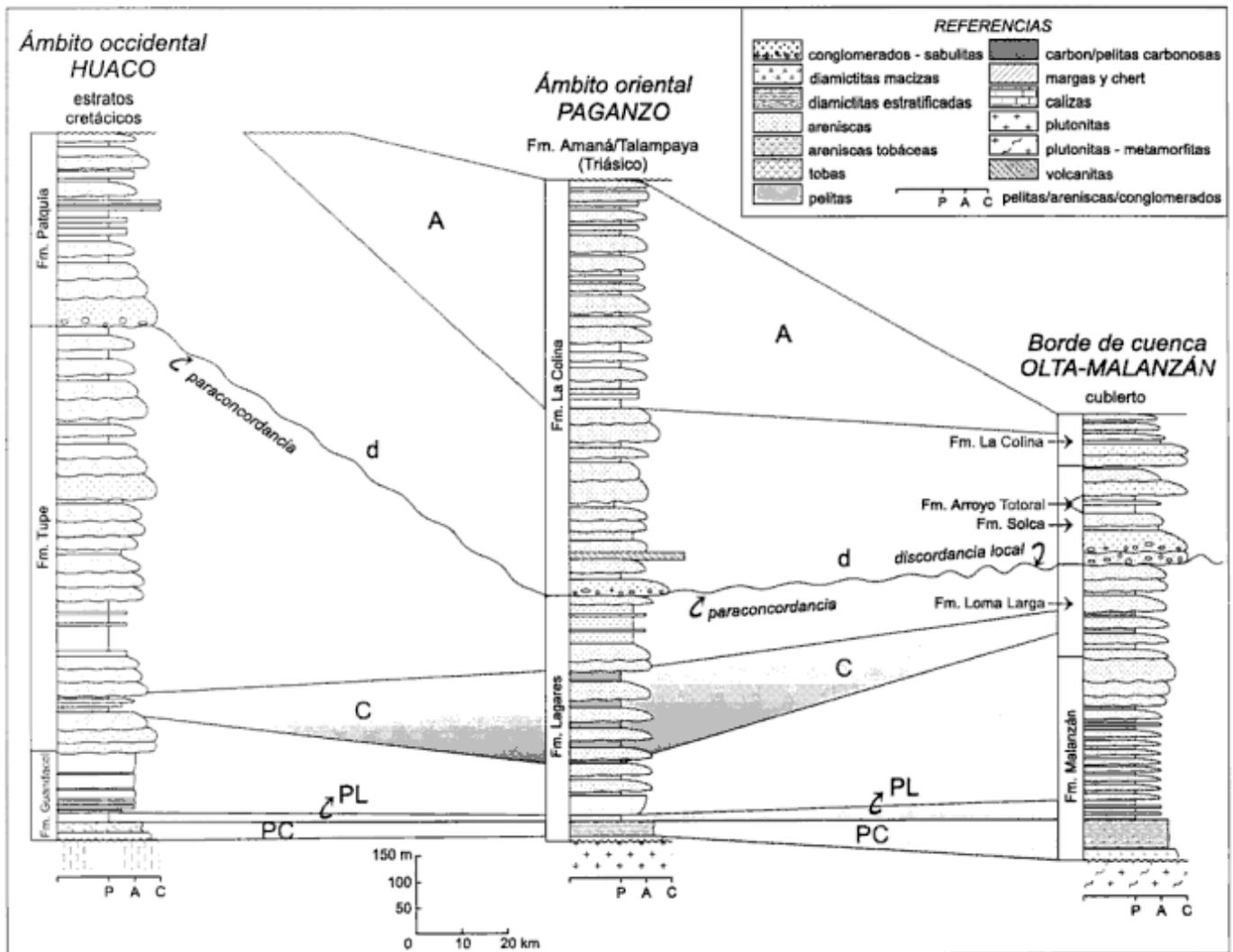


Figura 4: Niveles de correlación definidos entre los perfiles de Olta-Malanzán en la sierra de Los Llanos (borde de cuenca), Paganzo ("ámbito oriental") y Huaco ("ámbito occidental"). PC=pelitas con cadilitos; PL=pelitas laminadas; C=carbones y pelitas carbonadas; d=discordancia erosiva; A=facies de aridización.

Una de estas superficies, ubicada en la base de la Formación Solca (d), se encuentra presente en la parte inferior de la Formación La Colina (facies K, Limarino 1985) como un conspicuo nivel de conglomerados indicativo de un aumento de energía en las condiciones ambientales (véase Limarino 1985 y "Conglomerados de Sañogasta-Vilgo", Fidalgo 1968). De esta manera, la Formación Solca representa los depósitos fanglomerádicos originados por los movimientos tectónicos en cuestión, siendo su distribución paleogeográfica muy limitada y restringida a sectores de borde de cuenca. Hacia el interior de las áreas depositacionales los fanglomerados gradan a sistemas fluviales gravosos, que no son reconocidos como una unidad independiente sino que son incluidos dentro de la Formación La Colina, como ocurre en la sierra de Sañogasta (Limarino 1985; Fidalgo 1968). Un caso similar ocurre con la Formación Patquía en el perfil de Huaco, donde si bien la discordancia en la base de la unidad no aparece, hacia el norte, en la sierra de Maz, su existencia como fuerte truncamiento angular fue demostrada por Caselli y Limarino (1993).

Finalmente, como puede verse en la Fig. 4, el horizonte estratigráfico correspondiente a condiciones climáticas semiáridas (A) permite establecer vinculaciones entre el techo de la Formación La Colina en la sierra de Los Llanos y el tope del perfil en el área de Paganzo, encontrándose este intervalo erosionado en el perfil de Huaco.

Conclusiones

Se diferenciaron tres etapas en la evolución paleogeográfica del relleno sedimentario del Paleozoico tardío en la sierra de Los Llanos.

Durante la primera etapa (Namuriano-Westfaliano) la sedimentación estuvo restringida a los paleovalles de Malanzán-Solca y Olta; ésta tuvo lugar en cuerpos de agua confinados lateralmente por abanicos aluviales, sobre los que se desarrolló un sistema fluvio-deltaico con paleocorrientes hacia el oeste-sudoeste. Las sedimentitas correspondientes a esta etapa pertenecen a las Formaciones Malanzán y Loma Larga, las que probablemente representen condiciones de alta subsidencia local, aunque no regional.

El inicio de la segunda etapa (Estefaniano-Pérmico temprano) estaría marcado por movimientos tectónicos que habrían producido la rápida ampliación de la cuenca hacia las áreas de Anzulón y Olpas, originando la depositación de importantes secuencias de abanicos aluviales y sistemas fluviales asignados a las formaciones Solca y Arroyo Totoral.

Por último, durante la tercera etapa habría tenido lugar una lenta expansión de las áreas depositacionales hacia el este de la sierra de Los Llanos, durante la cual habría ocurrido el traslape de secuencias fluviales areno-conglomerádicas de la Formación La Colina (en

el sentido de Andreis *et al.* 1986) por sobre los depósitos más antiguos y el basamento. No existe para esta etapa de máxima expansión areal evidencias de movimientos tectónicos de significación; las facies sedimentarias indicarían más bien una lenta subsidencia, probablemente de carácter regional, acompañada por el paulatino rebajamiento de las áreas positivas.

El mencionado modelo de evolución paleogeográfica se inclina entonces hacia un origen tectónico para los conglomerados de la Formación Solca. En consecuencia, se confirma en este trabajo la existencia de la discordancia ubicada en la base de la Formación Solca, la que sería además de un orden mayor que el que tradicionalmente le fuera asignado. Este hecho ha llevado a los autores a proponer una modificación en la extensión estratigráfica de esta unidad, cuya base descendería hasta dicha disconformidad, e incluiría a la unidad tradicionalmente referida como "Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado".

Por otro lado, se presenta en este trabajo una posible correlación estratigráfica entre los afloramientos de sierra de Los Llanos, correspondientes al borde oriental de la Cuenca Paganzo, y los perfiles en las localidades de sierra de Paganzo dentro del "ámbito oriental" y Huaco en el "ámbito occidental". Esta correlación permite vincular los depósitos glaciogénicos (PC) y el intervalo pélico correspondiente a la etapa de deglaciación (PL) presentes en la sección inferior de la Formación Malanzán en la sierra de Los Llanos con sus equivalentes en las Formaciones Lagares en Paganzo y Guandacol en Huaco. En forma similar, el horizonte conteniendo carbón y pelitas carbonosas (C) de la Formación Loma Larga en la sierra de Los Llanos resulta correlacionable con los identificados en las Formaciones Lagares (Paganzo) y Tupe (Huaco). La discordancia (d) en la base de la Formación Solca (sierra de Los Llanos) es comparable a la existente en la base de la Formación La Colina -como una paraconcordancia- en Paganzo y en la Formación Patquía -como una discordancia angular- en la sierra de Maz. Por último, el conjunto de facies de clima árido (A) vincula el techo de la Formación La Colina en sierra de Los Llanos con el tope de la columna sedimentaria en Paganzo, hallándose erosionado en Huaco.

Agradecimientos

Los trabajos de campo correspondientes a la presente contribución fueron financiados dentro del marco del Proyecto de Investigación Anual N° 6731 (CONICET) y del PICT 04821 de la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica. Se agradece además al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo logístico brindado, como así también las observaciones realizadas por los árbitros C. Azcuy, J. P. Milana y O. López Gamundí, y por el Comité Editor de la Revista.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amos, A. J. y Zardini, R., 1962. Geología de algunos depósitos de arcillas de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17: 47-84.
- Andreis, R. R., Cúneo, R. y Rolón, A., 1984. Definición formal de los "Estratos del Arroyo Totoral" (Pérmico inferior), Sierra de Los Llanos, La Rioja, República Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 5: 209-229. San Carlos de Bariloche.
- Andreis, R. R., Leguizamón, R. y Archangelsky, S., 1986. El paleovalle de Malanzán: nuevos criterios para la estratigrafía del Neopaleozoico de la Sierra de Los Llanos, La Rioja, República Argentina. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 57 (1-2): 3-119. Córdoba.
- Archangelsky, S., Azcuy, C. L., González, C. R. y Sabattini, N., 1987. Correlación general de biozonas. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El sistema Carbonífero de la República Argentina*, pp. 281-292. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Azcuy, C. L., 1975. Miosporas del Namuriano y Westfaliano de la comarca de Malanzán-Loma Larga, provincia de La Rioja, Argentina. I. Localización geográfica y geológica de la comarca y descripciones sistemáticas. *Ameghiniana*, 12 (1): 1-69.
- Azcuy, C. L. y Morelli, J. R., 1970. Geología de la comarca Paganzo - Amaná. El Grupo Paganzo, formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (4): 405-429.
- Azcuy, C., Andreis, R., Cuerda, A., Hunicken, M., Pensa, M., Valencio, D. y Vilas, J., 1987. Cuenca Paganzo. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, pp. 153-168. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Azcuy, C. L., Morelli, J. R., Valencio, D. y Vilas, J. F., 1978. Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. *Actas 7° Congreso Geológico Argentino*, 1: 243-256. Neuquén.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 19(1): 2-211, Córdoba.
- Braccacini, O., 1946. Los estratos de Paganzo y sus niveles plantíferos en la sierra de Los Llanos (provincia de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1 (1): 19-61.
- Braccacini, O., 1948. Sobre la presencia de Carbonífero inferior en la sierra de Los Llanos. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 25 (281): 63-94, Buenos Aires.
- Caselli, A. T. y Limarino, C. O., 1993. Las relaciones estratigráficas del Grupo Paganzo en los alrededores del Cerro Noqués, Sierra de Maz, provincia de La Rioja. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 49-56. Mendoza.
- Césari, S. y Bercowski, F., 1997. Palinología de la Formación Jejenes (Carbonífero) en la Quebrada de Las Lajas, provincia de San Juan, Argentina. Nuevas inferencias paleoambientales. *Ameghiniana* 34 (4): 497-509.
- Cúneo, R., 1984. Primeros resultados fitopaleoecológicos de la Formación Arroyo Totoral, Pérmico inferior de La Rioja, Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 4: 318-336. San Carlos de Bariloche.
- Di Paola, E. C., 1972. Litología de la sección media del Grupo Paganzo en las comarcas Paganzo-Amaná y Olta-Malanzán, provincia de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 27 (2): 179-187.
- Fidalgo, F., 1968. Algunos rasgos tectónicos y geomorfológicos de la Sierra de Sañogasta-Vilgo (provincia de La Rioja). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 18: 139-153.
- Freyberg, B. von, 1927. Resultados de un viaje de estudios geológicos a las Sierras de Los Llanos (provincia de La Rioja). Comunicación preliminar. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 30: 123-127, Córdoba.
- Furque, G., 1968. Bosquejo geológico de la Sierra de Malanzán, La Rioja. *Actas 3° Jornadas de Geología Argentina*, 1: 111-120, Comodoro Rivadavia.
- Limarino, C. O., 1985. Estratigrafía y paleoambientes sedimentarios del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 300 p. (Inédito).
- Limarino, C. O., 1987. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. *Anales de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 39: 149-178, Buenos Aires.
- Limarino, C. O., 1996. Análisis estratigráfico de las cuencas neopaleozoicas del Oeste argentino. *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología*: 3-6, Bahía Blanca.
- Limarino, C. O. y Césari, S. N., 1988. Paleoclimatic significance of the lacustrine Carboniferous deposits in northwest Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 65: 115-131.
- Limarino, C. O. y Spalletti, L. A., 1986. Eolian Permian deposits in West and Northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 49: 109-127.
- Limarino, C. O., Césari, S. N. y López Gamundí, O., 1996. Las fases climáticas del Paleozoico superior del oeste argentino: su expresión estratigráfica y valor como herramienta de correlación. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 495-509, Buenos Aires.
- Limarino, C. O., Page, R. y Caselli, A. T., 1993. Origen y significado estratigráfico de las diamictitas del miembro superior de la Formación Cortaderas (Carbonífero), Precordillera de San Juan. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 157-164, Mendoza.
- Limarino, C. O., Page, S., Caselli, A. T., Net, L. I., Litvak, V. D. y Gutierrez, P. R., 1998. Hoja Geológica Chemical. Servicio Geológico Nacional, 87 p. (en prensa).
- Limarino, C., Sessarego, H., Césari, S. y López Gamundí, O., 1986. 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.
- López Gamundí, O. R., 1985. Modelo de sedimentación glacimarina para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38: 60-72.
- López Gamundí, O. R., Limarino, C. O. y Césari, S. N., 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 91: 305-329.
- Martínez, M., 1993. Hallazgo de fauna marina en la Formación Guandacol (Carbonífero) en la localidad de Agua Hedionda, Precordillera Nororiental, San Juan, Argentina. *12° International Congress on Carboniferous-Permian*, 2: 291-296, Buenos Aires.
- Net, L. I., 1996. Caracterización petrográfica de las areniscas de la Formación Guandacol (Carbonífero medio) en Cuesta de Huaco, San Juan, Argentina. *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología*: 67-72, Bahía Blanca.
- Net, L. I., 1998. Reubicación estratigráfica del miembro Conglomerado Amarillo Verdoso a Violado (Formación Loma Larga) en la Formación Solca (Paleozoico superior), provincia de La Rioja, Argentina. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 191-196, Buenos Aires.
- Ottone, E. G., 1991. Palynologie du Carbonifère supérieur de la coupe de Mina Esperanza, Basin Paganzo, Argentine. *Revue de Micropaléontologie*, 34 (2): 118-135.

- Pardo, G., Villena, J. y González, A., 1989. Contribución a los conceptos y a la aplicación del análisis tectosedimentario. Rupturas y unidades tectosedimentarias como fundamentos de correlaciones estratigráficas. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 2: 199-220.
- Parker, G. 1974. Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29: 23-29.
- Siano, C. A., 1990. Últimos eventos depositacionales de la Formación La Colina (Patquía), Sierra de Los Llanos, La Rioja, Argentina. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 187-191. San Juan.
- Sterren, A. F. y Martínez, M., 1996. El paleovalle de Olta (Carbonífero): paleoambiente y paleogeografía. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 89-103. Buenos Aires.
- Vera Torres, J. A., 1994. *Estratigrafía, principios y métodos*. Editorial Rueda (Madrid), 806 páginas.
- Zuzek, A., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18f, Chamental. Provincia de La Rioja. *Boletín del Servicio Geológico Nacional*, 161, 33 p., Buenos Aires.

Recibido: 12 de mayo, 1998

Aceptado: 7 de setiembre, 1999

Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén

Enrique LINARES¹, Héctor A. OSTERA² y Luis C. MAS³

¹Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS)

²Instituto de Geocronología y Geología Isotópica y Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires.

³Dirección Provincial de Hidrocarburos y Combustibles de Neuquén (DPHYC)

ABSTRACT. Potassium-Argon chronology of the Copahue-Caviahue Effusive Complex, Neuquen Province. K/Ar ages from the Copahue-Caviahue Effusive Complex indicate that there are discrete time intervals between the principal volcanic events related with its evolution. The principal units may be correlated with three eruptive epochs (Pre-caldera, Las Mellizas and Copahue) whose respective radiometric ages are, 4.3 Ma, 2.6-2.0 Ma, and 1.4 Ma to the present

Introducción

El objetivo principal de esta investigación es el estudio geocronológico detallado basado en la vulcanoesstratigrafía propuesta por anteriores investigaciones (Pesce 1989), de las rocas constituyentes del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue. La finalidad es lograr la mayor comprensión posible acerca de la evolución geológica en el tiempo y en el espacio de las distintas unidades litológicas que lo componen. El hecho de poseer el único campo geotérmico de alta entalpía en explotación de la República Argentina agrega un factor más de interés al presente trabajo.

Dada la calidad y cantidad de los datos obtenidos hasta el presente, como así también su distribución espacial, se ha considerado conveniente la presentación de los resultados de esta fase de los estudios.

Ubicación y Geología del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue

Ubicación

El área donde se emplaza el denominado "Complejo Efusivo Copahue-Caviahue" se localiza en la parte más meridional de la Provincia Geológica Cordillera Principal (Yrigoyen 1979). Está ubicado al noroeste de la provincia del Neuquén, aproximadamente a los 37° 50' S y 71° 05' O, en el departamento Norquín, a 70 km al NO de la localidad de Loncopué y a 380 km de la ciudad de Neuquén. Se accede desde la misma por medio de la ru-

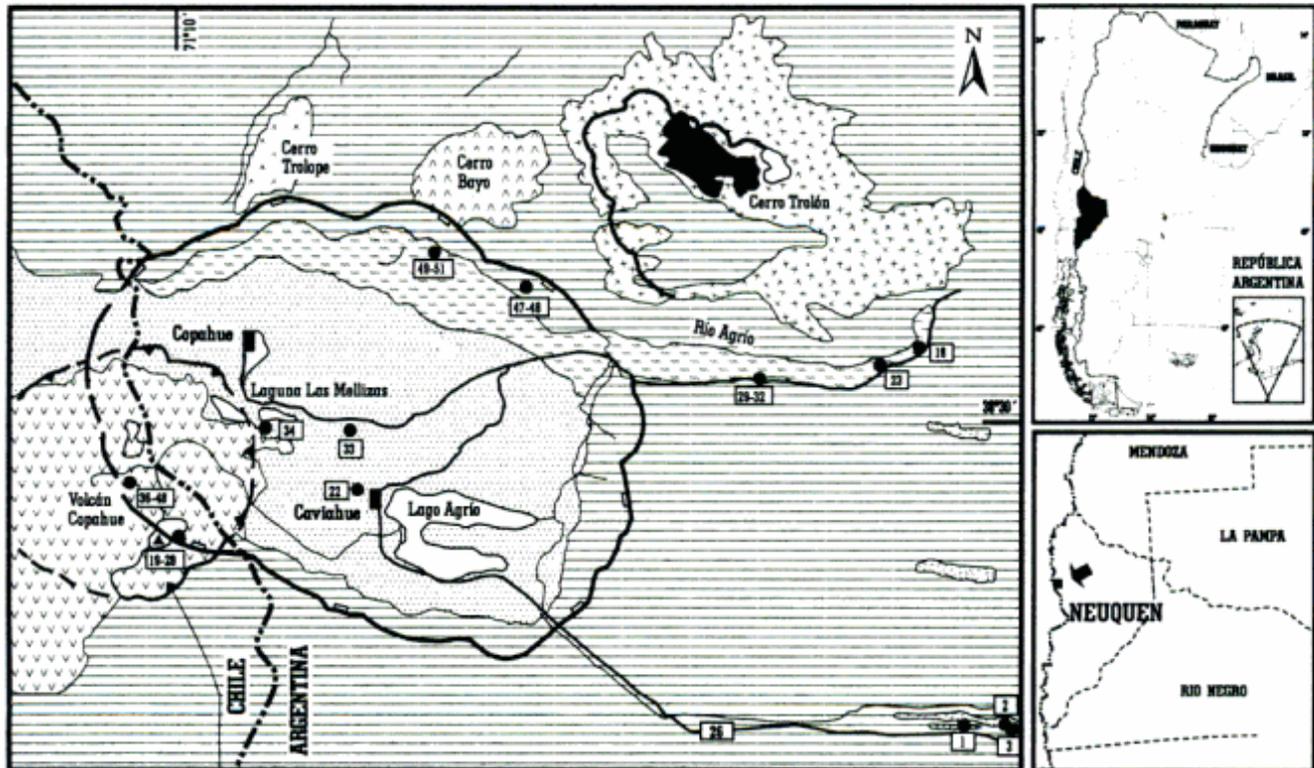
ta nacional 22 hasta llegar a Zapala y desde esta localidad utilizando la ruta provincial 26 que pasa por Las Lajas y Loncopué. La altitud de la zona oscila entre los 1.600 y 2.300 m s.n.m., llegando en la cumbre del volcán Copahue a 2.930 metros.

Geología del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue

La geología de este Complejo (Fig. 1) se sintetiza en los párrafos siguientes. En dicha síntesis se consideran los estudios realizados por Pesce (1989), Muñoz Bravo (1989), Muñoz Bravo *et al.* (1989) y el informe de JICA (1991). Otros investigadores como Delpino y Bermúdez (1993), recientemente han propuesto un esquema estratigráfico ligeramente diferente del que se ha seguido en el presente trabajo (Pesce 1989 e informe de JICA 1991.). La elección de esta alternativa se debe a que en el momento de realizarse las tareas de campo, ese era el esquema publicado y aceptado.

El Complejo Efusivo Copahue-Caviahue está formado por una espesa secuencia de rocas terciarias de edad pliocena, sobre la que se superponen diferentes episodios volcánicos acaecidos entre el Pleistoceno Temprano y el Holoceno (Muñoz Bravo 1989; Muñoz Bravo *et al.* 1989; Pesce 1989).

La base de todo el conjunto está representada por la Formación Hualcupén constituida por una secuencia de mantos de basandesitas y andesitas potásicas, de colores grises a pardos, intercalados con bancos de aglomerados volcánicos de colores oscuros. Corresponde a un intenso proceso efusivo cuyo foco principal se hallaba en las cercanías de la zona de Las Máquinas,



REFERENCIAS

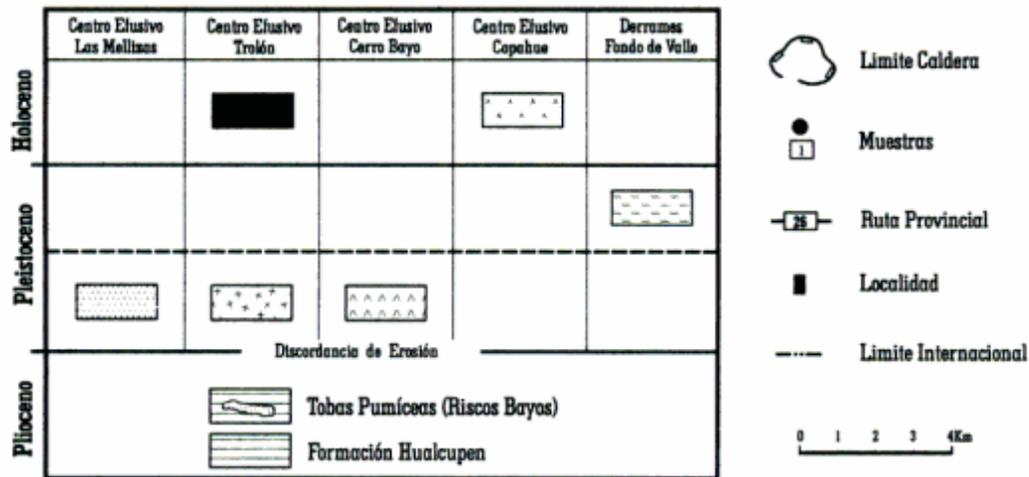


Figura 1: Bosquejo geológico del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue.

al este de la localidad de Copahue (Pesce 1989) y que dio origen a un estrato-volcán de gran extensión y de relieve mesetiforme. El espesor aproximado de la Fm. Cola de Zorro (González y Vergara 1962) en el sector chileno, homologable a la F. Hualcupén en Argentina, es de 1.800-2.000 m (Niemeyer y Muñoz Bravo 1983). En el área estudiada, el espesor de la F. Hualcupén no sobrepasa los 500 metros.

Con posterioridad al evento efusivo que diera origen a la Formación Hualcupén, se produce la formación de una extensa caldera de forma circular a oblonga que cubre una superficie cercana a los 300 km², con un diámetro mayor E-O de unos 20 km y otro menor N-S de aproximadamente 15 km (Pesce 1989). Como proceso final y asociado a la apertura de la caldera, se depositaron tobas escoriáceas y pumíceas, de granulometría

variable y ricas en biotita, de la unidad denominada Riscos Bayos (JICA 1991) y que al presente se encuentran localizadas en la parte externa de la caldera.

El conjunto descripto corresponde a lo que Pesce (1989) denomina "Vulcanismo Pre-Caldera" y al que asigna una edad pliocena. Al "Vulcanismo Post-Caldera" corresponden unidades agrupables en los tres Estadios Efusivos que se superponen y cuya edad oscila entre el Pleistoceno Temprano y el Holoceno, según el autor antes mencionado.

El Primer Estadio Efusivo del "Vulcanismo Post-Caldera" (Pleistoceno Temprano) está constituido por andesitas y dacitas potásicas del llamado "Centro Efusivo Las Mellizas", andesitas del "Centro Efusivo Cerro Trolón" y riolitas del "Centro Efusivo Cerro Bayo" (Pesce 1989).

El primero de ellos es el de mayor desarrollo areal y cubre casi todo el fondo sur y oeste de la caldera; en general está integrado por andesitas y dacitas potásicas de textura porfírica como se mencionara y escasos aglomerados volcánicos, piroclastitas y lavas.

El "Centro Efusivo Cerro Trolón" ubicado al noreste de la caldera, corresponde a otro estrato-volcán cuyos derrames lávicos se extienden hacia el oeste. Las rocas que lo componen son por lo general andesitas de texturas porfíricas a afaníticas.

El "Centro Efusivo Cerro Bayo" se localiza en el flanco norte de la caldera y corresponde a un cuerpo dómico constituido por riolitas y dacitas porfíricas, de colores claros.

Al "Segundo Estadio Efusivo" asignado al Pleistoceno Tardío, corresponde la unidad litológica designada con el nombre de "Derrames de Fondo de Valle". Las rocas que la integran se disponen casi concordantemente sobre las del C.E. Las Mellizas, por lo general

encajonándose a lo largo de planos de fractura, en especial en la parte norte de la caldera y comúnmente corresponden a andesitas potásicas de texturas porfíricas hasta afaníticas, que a veces conforman coladas con notoria disyunción columnar.

En el "Tercer Estadio Efusivo" asignado al Holoceno (Pesce 1989), se incluyen el actual volcán Copahue y el llamado "Domo Ácido". El volcán se ubica en el extremo sur-oeste de la caldera en el límite con la República de Chile y está formado por basandesitas y andesitas potásicas de colores oscuros y escasas intercalaciones de aglomerados volcánicos y elementos piroclásticos. El "Domo Ácido" (Pesce 1989) corresponde a un pequeño cuerpo situado sobre la base del volcán y está constituido por riolitas de textura porfírica y de colores claros.

La estratigrafía de la zona estudiada, unidades litológicas y composición petrográfica se resumen en la Tabla 1, que sigue en general, el esquema propuesto por Pesce (1989).

Antecedentes geocronológicos

Hasta el presente y publicadas se dispone de cuatro edades radimétricas obtenidas por el método potasio-argón convencional para rocas de este complejo volcánico (Muñoz Bravo 1989; Muñoz Bravo *et al.* 1989).

Una de ellas corresponde a una andesita de la Pre-Caldera, extraída al este de la localidad de Copahue que arrojó una edad de $4,3 \pm 0,6$ Ma (Plioceno Temprano).

De las rocas constituyentes de la unidad denominada Riscos Bayos se posee una datación sobre una toba riolítica con un valor de $1,1 \pm 0,5$ Ma (o sea con un alto error analítico), que sugirió a los autores antes mencionados ubicarla en el Pleistoceno Temprano.

Los otros dos datos fueron obtenidos sobre andesitas potásicas del volcán Copahue, con edades de $0,8 \pm 0,1$ Ma y menor de 0,3 Ma, por lo que dichos autores ubicaron el inicio de la actividad del mismo en el Pleistoceno Tardío.

Edades Radimétricas

Recolección de las muestras

Utilizando como base la geología propuesta por Pesce (1989), Muñoz Bravo (1989) y el informe de JICA (1991) y contando con el apoyo logístico del Ente Provincial de Energía de la provincia del Neuquén (EPEN), en febrero de 1992 se efectuó el reconocimiento geológico de todas las unidades litológicas descritas y se efectuó un muestreo sistemático de las rocas constituyentes de las mismas. Dado el tipo de trabajo a llevar a cabo y teniendo en cuenta que la datación radi-

Tabla 1: Estratigrafía del área Copahue-Caviahue (adaptada de Pesce 1989 y JICA 1991).

ÉPOCA	ESTADIO	UNIDAD	LITOLOGÍA
HOLOCENO	III Estadio	Volcán Copahue	Basandesitas y andesitas potásicas
	Efusivo	Domo Ácido	Liparitas
PLEISTOCENO	II Estadio	Derrames de Fondo de Valle	Andesitas Potásicas
	I Estadio	C.E. Cerro Trolón	Andesitas
		C.E. Cerro Bayo	Liparitas
		C.E. Las Mellizas	Andesitas y dacitas potásicas
Efusivo	Riscos Bayos	Tobas pumíceas	
PLIOCENO	Vulcanismo Pre-Caldera	Formación Hualcupén	Basandesitas, andesitas potásicas y aglomerados

métrica de la gran mayoría de las rocas aflorantes en el área del volcán Copahue por el método potasio-argón convencional sería dificultosa, ya que su edad se halla muy cerca del límite inferior de detección de dicho método con el instrumental disponible, se puso especial énfasis en la selección de las muestras a estudiar.

Para ello, una misma unidad litológica fue muestreada en diferentes localidades, tratándose en estos casos de extraer rocas de diferente composición mineralógica y textura con el fin de obtener una adecuada y representativa distribución espacial y temporal de cada unidad.

Se obtuvieron de esa manera un total de 54 muestras de las siete unidades, tres de cada una de las denominadas: Domo Ácido, C.E. Cerro Bayo y Tobas Pumíceas, seis del volcán Copahue, once del C.E. Las Mellizas, trece de los Derrames del Fondo de Valle y quince de la F. Hualcupén. La muestra N° CC-99 de cerro Trolón fue cedida gentilmente por el Dr. A. H. Pesce, para poder completar esta investigación.

Técnicas experimentales

Todas las muestras colectadas fueron fraccionadas en laboratorio en tres partes, para efectuar sobre ellas los diferentes estudios que completarán este trabajo. Sobre una parte representativa de cada una de ellas se efectuó un corte delgado para el estudio mineralógico-petrográfico, que se ha finalizado.

Sobre otra fracción se procedió a su chancado y reducción de tamaño, para la preparación de la muestra para su datación radimétrica; una tercera fue utilizada finamente pulverizada, para realizar los análisis químicos por vía húmeda y por espectrometría de fluorescencia de rayos-X. Los resultados de estos análisis serán presentados a la brevedad.

Las rocas afaníticas fueron directamente preparadas para la extracción de argón mediante la técnica de roca total, mientras que sobre aquéllas que poseían una textura porfirica más gruesa se procedió a la separación y concentración de minerales útiles para la datación, como plagioclasa y biotita.

Luego de finalizada la preparación para la datación radimétrica, cada muestra fue cuarteada y una de las fracciones molida a malla menor de 200 para el análisis de potasio.

Este último análisis se realizó por fotometría de llama, con estándar interno de litio y de acuerdo a lo propuesto por Brannock y Berthold (1949). En todos los casos, la determinación de potasio se efectuó por duplicado y en algunas muestras se verificó el resultado aplicando el método de espectrometría por fluorescencia de rayos X. El error en la determinación de potasio, dado el rango del contenido en este elemento de las rocas analizadas, es del orden del 0,1 por ciento.

Para la extracción del argón se siguió la técnica utilizada en INGEIS (Linares *et al.* 1973). En la gran mayoría de las muestras este análisis se llevó a cabo por duplicado, en especial en aquellas correspondientes a los eventos más recientes. Asimismo, en los casos de contar con concentrado mineral se procedió a su datación, aunque en general con resultados menos confiables que los obtenidos sobre roca total, en especial en el caso de los concentrados de plagioclasa. Esto último se debe al bajo contenido de potasio de este mineral (en general entre 0,15 y 0,50%), con la consiguiente baja concentración de Ar^{40} -radigénico y la dificultad de su medición.

La espectrometría de masas de todas las muestras se realizó utilizando el espectrómetro de masas para gases Reynolds con adquisición automática de datos y procesamiento digital. Los programas de cálculo de edad utilizados fueron realizados en INGEIS y el cálculo del error de cada determinación se efectuó siguiendo las recomendaciones de Cox y Dalryme (1967). En cada espectro la lectura digital computarizada fue verificada y controlada, obteniéndose de esa manera una lectura adicional.

En la mayoría de los casos, la similitud de ambas lecturas permitió efectuar el cálculo de la edad con los dos o tres valores hallados. De este modo se ha logrado determinar para cada extracción un mínimo de dos edades, que en general coinciden dentro del error analítico aceptable para este método y el rango de edad en consideración.

Discusión de los resultados

Los resultados del estudio radimétrico se presentan en la Tabla 2. En el mismo se agruparon las muestras para las distintas unidades litológicas estudiadas y en cada caso se indica el número de extracciones realizadas sobre cada muestra y el número de mediciones que se tuvo en cuenta al efectuar el cálculo final de la edad radimétrica.

Para la ubicación de las edades en el cuadro estratigráfico se ha utilizado la escala de tiempos geológicos sugerida por la Geological Society of America (Geological Time Scale 1983).

Formación Hualcupén o Pre-caldera

De acuerdo a los diversos autores anteriormente citados que estudiaron la comarca, esta Formación es de edad Plioceno y para ella se cuenta con una edad potasio-argón de $4,3 \pm 0,6$ Ma (Muñoz Bravo 1989).

En esta ocasión se efectuaron determinaciones radimétricas sobre siete muestras extraídas de distintos afloramientos de esta unidad, sobre las que se realizaron 12 extracciones y un total de 19 mediciones y cál-

Tabla 2: Edades radiométricas potasio-argón de rocas del área del volcán Copahue.

Muestra	Extracción N°	Material/ Roca	K %	⁴⁰ Ar _{RAD} 10 ⁻¹⁰ mol/g	⁴⁰ Ar _{ATM} %	EDAD Ma
Fm. HUALCUPEN						
CO-2	7116	RT/BA	1,03	0,076	80,3	4,25 ± 0,05
CO-2	7213	RT/BA	1,03	0,079	76,6	4,42 ± 0,07
CO-10	7117	RT/BA	1,41	0,093	58,2	4,00 ± 0,05
CO-10	7206	RT/BA	1,41	0,105	59,7	4,29 ± 0,05
CO-23	7089	RT/AN	1,19	0,105	69,9	5,08 ± 0,07
CO-23	7286	RT/AN	1,19	0,091	55,8	4,40 ± 0,05
CO-32	7290	RT/BA	1,27	0,125	73,1	5,67 ± 0,07
CO-47	7197	RT/BA	1,80	0,133	92,0	4,26 ± 0,05
CO-48	7108	RT/BA	1,65	0,119	71,3	4,15 ± 0,05
CO-48	7299	RT/BA	1,65	0,136	22,7	4,75 ± 0,05
AG-1	7110	RT/AN	1,18	0,102	52,8	4,98 ± 0,07
AG-1	7200	RT/AN	1,18	0,084	78,3	4,10 ± 0,05
CENTRO EFUSIVO LAS MELLIZAS						
CO-22	7092	RT/AN	1,70	0,078	62,2	2,64 ± 0,04
CO-33	7097	RT/AN	1,82	0,082	42,4	2,60 ± 0,05
CO-34	7073	RT/BA	2,58	0,120	77,4	2,68 ± 0,07
TOBAS PUMICEAS						
CO-1	7242	RT/IR	3,51	0,127	77,8	2,08 ± 0,08
CO-3	7076	RT/IR	3,46	0,188	54,0	2,63 ± 0,10
CO-3	7251	BIO/IR	6,76	0,241	90,6	2,05 ± 0,05
DERRAMES FONDO DE VALLE						
CO-7	7195	RT/ID	2,51	0,071	83,4	1,63 ± 0,05
CO-29	7198	RT/AN	2,65	0,050	79,3	1,09 ± 0,05
CO-49	7204	RT/AN	1,67	0,043	88,0	1,48 ± 0,07
CO-52	7205	RT/AN	2,61	0,037	93,3	0,82 ± 0,08
VOLCAN COPAHUE						
CO-36	7208	RT/AN	1,79	0,036	95,5	1,16 ± 0,09
CO-37	7209	RT/DA	2,88	0,038	84,0	0,76 ± 0,07
CO-39	7210	RT/TA	2,34	0,058	27,8	1,23 ± 0,09
CO-40	7211	RT/AN	2,35	0,035	75,9	0,91 ± 0,07
DOMO ACIDO						
CO-19	7238	RT/RIO	3,53	0,055	77,5	0,90 ± 0,07
CO-20	7239	RT/RIO	3,50	0,067	68,8	1,10 ± 0,09
CERRO BAYO						
Ba-01	7193	RT/RIO	3,22	0,034	94,5	0,62 ± 0,06
CERRO TROLON						
CC-99	7270	RT/AN	0,91	0,010	95,6	0,66 ± 0,07

BIO: biotita; RT: roca total,

AN: andesita; BA: basandesita; DA: dacita; ID: ignimbrita dacítica; IR: ignimbrita riolítica; RIO: riolita; TA: traquiandesita

culos de la edad. Los valores obtenidos oscilan entre 4,00 y 5,67 Ma, con un valor promedio ponderado de esas 19 mediciones de $4,5 \pm 0,5$ Ma. Si se descartan los datos correspondientes a las extracciones N° 7089, 7290, 7299 y 7110 que son los más divergentes con respecto al valor medio, se obtiene una edad media mínima de $4,3 \pm 0,2$ Ma, que se considera la más aceptable para esta Formación y que por otra parte es coincidente con la obtenida anteriormente.

Sin embargo, los autores teniendo en cuenta el tamaño del edificio volcánico, el gran espesor de mantos lávicos y de aglomerados volcánicos que integran esta Formación, el hecho de haberse obtenido algunas edades mayores al valor medio indicado para esta unidad (Muestras N° 7089, 7290, 7299 y 7110, Tabla 2), sugieren que el tiempo de desarrollo de la secuencia Pre-caldera probablemente abarque un intervalo mayor al considerado, extendiéndose hasta el Mioceno Tardío. Recientes determinaciones radimétricas, que se hallan al presente siendo verificadas sobre muestras obtenidas en la parte más externa de la caldera, arrojaron edades comprendidas entre 6,0 y 12 Ma, lo que confirmaría esa hipótesis.

Para ratificar o rectificar esta propuesta, se planea efectuar un muestreo del perfil de la Pre-caldera situado al este del lago Cavihue, donde existe un afloramiento de esta unidad de más de 400 metros de espesor, con el objetivo de determinar con mayor exactitud las edades de los distintos mantos lávicos aflorantes en una secuencia estratigráfica continua. Los resultados a obtener permitirían acotar el intervalo de tiempo que llevó la formación de la secuencia Pre-caldera.

Con los datos obtenidos hasta el presente se postula aceptar la edad media mínima de $4,3 \pm 0,2$ Ma para la Formación Hualcupén, lo que la ubica en el Plioceno inferior.

Centro Efusivo Las Mellizas

De esta unidad litológica se cuenta con tres dataciones y extracciones y un total de seis mediciones. Los valores hallados son muy similares entre sí, desde 2,60 a 2,68 Ma, lo que da una edad promedio de $2,64 \pm 0,04$ Ma. Sin embargo y teniendo en cuenta que la muestra CO-22 (Extracción 7097) fue la que arrojó el menor contenido de argón-40 atmosférico, se propone como edad de este Centro Efusivo la de $2,6 \pm 0,05$ Ma como la más probable.

Se señala que de la perforación COP-1 ubicada en este Centro Efusivo y cercana a la localidad de Copahue, se efectuaron tres dataciones sobre una basandesita y de muestras de distinta profundidad: 528 m, 837 m y 1053 m. La primera arrojó un valor anómalo para estas rocas en su contenido de potasio de 6,18% (análisis efectuados por fotometría de llama y fluorescencia de rayos-X) y no dio edad en tres extracciones efectuadas. Las otras dos, dieron valores algo menores al citado an-

teriormente, de $2,2 \pm 0,2$ y $1,9 \pm 1,2$ Ma, que pueden atribuirse a la alteración de la roca por los fluidos termales existentes en esa zona.

Por lo mencionado, los autores proponen para el Centro Efusivo Las Mellizas la edad de $2,6 \pm 0,05$ Ma que le asigna una edad Plioceno Tardío, algo mayor que la sugerida del Pleistoceno Temprano (Pesce 1998).

Riscos Bayos

También se realizaron tres determinaciones con un total de seis mediciones y valores oscilantes entre 2,05 y 2,63 Ma. Los dos mejores valores corresponden a los de las muestras CO-1 con 2,08 Ma y a la biotita de la muestra CO-3 con una edad de 2,05 Ma, por lo que se acepta como valor más probable para la edad de estas rocas el de $2,05 \pm 0,05$ Ma, que indica que pertenecen al Plioceno Tardío.

Derrames de Fondo de Valle

Se poseen los datos de cuatro análisis con un total de cinco mediciones. Los resultados hallados en este caso algo discrepantes entre sí, varían entre 0,82 y 1,63 Ma, aunque el valor de la edad de la muestra CO-52 (Ext. N° 7205) con un alto contenido de argón-40 atmosférico (93,3 %) a juicio de los autores debería ser descartado. Si se promedian los otros tres valores obtenidos, se obtiene una edad para esta unidad de $1,4 \pm 0,3$ Ma, que es la que se sugiere en este trabajo y que ubica a esta unidad en el Pleistoceno Temprano.

Volcán Copahue

Se ejecutaron los análisis sobre cuatro muestras colectadas a distinta altura en el cono actual del volcán; las mismas corresponden a andesitas, dacitas y traquiandesitas con contenidos de potasio entre 1,79 y 2,88% y sobre esas cuatro muestras se efectuaron seis mediciones. El valor medio obtenido de esos resultados arroja para las rocas que constituyen el actual aparato del volcán Copahue, una edad de $1,0 \pm 0,05$ Ma. Esta edad debe ser considerada como representativa del inicio de la actividad volcánica del mismo y se ubica en el Pleistoceno Temprano.

Domo Ácido

Las dos determinaciones y las cuatro mediciones realizadas sobre muestras de este cuerpo dieron valores muy semejantes entre sí y dentro del error analítico del método, por lo cual la edad promedio de $1,0 \pm 0,1$ Ma hallada se propone para este cuerpo y lo sitúa en el Pleistoceno Temprano.

Cerros Bayo y Trolón

Estos dos Centros Efusivos fueron ubicados por Pesce (1989) en el Primer Estadio Efusivo. El Cerro Bayo en el Pleistoceno inferior y el Cerro Trolón en el Pleistoceno inferior a medio, por lo cual su edad radimétrica debería ser similar a la del Centro Efusivo Las Mellizas para el que como se señalara en este trabajo se propone una edad de $2,60 \pm 0,05$ Ma.

Sin embargo, las mediciones realizadas en esta oportunidad sobre una muestra de cada uno de estos dos Centros arrojaron edades bastante menores que la citada para el C.E. Las Mellizas.

Para el Cerro Bayo, con dos mediciones efectuadas sobre la misma extracción se obtuvo una edad de $0,62 \pm 0,06$ Ma y para el Cerro Trolón, con las mismas condiciones de trabajo, el valor hallado fue de $0,66 \pm 0,07$ Ma, lo que sugiere una estrecha vinculación temporal entre ambas unidades y su ubicación en el Pleistoceno superior.

Conclusiones

El Complejo Efusivo Copahue-Caviahue muestra una actividad volcánica casi ininterrumpida desde el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano hasta el presente, con algunos eventos diferenciados desde el punto de vista volcano-estratigráfico. De acuerdo a las edades radimétricas halladas estos episodios están separados por lapsos distinguibles en términos de edades radimétricas.

Tomando como base la vulcanoestratigrafía sugerida por Pesce (1989) y los datos radimétricos presentados en este trabajo, se propone un nuevo cuadro stratigráfico (Tabla 3) para el Complejo incorporando el concepto de Época Eruptiva en el sentido de Fisher y Schmincke (1984), y se sugiere para el Complejo Efusivo Copahue-Caviahue la existencia de tres Épocas Eruptivas: Pre-caldera, Las Mellizas y Copahue. Estas asociaciones se hallan basadas estrictamente en la información radimétrica obtenida hasta el presente.

La primera que comprende el Estadio Pre-caldera o Formación Hualcupén de Pesce (1989), representa una actividad volcánica que se inicia de acuerdo a las edades halladas, en el Plioceno Temprano. Si bien la edad media obtenida en el curso de este estudio da un valor de $4,3 \pm 0,2$ Ma (Plioceno Temprano), algunos resultados hallados indicarían que la formación de esta unidad pudo haber cubierto un intervalo mayor de tiempo llegando incluso al Mioceno Tardío. Nuevas determinaciones radimétricas, cuyos datos analíticos se encuentran en evaluación, sobre intrusivos andesíticos ubicados en la desembocadura del arroyo Hualcupén, reflejan la existencia de rocas de edades comprendidas entre los 11-12 Ma y 5,0-6,0 Ma.

Asimismo, otras edades obtenidas recientemente so-

bre rocas de un perfil continuo de la secuencia Pre-Caldera, en la margen derecha del río Agrío, acusaron valores similares y consistentes de 2,5 Ma. Estos últimos resultados podrían reflejar una sobreimposición térmica asociada al emplazamiento del Centro Efusivo Las Mellizas, o bien la continuidad del mismo en lo supuesto como secuencia Pre-Caldera.

Tabla 3: Esquema stratigráfico del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue sobre la base de las edades radimétricas halladas.

ÉPOCA ERUPTIVA	UNIDAD	ÉPOCA	EDAD Ma
COPAHUE	Cerro Bayo	Pleistoceno tardío	$0,62 \pm 0,05$
	Cerro Trolón	Pleistoceno tardío	$0,66 \pm 0,07$
	Domo Ácido	Pleistoceno tardío	$1,0 \pm 0,05$
	Volcán Copahue	Pleistoceno tardío	$1,0 \pm 0,1$
	Derrames Fondo de Valle	Pleistoceno temprano	$1,4 \pm 0,5$
LAS MELLIZAS	Tobas Pumíceas	Plioceno tardío	$2,05 \pm 0,05$
	C.E. Las Mellizas	Plioceno tardío	$2,60 \pm 0,05$
PRE-CALDERA	F, Hualcupén	Plioceno temprano	$4,3 \pm 0,2^*$

* Edad media mínima

Por todo lo señalado con relación a la edad de esta unidad, los datos aquí presentados indican la necesidad de realizar un trabajo adicional, para confirmar la extensión en el tiempo de la misma.

La segunda época eruptiva (Las Mellizas), incluye las unidades C.E. Las Mellizas y Riscos Bayos con valores radimétricos de 2,6 a 2,0 Ma, que la ubican en el Plioceno Tardío.

La tercera época eruptiva, denominada Copahue, se integra con las unidades Derrames de Fondo de Valle, Volcán Copahue, Domo Ácido, Cerro Bayo y Cerro Trolón, presenta edades comprendidas entre 1,4 y 0,6 Ma que la ubican en el Pleistoceno Temprano a Tardío, continuando la actividad en el caso particular del actual volcán Copahue hasta el Holoceno-Reciente.

Finalmente, cabe señalar que las determinaciones de los isótopos del estroncio realizadas sobre 14 muestras de las distintas unidades que componen el Complejo Efusivo muestran una notable similitud, con un valor medio de ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)i de $0,70381 \pm 0,00008$, indicando una evolución predominantemente controlada por cristalización fraccionada a bajas presiones. Las variaciones geoquímicas observadas podrían ser explicadas por

la erupción periódica de magmas provenientes de una misma fuente común (manto superior), con distinto grado de evolución.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) que financió esta investigación por medio del Contrato de Investigación N° 6420/RB: "Estudio isotópico-radiométrico de Depósitos Geotermales de la República Argentina" y al CONICET por haber permitido llevarla a cabo y por la ejecución de los análisis en los laboratorios de INGEIS. También desean señalar la colaboración prestada por los técnicos del Instituto, Gustavo A. Galante, en las tareas de campo y en la confección del mapa, como así también junto a Gustavo Villarosa en las tareas de extracción de argón y de medición por espectrometría de masas de las muestras analizadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brannock, W. y Berthold, S., 1949. The determination of sodium and potassium in silicate rocks by flame photometry. U.S. Geological Survey Bulletin. 992:1-14. Washington.
- Cox, A. y Dalrymple, G.B., 1967. Statistical analysis of geomagnetic reversal data and the precision of potassium-argon dating. *Journal Geophysical Research*. 72 (10): 2603-2614.
- Delpino, D. y Bermúdez, A., 1993. La actividad del volcán Copahue durante 1992. Erupción con emisiones de azufre piroclástico. Provincia del Neuquén-Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración Hidrocarburos (Mendoza). 4: 292-301. Mendoza, Argentina.
- Geological Society of America, 1983. Geological time-Scale. *Decade of North America Geology*. Boulder, Colorado, USA.
- González Ferrán, O. y Vergara, M., 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de Los Andes entre los paralelos 35° y 38° L.S. *Publicación del Instituto de Geología de la Universidad de Chile* 24: 1-119. Santiago.
- Fisher, R.V. y Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag: 471 p.. Berlín-Heidelberg, Alemania.
- JICA (Japan International Cooperation Agency), 1991. The feasibility study on the Northern Neuquen Geothermal Development Project. Interim Report. Ente Provincial de Energía de la provincia del Neuquén, EPEN (inédito).
- Linares, E., Kawashita, K. y Kleiner, L., 1973. Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método potasio-argón en el Laboratorio de INGEIS. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 28 (2): 133-146.
- Muñoz Bravo, J.O., 1989. Evolution of Pliocene and Quaternary Volcanism in the Segment of the Southern Andes between 38° and 39° S. Department of Geological Sciences, University of Colorado, USA. PH.D. Thesis. (Inédito).
- Muñoz Bravo, J.O., Stern, Ch., Bermúdez, A., Delpino, D., Dobbs M.F. y Frey, F.A., 1989. El vulcanismo Plio-Cuaternario a través de los 34?-39? de Los Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 44 (1-4): 270-283.
- Niemeyer, H. y Muñoz Bravo, J.O., 1983. Geología de la Hoja Laguna de La Laja. SERNAGEOMIN 57, 52 p.. Santiago.
- Pesce, A.H., 1989. Evolución volcano-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue; su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 44 (1-4): 307-327.
- Yrigoyen, M.R., 1979. Cordillera Principal. En Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional Ciencias de Córdoba. 1: 651-694. Córdoba, Argentina.

Recibido: 19 de setiembre, 1995

Aceptado: 14 de abril, 1999.

Evidencias geoquímicas y neomorfismo en rocas de la Formación Chachao (Valanginiano)-anticlinal Malargüe, Mendoza

Ricardo M. PALMA, Silvia LANÉS, Patricia MIRETZKY y Ana María FAZIO

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Av. Rafael Obligado s/n, Ciudad Universitaria Pabellón 2, 1428 Buenos Aires.

ABSTRACT. *Geochemical features and neomorphism of Chachao Formation calcareous rocks (Valanginian)-Malargüe Anticline, Mendoza.* The Lower Cretaceous Chachao Formation in the Malargüe anticline area consists of wackestone, packstone, grainstone and minor mudstone rich in benthic fauna (mainly bivalves) which were deposited in a shallow carbonate ramp as previous sedimentological studies have proposed. Standard petrographic, XRD, SEM, cathodoluminescence and trace element determinations composition of micrite and microsparite mosaic crystals were undertaken in order to characterize their original mineralogy. The SEM shows that the mud fraction is composed of a mosaic texture of subhedral to anhedral micrite and microsparite crystals, both showing similar features such as smooth (unpitted) surfaces and lack of aragonite relicts. Crystal morphology also rules out the possible presence of aragonite. These features together with the microfabric, low Sr content (average: 592 ppm) of both micrite and microsparite point to an original high-magnesium calcite composition of the muds. Geochemical data from the micrite and microsparite of the mud-supported rocks of the Chachao Formation show two contrasting trends: decreasing-upward Sr and Na concentrations and increasing-upward Mg and Mn concentrations. The loss of Sr and Na are related to mineralogical stabilization of metastable carbonate particles involving the inversion of high-magnesium calcite to low-magnesium calcite, whereas local dolomitization in the upper part of the studied sequence has formed dolomite crystals showing different stages of dissolution due to meteoric and marine water influences.

Introducción

Numerosos estudios de índole estratigráfica, paleontológica y paleoambiental fueron llevados a cabo en afloramientos de la Formación Chachao (Valanginiano), entre los que pueden citarse los de Damborenea *et al.* (1979), Legarreta y Kowalski (1981), Palma (1996), Palma *et al.* (1998). Sin embargo, los estudios sobre los procesos diagenéticos que afectaron esta unidad son escasos en la literatura. Carozzi *et al.* (1981) los mencionan brevemente en su estudio preliminar sobre las microfases de la Fm. Chachao, pero es Palma (1994) quien trata con mayor detalle los eventos diagenéticos acontecidos sobre la base de observaciones petrográficas detalladas, los que incluyen micritización, disolución de componentes metaestables, neomorfismo, cementación y dolomitización. Más recientemente, Palma y Matheos (1996, 1997) realizaron los primeros estudios geoquímicos sobre rocas de esta unidad provenientes de afloramientos situados en el borde oriental del anticlinal de Malargüe, en el sur de la provincia de Mendoza (Fig. 1).

En la zona de estudio (Fig. 1) la Fm. Chachao alcanza un espesor medio de 35 metros y está compuesta principalmente por *packstones*, *packstones/grainstones*, *wackestones* y escasos *mudstones*, ricos en una macro y microfauna típica de condiciones marinas

abiertas. Estudios sedimentológicos previos permitieron interpretar un ambiente de rampa carbonática (Legarreta y Kowalski 1981), con sedimentación por debajo del nivel de base de olas de buen tiempo y retrabajado por acción de tormentas (Palma y Lanés 1996, Espona y Palma 1996, Palma *et al.* 1998).

La finalidad de esta contribución es interpretar el origen de las soluciones depositacionales y diagenéticas y establecer la mineralogía carbonática original del fango calcáreo micrítico y microesparítico de las rocas fango sostén y parches de similar naturaleza en *packstones* y *packstones/grainstones* de la Fm. Chachao, a través de la variación de las concentraciones de elementos traza (Sr, Mn y Na) y mayoritarios (Mg). El estudio de elementos traza en rocas calcáreas, aunque menos efectivo que aquellos de isótopos de Sr, es una herramienta adicional para la determinación del origen de las soluciones depositacionales y diagenéticas y de la mineralogía carbonática original del fango calcáreo. Los efectos de la diagénesis generalmente producen en éste un mosaico uniforme de cristales equantes cuyo límite superior es alrededor de 4 µm, en tanto que microesparita se aplica a aquellos cristales entre 4-30 µm (Folk 1974). Algunos estudios previos relacionados con la estabilización de fango calcáreo están vinculados con la disolución del componente original (aragonita o calcita con alto contenido en magnesio) y la precipita-

ción de cristales micríticos y/o microesparíticos de calcita con bajo contenido en magnesio (Steinen 1982; Lansemi y Sandberg 1983).

Metodología

Este estudio fue realizado a través de la integración de datos de petrografía estandar y de microscopía electrónica de barrido (SEM) del total de las muestras obtenidas en el perfil estudiado y datos de microscopía de cátodoluminiscencia (CL) de las más representativas. El uso del microscopio electrónico muestra interesantes y características texturas de los cristales de calcita. Para ello se utilizó un microscopio marca Phillips 560 equipado con microsonda de energía dispersiva EDAX. 9.100 de CITEFA. Fragmentos de matriz fueron extraídos, montados en portaobjetos y cubiertos con un baño de oro. El muestreo para los análisis geoquímicos se centró en el mosaico micrítico, dejándose de lado los fósiles presentes. Los elementos mayoritarios (Ca y Mg) y trazas (Sr, Na y Mn) fueron analizados mediante espectrofotometría de absorción atómica, en tanto que la estequiometría de las dolomitas se calculó a partir de la concentración de los elementos mayores determinadas por difracción de rayos X. Los difractogramas se obtuvieron con radiación de Cu K α ($\gamma=1,5414 \text{ \AA}$), filtro de Fe; 40 Kv; 20 mA. El pico de calcita a $3,03 \text{ \AA}$ corres-

ponde a $29,40^\circ 2\theta$, en tanto que el pico de dolomita a $2,88 \text{ \AA}$ corresponde a $30,96^\circ 2\theta$. La estequiometría fue calculada de acuerdo a Goldsmith y Graf (1958 b).

La determinación de MnO se realizó mediante espectrofotometría de absorción molecular; el Mn presente en la muestra se oxidó a KMnO $_4$ en medio ácido (fosfórico-sulfúrico) y se midió la absorción a $\lambda 525 \text{ nm}$.

El CaO se determinó mediante una titulación complejométrica utilizando la sal sódica del ácido etilendiamino-tetraacético a pH 11 y calcón (reactivo orgánico) como indicador del punto final. La determinación de Sr se realizó por espectrofotometría de absorción atómica a $\gamma 460,7 \text{ nm}$ utilizando llama de óxido nitroso-acetileno. El Na y el K se determinaron por espectrofotometría de emisión atómica con llama de aire-acetileno medidas a $\gamma 589 \text{ nm}$ para el Na y a $\gamma 766,5 \text{ nm}$ para el K.

Evidencias de alteración diagenética

En las rocas analizadas se reconocieron dos tipos de micrita según su morfología: una de carácter homogéneo y otra de tipo peloidal. La micrita homogénea (Fig. 2a), ampliamente representada, consiste en un mosaico de calcita microcristalina (4 micrones), producto de la bioerosión y abrasión de fragmentos esqueléticos y probablemente de la destrucción de algas calcáreas, por la abundancia de calciesferas (Palma 1996). La micrita peloidal, escasamente distribuida, está compuesta por pequeños agregados micríticos de probable origen bacterial. En ambos casos la micrita presenta un color castaño oscuro y aparece también rellenando cavidades de disolución o moldes de moluscos, zoocios de briozoarios o tubos de anélidos (Fig. 2b).

Numerosos estudios afirman que la diagénesis en fangos calcáreos puede producir un mosaico uniforme de cristales de calcita microcristalina o micrita (Folk 1974, Bathurst 1975, Munnecke 1997, Munnecke *et al.* 1997), aunque como consecuencia de neomorfismo agrandante la micrita puede transformarse en microesparita luego de la remoción de los iones de Mg (Folk 1974).

Estos cambios texturales reflejan alteraciones diagenéticas que también se expresan en la variación de las concentraciones de elementos mayoritarios y trazas en las rocas analizadas, sobre todo hacia el tope de la secuencia analizada. La variación en las concentraciones de estos elementos en el sector superior de la Fm. Chachao (Fig. 3) revela que las concentraciones de Sr y Na disminuyen al mismo tiempo que se incrementan las de Mg y Mn como consecuencia de la influencia de aguas meteóricas (Palma y Matheos 1997). Sin duda la pérdida apreciable en las concentraciones de los elementos traza en la Fm. Chachao, en comparación con datos de sedimentos recientes, puede estar relacionada con la composición mineralógica de los componentes originales y con los cambios producidos por la diagénesis (Shinn 1969, Davies 1972, Bathurst 1975). Al res-

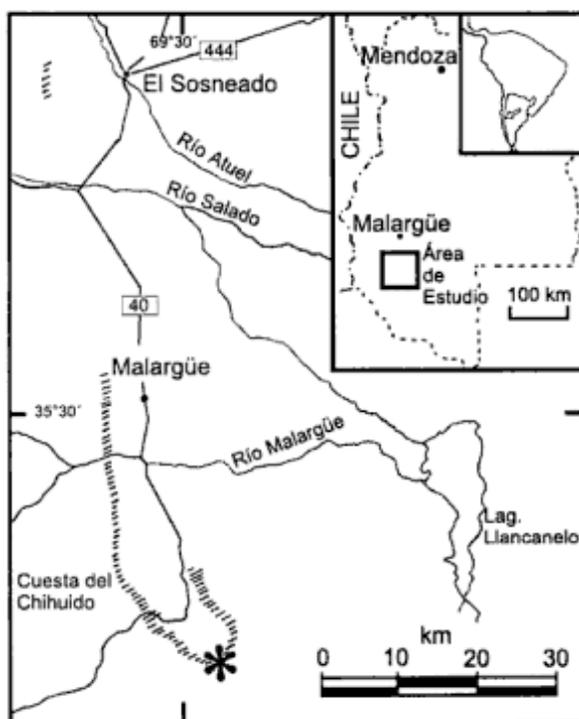


Figura 1: Mapa de ubicación mostrando la distribución de los afloramientos de la Fm. Chachao (marcados con líneas inclinadas) en el sudoeste de la provincia de Mendoza y la ubicación del área de estudio y de la sección analizada (*). Modificado de Legarreta y Kozlowsky (1981).

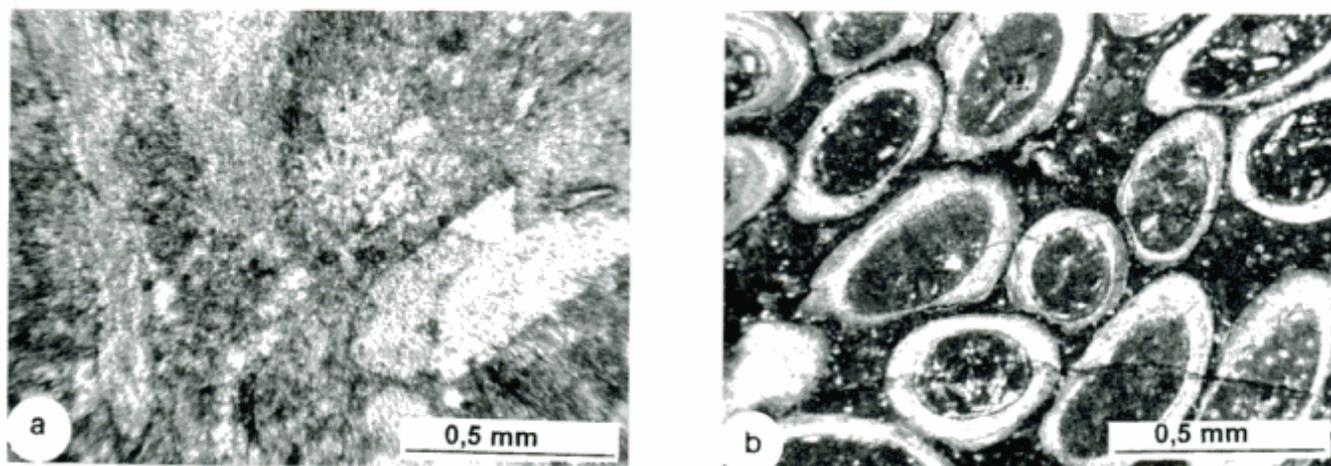


Figura 2: a, Packstone con abundantes fragmentos de pelecípodos y equinodermos. Observar la homogeneidad de la micrita. b, Tubos de serpúlidos. Cavidades rellenas por micrita y pequeños fragmentos de pelecípodos.

pecto, Palma (1994) identifica evidencias de diagénesis meteórica en rocas de la Fm. Chachao sobre la base de observaciones petrográficas.

Previo al análisis e interpretación de los datos químicos es conveniente recordar que la composición de los sedimentos carbonáticos recientes está dominada por una mezcla de aragonita y calcita con alto y bajo contenido de magnesio, aparentemente similares a los antiguos, frecuentemente dolomitizados (Veizer y Compston 1974, Tucker y Wright 1994). En efecto, como lo sostiene Sandberg (1985) la mineralogía de los precipitados carbonáticos ha cambiado a través del tiempo como consecuencia de los cambios en la composición del

agua de mar. En efecto, estas variaciones fueron acompañadas por eventos diagenéticos que involucran la inversión de aragonita y/o calcita con alto contenido de magnesio (neomorfismo), cementación, disolución, calcitización y dolomitización (Folk 1975). Durante el proceso de inversión a calcita con bajo contenido de magnesio existe un equilibrio entre la nueva fase y la solución intersticial, que modifica la distribución de los elementos traza y la composición isotópica de los sedimentos (Kinsman 1969, Tucker y Wright 1994).

Las observaciones de la matriz en rocas de la Fm. Chachao bajo microscopio electrónico de barrido (Figs. 4

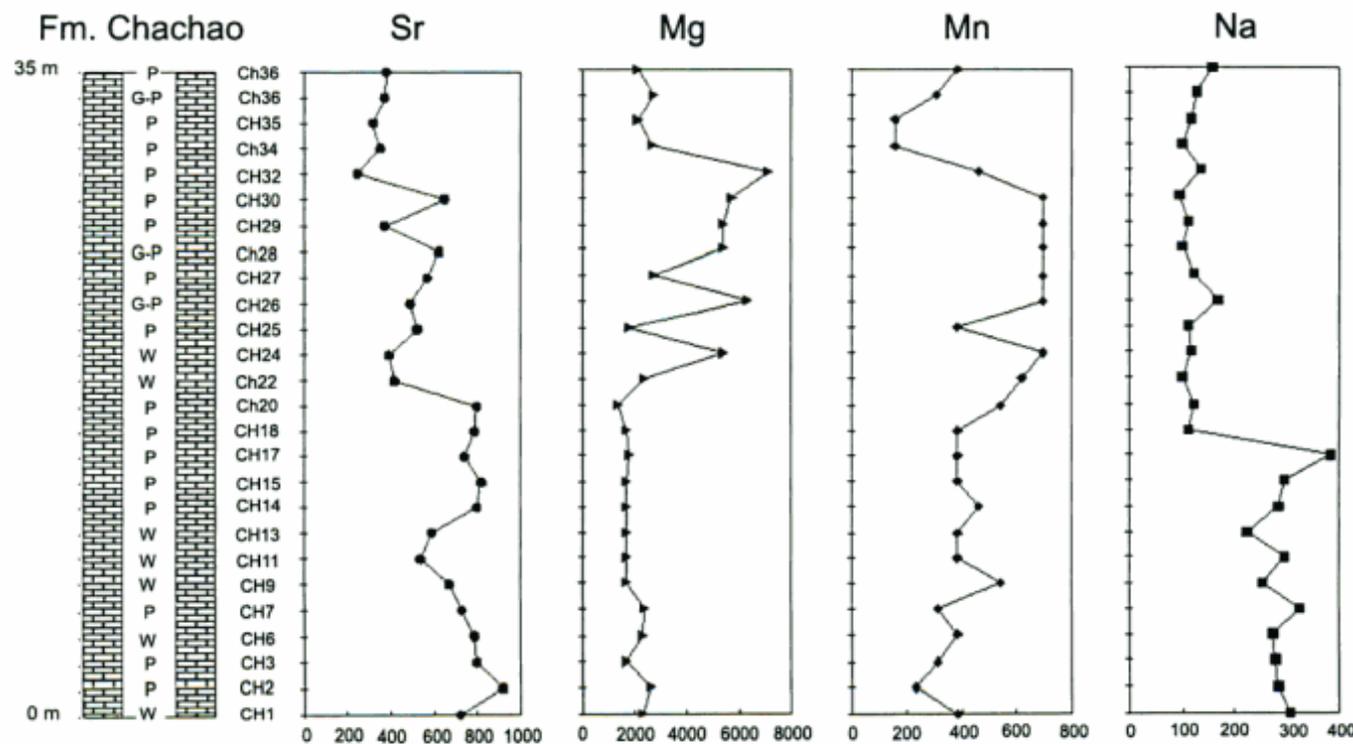


Figura 3: Variación estratigráfica de los elementos traza y Mg en las muestras analizadas.

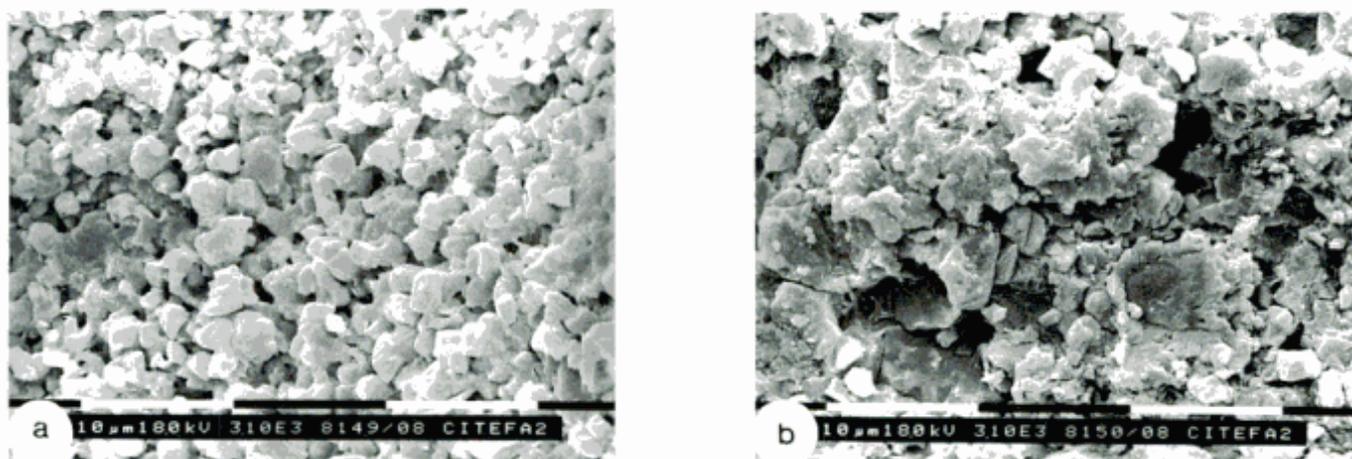


Figura 4: a, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Mosaico de micrita. Notar la ausencia de cavidades de disolución en la superficie de los cristales y ausencia de relictos de aragonita. b, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Cristales de microesparita (→) distribuidos irregularmente en el mosaico micrítico.

a, 4 b) revelan cristales de micrita y microesparita con límites rectos o ligeramente curvos y con superficies libres de cavidades (*unpitted*). Al respecto, Lansemi y Sandberg (1983) sugieren que la microfábrica y composición de las micritas puede estar relacionada con la mineralogía del fango original, distinguiendo así aquellas micritas aragonítico-dependientes *MAD* con microfábrica gruesa, de las micritas calcítico-dependientes *MCD* con microfábrica fina. Al respecto, estos autores sugieren que las micritas *MAD* revelan bajo microscopía electrónica relictos de aragonita y cristales micríticos con abundantes cavidades de disolución *pitted* en sus superficies, en tanto que las micritas *MCD* presentan características contrapuestas. Las superficies continuas *unpitted* de los cristales de micrita y microesparita señalan una composición original predominantemente calcítica para las rocas de la Fm. Chachao, tal como confirman los bajos contenidos de Sr (592 ppm). Observaciones y datos similares a los consignados aquí fueron mencionados por Wright *et al.* (1997) al comparar micritas lacustres del Mioceno Tardío de España con aquellas micritas de origen marino. Bajo el microscopio de cátodoluminiscencia los cementos micríticos y microesparíticos muestran tonalidades naranjas-rojizas, excepcionalmente se aprecia una luminiscencia más intensa en algunas secciones. Esta luminiscencia, causada por la presencia de iones activadores como el Mn en cantidad suficiente como para contrarrestar los iones inhibidores como el Fe, es una clara evidencia de neomorfismo.

Análisis geoquímicos e interpretación de las concentraciones

Estroncio

El contenido de Sr en las micritas de la Fm. Chachao varía entre 320 y 920 ppm con un valor medio de 592 ppm (Tabla 1).

Debe recordarse que en los ambientes carbonáticos modernos la aragonita contiene hasta 10.000 ppm de Sr mientras que los cementos calcíticos precipitados a partir de agua de mar tienen concentraciones variables entre 900-1.100 ppm (Carpenter *et al.* 1991). De allí se desprende que la cantidad de aragonita ejerce una enorme influencia en el contenido de Sr ya que la aragonita y la calcita precipitadas a partir de una misma solución tendrán contenidos de Sr muy diferentes debido a las diferentes estructuras de esos cristales (Banners 1995).

En la matriz de las rocas de la Fm. Chachao los valores de Sr son bajos y no presentan ninguna relación con una litofacies específica dada la homogeneidad litológica de la secuencia analizada. Las variaciones en el contenido de Sr en la secuencia analizada pueden vincularse con cambios diagenéticos de la composición y mineralogía originales. El contenido variable de Sr refleja el pasaje de los minerales carbonáticos metaestables (aragonita y calcita con alto contenido de magnesio) a calcita con bajo contenido de magnesio. Esta transformación en estado sólido implica la pérdida de Sr en la estructura de aragonita (Friedman 1964, Gavish y Friedman 1969). El Sr liberado se inicia en una etapa sumamente temprana de la historia diagenética del sedimento, y no puede ser absorbido por la calcita debido a su gran radio iónico. Este proceso involucra a los componentes aloquímicos aragoníticos y precipitado ortoquímico.

En las muestras analizadas se evitó el muestreo de las partículas esqueléticas. Por lo tanto no se observan altas concentraciones de Sr atribuibles a la influencia de la mineralogía aragonítica inicial de los componentes esqueléticos (Dodd 1967, Siegel 1960).

Lansemi y Sandberg (1993) sugieren que un valor medio de 800 ppm de Sr evidencia micritas originalmente aragoníticas en contraposición con aquellas derivadas de fango calcítico, cuyos valores oscilan alrededor de 400 ppm de Sr. En el caso de la Fm. Chachao, los rasgos de microscopía electrónica sumados al valor medio de Sr (592 ppm), permiten inferir una composi-

Tabla 1: Elementos mayoritarios y traza en muestras de la Fm. Chachao provenientes del borde oriental del anticlinal Malargüe.

Muestra	CaO (%)	Mg (ppm)	Sr (ppm)	Na (ppm)	Mn (ppm)
CH1	52,93	2291	720	306	387
CH2	54,29	2593	920	282	232
CH3	50,74	1688	800	277	310
CH6	53,39	2291	790	271	387
CH7	53,81	2351	730	324	310
CH9	53,76	1688	670	253	542
CH11	55,30	1700	535	294	387
CH13	49,79	1688	590	224	387
CH14	51,10	1700	800	282	464
CH15	50,74	1700	820	294	387
CH17	48,85	1809	740	383	387
CH18	52,24	1700	790	112	387
CH20	53,84	1387	800	123	542
CH22	52,84	2351	420	100	619
CH24	46,68	5367	390	117	697
CH25	50,98	1809	520	112	387
CH26	46,28	6332	490	170	697
CH27	45,48	2713	570	123	697
CH28	49,63	5367	620	100	697
CH29	49,79	5367	370	112	697
CH30	51,11	5729	650	94	697
CH32	51,07	7055	243	135	464
CH34	50,38	2653	350	100	154
CH35	52,83	2110	320	117	154
CH36	52,94	2713	370	129	309
CH36	52,97	2110	380	159	387

Media: 2933 ppm	Media: 592 ppm	Media: 192 ppm	Media: 452 ppm
Máximo: 7055 ppm	Máximo: 920 ppm	Máximo: 383 ppm	Máximo: 697 ppm
Mínimo: 1387 ppm	Mínimo: 320 ppm	Mínimo: 94 ppm	Mínimo: 154 ppm

ción predominantemente calcítica con alto contenido de magnesio para el fango calcáreo original. Los análisis de EDAX realizados para diferentes componentes micríticos y microesparíticos confirman dicha composición (e.g. Ca 79,59 wt % - Mg 18,44 wt %; Ca 73,77 wt % - Mg 25,75 wt %).

En general las menores concentraciones de Sr se observan en el sector superior de la secuencia analizada, donde dicha disminución coincide con un apreciable aumento en las concentraciones de Mn (Fig. 5d). Este fenómeno estaría relacionado con la acción de aguas meteóricas (véase Mg), que influiría en la pérdida de Sr en los cristales de micrita y microesparita, además de aceptar para ellas una composición dominante de calcita rica en magnesio.

Manganeso

En las rocas analizadas las concentraciones de Mn varían entre 154 y 697 ppm (Fig. 3) con una media de 452 ppm. En el intervalo superior de la Fm. Chachao se observa un incremento en la participación de Mn que coincide con las mayores concentraciones de Mg (Fig. 5b) y una pronunciada disminución de Sr y Na.

Diversos factores, entre los que se cuentan la mineralogía original y ambiente depositacional - diagenético, controlan la distribución de Mn en rocas y sedimentos calcáreos. Milliman (1974) observa una relación clara de la concentración de Mn con la composición del sedi-

mento original ya que aquellos ricos en calcita presentan mayores concentraciones de Mn (1-130 ppm) que los sedimentos aragoníticos (0,4 - 28 ppm), debiendo destacarse que los fangos carbonáticos actuales de composición aragonítica contienen hasta 20 ppm de Mn. Estas diferencias pueden explicarse desde un punto de vista cristalográfico ya que el Mn tiende a concentrarse en calcita con mayor facilidad, debido a que prefiere su estructura romboédrica a la ortorrómbica de la aragonita (Robinson 1980). Valores de Mn mayores a 20 ppm se atribuyen preferentemente a la acción de aguas meteóricas oxidantes (Brand y Veizer 1980) en tanto que en ambientes reductores, los carbonatos pueden incorporar escaso Mn (Shanmugam y Benedict 1983).

En el caso de la Fm. Chachao puede considerarse que las concentraciones de Mn encontradas se relacionan con la transformación de la mineralogía original (calcita con alto contenido de magnesio) a calcita con bajo contenido de magnesio (Pingitore 1978). Al respecto, Davies (1972) considera que concentraciones de Mn superiores a 100 ppm pueden reflejar una mayor proporción de componentes esencialmente calcíticos, lo que se observa también en el sector inferior de la secuencia analizada (Fig. 3). Por otro lado, la alta participación de Mn en las muestras del sector superior coincide con mayores concentraciones de Mg y bajos contenidos de Sr y Na (Fig. 3) que sugieren efectos diagenéticos vinculados a la acción de aguas meteóricas.

Sodio

En las rocas de la Fm. Chachao la concentración de Na varía entre 94 y 383 ppm con una media de 192 ppm (Fig. 3).

Debe recordarse que en los sedimentos aragoníticos de ambientes marinos actuales contienen hasta 2500 ppm de Na, mientras que aquellos ricos en calcita alcanzan valores cercanos a 250 ppm (Milliman 1974). A la luz de estos datos, es evidente que la composición del sedimento original rige en forma extraordinaria las concentraciones de Na. En la figura 5a se advierte una clara relación entre las concentraciones de Na y Mg en el intervalo considerado donde valores altos de Na son acompañados por bajas concentraciones de Mg y viceversa. Es de esperar que durante la acción de la diagénesis meteórica se reduzcan las concentraciones de Na y Sr (Land y Hoops 1973, Randazzo *et al.* 1983) y aumenten las de Mn (Fig. 3). Esta drástica disminución de las concentraciones de Na por acción de aguas meteóricas (Folk y Land 1975, Handshaw *et al.* 1971) favoreció la formación de dolomita (Palma y Matheos 1997) en las rocas analizadas cuyas concentraciones de Na son similares a las encontradas por Weber (1964).

Magnesio

La distribución de Mg a través de la secuencia estu-

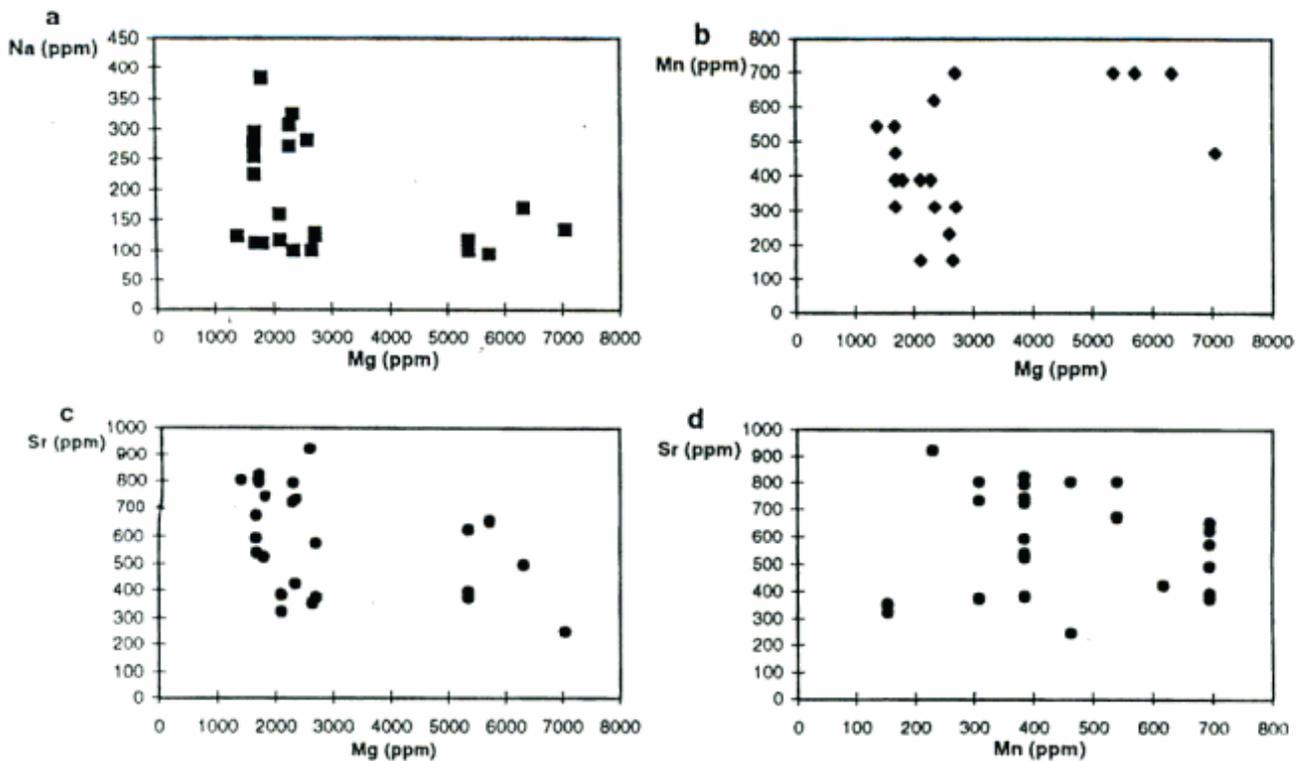


Figura 5: a, Variación de Na versus Mg en las muestras analizadas. b, Variación de Mn versus Mg en las muestras analizadas. c, Variación de Sr versus Mg en las muestras analizadas. d, Variación de Mn versus Sr en las muestras analizadas.

diada no muestra variaciones significativas a excepción del sector medio superior (Fig. 3) donde se observan las mayores concentraciones. El contenido de Mg en las rocas de la Fm. Chachao varía entre 7.055 ppm y 1.387 ppm, con una media de 2.973 ppm.

En el intervalo con mayor concentración de Mg no se observan cambios litológicos pronunciados; a excepción de las brechas de colapso (Carozzi *et al.* 1981, Palma 1994) cuyas evidencias petrográficas sugieren una dolomitización incipiente.

La dolomitización selectiva afecta invariablemente *packstones* y *wackestones*, que alojan una fauna similar representada exclusivamente por organismos esteno-halinos bentónicos. Para estudiar las rocas de la Fm. Chachao se consideró la clasificación de Sibley y Gregg

(1987) basada en la distribución de tamaño y forma de los cristales de dolomita. Si bien esta clasificación es descriptiva, permite inferir implicancias genéticas que controlan la morfología de los cristales de dolomita. En los *packstones* y *wackestones* la fábrica de la dolomitización es bimodal planar (e) con cristales finos euhedrales, frecuentemente zonados, con diámetros entre 20-60 micrones (Fig. 6a) y cristales planares (s) subhedrales a euhedrales, límpidos, de 60-220 micrones.

Las variaciones de la fábrica dolomítica se observan preferentemente en la matriz micrítica, aunque es posible identificar una dolomitización incipiente en los bordes y sectores internos de algunos bioclastos, con formación de cristales límpidos y anucleados (Fig. 6b). Cristales con hábitos similares rellenan fracturas en

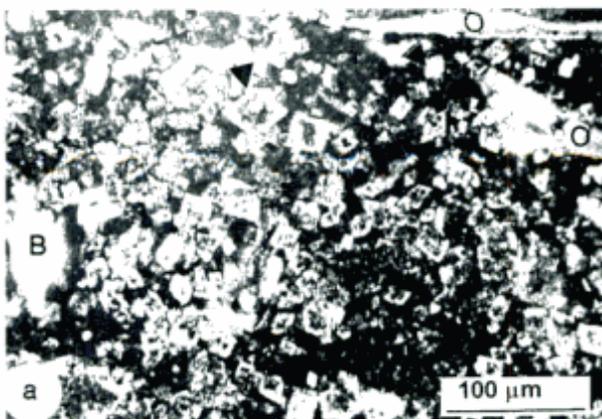


Figura 6: a, Cristales de dolomita nucleados (▼) y fragmentos de pelecípodos (O) y equinodermos (B). b, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Bioclastos fragmentados afectados parcialmente por dolomitización. Pelecípodo (P), dolomita (D).



Figura 7: a, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Cristales de dolomita. Observar su distribución en parches. b, Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Observar las cavidades de disolución en cristales de dolomita euédricos.

bioclastos o microestilolitas, o bien se presentan escasos parches (Fig. 7a) dentro de la matriz, con límites compartidos o coalescentes entre ellos (Katz *et al.* 1972). Esta distribución en parches puede relacionarse con la distribución de cavidades, por lo que la permeabilidad podría haber controlado la dolomitización.

El predominio de cristales de tamaño fino probablemente estuvo influenciado por un alto contenido de residuos insolubles que impidió su crecimiento (Marscher 1969). Numerosos cristales presentan conjuntos de pequeñas cavidades de disolución (*pits*) distribuidos irregularmente sobre la superficie de los cristales de dolomita (Fig. 7b). Muchas veces estas superficies de disolución se desarrollan paralelamente a las líneas de clivaje o siguen líneas de fracturas y, en general las cavidades de disolución pueden desarrollarse desde la periferia hacia el centro de los cristales o viceversa. Conjuntos similares de cavidades (*pits*) han sido reproducidas en laboratorio bajo la acción de ácido clorhídrico diluido, por lo que se sugiere que dolomitas con cavidades de disolución (*pitted*) estuvieron expuestas a la acción de soluciones ligeramente ácidas (Longman y Mench 1978).

Por otro lado, en las rocas analizadas también son comunes los rasgos de disolución intensa representados por las dolomitas huecas *hollow dolomites* (Fig. 8) descritas por Folk y Land (1975), e interpretadas como producto de la disolución de núcleos inestables. Durante la diagénesis, a medida que crecen los rombos de dolomita, las aguas intersticiales cambian de composición desde ligeramente hipersalinas hasta relativamente dulces. En los estadios finales, estos fluidos de baja salinidad comienzan a disolver los núcleos menos estables hasta formar estos cristales "huecos" (Folk y Land 1975).

Los análisis de difracción de rayos X revelan que las dolomitas de la Fm. Chachao varían desde ligeramente estequiométricas ($\text{CaCO}_3 = 51,80\%$) a no estequiométricas. En general son dolomitas que presentan bajas concentraciones de Sr y Na (Palma y Matheos

1997) cuyos rangos son similares a las dolomitas formadas por mezcla de aguas marinas y meteóricas (Land y Hoops 1973, Badiozamani 1973, Mazullo 1992).

La influencia de agua dulce en sedimentos marinos subtidales tiene lugar como consecuencia de una caída del nivel del mar o exposición por agradación vertical de los depósitos, lo que favorece la acción de aguas meteóricas y la movilidad lateral y vertical de la freática (Handshaw *et al.* 1971, Choquette y Steinen 1980).

Este tipo de dolomitización se considera un efecto diagenético temprano, relacionado con la interacción de sedimentos carbonáticos con soluciones de diferentes orígenes. El análisis de la figura 5b muestra que, en las rocas de la Fm. Chachao, las concentraciones altas de Mg están acompañadas por un aumento en las proporciones de Mn y una disminución considerable en las de Na y Sr (Fig. 5 a; 5 c). Debido a que las concentraciones de Na en dolomías modernas depositadas en ambiente marino, alcanzan generalmente valores entre 1.000-3.000 ppm (Land y Hoops 1973, Badiozamini 1973) puede decirse que el ambiente de dolomitización de las rocas de la Fm. Chachao probablemente fue menos salino que el agua de mar y sugieren un ambiente diagenético influenciado por aguas meteóricas y marinas.

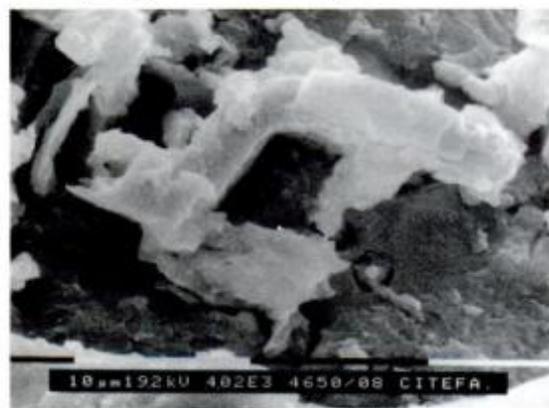


Figura 8: Microfotografía de microscopio electrónico de barrido. Desarrollo de cristales de dolomita hueca (*hollow dolomite*).

Conclusiones

Los análisis realizados en el cemento micrítico y microesparítico de las rocas de la Formación Chachao revelan cambios neomórficos significativos que en parte están reflejados por la disminución en la concentración de Sr y Na simultáneo con el enriquecimiento de Mn. Una situación similar, aunque con concentraciones aun menores se observa en la parte superior de la secuencia, como consecuencia de una dolomitización selectiva, asociada a la presencia de brechas de colapso y atribuida a la acción de mezcla de aguas marinas y meteóricas.

Las bajas concentraciones de Sr y sus relaciones con Mn, Mg y Na; junto con evidencias de microscopía electrónica de barrido tales como ausencia de relictos aragoníticos o de cavidades de disolución en el mosaico micrítico sugieren que la composición del fango calcáreo original fue calcítica con alto contenido de magnesio, situación que también se ve reflejada en el tamaño uniforme y la ausencia de cristales micríticos de hábito prismáticos, que podrían evidenciar su origen aragonítico como consecuencia de neomorfismo. Por su parte, la luminiscencia confirmaría un origen secundario y su similitud con la de los bioclastos sugiere condiciones subóxicas.

Agradecimientos

Las tareas de campo y todos los estudios petrográficos y geoquímicos fueron financiados por el CONICET mediante el PIA N°6576. Los autores desean expresar su agradecimiento: a CITEFA y al personal de ese organismo por la realización de los análisis de microscopio electrónico de barrido y de EDAX; a Sergio Matheos por la utilización del microscopio de cátodoluminiscencia del Centro de Investigaciones Geológicas, La Plata.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Badiozamani, K., 1973. Dorag dolomitization model. Ordovician, Wisconsin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43(4): 965-984.
- Banners, J.L., 1995. Application of the trace element and isotope geochemistry of strontium to studies of carbonate diagenesis. *Sedimentology*, 42 (4): 805-824.
- Bathurst, R.G.C., 1975. Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, 620 p. Amsterdam.
- Brand, W. y Veizer, J., 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system 1: Trace elements. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50 (4): 1219-1236.
- Carozzi, A.V., Bercowski, F., Rodríguez, M., Sánchez, M. y Vonesh, T., 1981. Estudio de microfases de la Formación Chachao (Valanginiano), provincia de Mendoza: Actas del 8° Congreso Geológico Argentino, 2: 545-565. San Luis.
- Carpenters, S.J., Lohmann, K.C., Holden, P., Walter, L.M., Huston, T.J. y Halliday, A.N., 1991. 18O values, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr and Sr/Mg ratios of Late Devonian abiotic marine calcite: Implications for the composition of ancient seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55: 1991-2010.
- Choquette, P.W. y Steinen, R.R., 1980. Mississippian non-supratidal dolomite, Ste Genevieve Limestone, Illinois Basin: Evidence for mixed-water dolomitization. En: Zenger, D.H., Dunham, J.B. y Ethington, R.L. (Eds.): *Concepts and Models of Dolomitization*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 28: 163-196.
- Damborenea, S., Manceño, M. y Riccardi, A. C., 1979. Estudio paleontológico de la Formación Chachao. Informe YPF S.A. (Inédito). Buenos Aires.
- Davies, P.J., 1972. Trace elements distribution in reef and subreef rocks of Jurassic age in Britain and Switzerland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42(1): 183-194.
- Dodd, J.P., 1967. Magnesian and strontium in calcareous skeletons: a review. *Journal of Paleontology*, 41 (6): 1313-1329.
- Espona, M.J. y Palma, R.M., 1996. Análisis de las concentraciones fósiles de la Formación Chachao (Valanginiano) Malargüe, Mendoza. Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 67. Buenos Aires.
- Folk, R. L., 1974. The natural history of crystalline calcium carbonate: Effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44 (1): 40-53.
- Folk, R.L. y Land, L.S., 1975. Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 59 (1): 60-68.
- Friedman, G.M., 1964. Early diagenesis and lithification in carbonate sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 777-813.
- Gavish, E. y Friedman, G.M., 1969. Progressive diagenesis in Quaternary to late Tertiary carbonate sediments: Sequence and time scale. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 980-1006.
- Goldsmith, J.R., y Graf, D.L., 1958 b. Structural and compositional variations in some natural dolomite. *Journal of Geology*, 66:678-692.
- Handshaw, B.B., Barg, W. y Deike, G., 1971. A geochemical hypothesis for dolomitization by groundwater. *Economic Geology*, 66: 710-724.
- Katz, A., Saas, E., Strainsky, A. y Holland, H.D., 1972. Strontium behavior in the aragonite-calcite transformation: An experimental study at 40-98°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 36: 481-496.
- Kinsman, D.J., 1969. Interpretation of Sr²⁺ concentrations in carbonate minerals and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39 (2):486-508.
- Land, L.S. y Hoops, G.K., 1973. Sodium in carbonate sediments and rocks: a possible index to salinity of diagenetic-solutions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 43: 614-617.
- Lansemi, Z. y Sandberg, P.A., 1983. Temporal trends in the mineralogy of Phanerozoic micrite precursors. Abstracts of the American Association Petroleum Geologists Bulletin. Annual Convention, Tulsa: 93.
- Legarreta, L., y Kozłowski, E., 1981. Estratigrafía, sedimentología y esquema prospectivo para la Formación Chachao, provincia de Mendoza. Actas 8° Congreso Geológico Argentino, 2: 695-709. San Luis.
- Longman, M.W., y Mench, P.A., 1978. Diagenesis of Cretaceous limestones in the Edwards aquifer systems of south-central Texas: a scanning electron microscope study. *Sedimentary Geology*, 21: 241-276.
- Marscher, H., 1969. Ca-Mg distribution in carbonates from the Lower Keuper in NW-Germany, En: Muller, G. y Friedman, G.M. (Eds.): *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*, pp. 128-135. Springer-Verlag. Amsterdam.
- Mazzullo, S.J., 1992. Geochemical and neomorphic alteration of

- dolomites: A review. *Carbonates and Evaporites*, 7 (1): 21-37.
- Milliman, J.D., 1974. Marine carbonates. *Recent Sedimentary Carbonates*, Part 1. Springer Verlag, 410 p. Berlin.
- Munnecke, A., 1997. Bildung mikritischer Kalke im Silur auf Gotland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 198: 1-71.
- Munnecke, A., Westphal, H., Reijmer, J.J. y Samtleben, C., 1997. Microspar development during early marine burial diagenesis: a comparison of Pliocene carbonates from the Bahamas with Silurian limestones from Gotland (Sweden). *Sedimentology* 44 (6): 77-990.
- Palma, R. M., 1994. Cementos y ambientes diagenéticos en la Formación Chachao (Valanginiano), Barda Blanca-Malargüe-Mendoza. *Actas de la 5ª Reunión Argentina de Sedimentología*: 133-138. Tucumán.
- Palma, R. M., 1996. Analysis of carbonate microfacies in the Chachao Formation (Cretaceous), Barda Blanca-Malargüe, Mendoza province-Argentina: A cluster analytic approach. *Carbonates and Evaporites*, 11 (2):182-194.
- Palma, R. M. y Lanés, S., 1996. Análisis de agrupamientos (cluster analysis) aplicado al estudio de la fauna de la Formación Chachao (Valanginiano), Barda Blanca, Malargüe-Mendoza. *Actas de la 6ª Reunión Argentina de Sedimentología*: 161-168. Bahía Blanca.
- Palma, R. M., Lanés, S. y Espona, M. J., 1998. Stacking patterns of shell beds of the Chachao Formation (Valanginian) in Malargüe area, Neuquen Basin, Argentina. *Actas 15º International Sedimentological Congress*, 1: 596-597. Alicante.
- Palma, R. M. y Matheos, S. D., 1996. Aspectos geoquímicos y diagenéticos en las sedimentitas calcáreas (Valanginiano) de la Formación Chachao, sur de Mendoza. *Actas del 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso Exploración de Hidrocarburos*, 2: 61. Buenos Aires.
- Palma, R. M. y Matheos, S. D., 1997. Dolomitización y su génesis en los niveles de la Formación Chachao. *Actas 1º Congreso Latinoamericano de Sedimentología*, 2: 159-165. Isla Margarita-Venezuela.
- Pingitore, N.E. Jr., 1978. The behaviour of Zn²⁺ and Mn²⁺ during carbonate diagenesis: theory and applications. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 799-814.
- Randazzo, A., Sarver, T.J. y Metrin, D.B., 1983. Selected geochemical factors influencing diagenesis of Eocene carbonate rocks, peninsular Florida, USA. *Sedimentary Geology*, 36: 1-14.
- Robinson, P., 1980. Determination of Ca, Mg, Mn, Sr, Na and Fe in carbonate fraction of limestones and dolomites. *Chemical Geology*, 28: 135-146.
- Sandberg, P.A., 1985. Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones. En: Schneidermann, N., y Harris, P.M. (Eds): *Carbonate Cements*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 36: 33-57.
- Shanmugan, G. y Benedict, G.L.III., 1983. Manganese distribution in the carbonate fraction of shallow and deep marine lithofacies, Middle Ordovician, Eastern Tennessee. *Sedimentary Geology*, 35: 159-175.
- Shinn, E.A., 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, 12: 109-144.
- Sibley, D.F. y Gregg, J.M., 1987. Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 967-975.
- Siegel, F.R., 1960. The effect of strontium on the aragonitic-calcite ratios of Pleistocene corals. *Journal of Sedimentary Petrology*, 30: 297-304.
- Steinen, R.P., 1982. SEM observations of the replacement of Bahamian aragonitic mud by calcite. *Geology* 10: 471-475.
- Tucker, M.E. y Wright, V.P., 1994. *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, 482 pp. Oxford.
- Veizer, J. y Compston, W., 1974. 87Sr/86Sr composition of seawater during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 1461-1484.
- Weber, J.N., 1964. Trace elements composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 1817-1868.
- Wright, V. P., Alonzo Zarza, A. M., Sant, M. E. y Calvo, J. P., 1997. Diagenesis of Late Miocene micritic lacustrine carbonates, Madrid Basin, Spain. *Sedimentary Geology*, 114: 81-95.

Recibido: 6 de octubre, 1998

Aceptado: 7 de setiembre, 1999.

Geología y estratigrafía de la comarca de Anecón Chico-Cañadón de Fita Ruin, Provincia de Río Negro

Ruben J. CUCCHI

ABSTRACT. *Geology and Stratigraphy of the Anecon Chico-Cañadón de Fita Ruin region, Río Negro Province.* Geological field and laboratory work carried out in the area of Anecon Chico-Cañadón de Fita Ruin (40°30'-41°00' S, 69° 15'-70° 00' W) is presented. The oldest rock units belongs to the Cushamen and Mamil Choique formations both of Precambrian to Lower Palaeozoic age; the former are lower grade metamorphic rocks, whereas the latter are medium to high grade metamorphic rocks. Palaeozoic and Mesozoic granitoids that crop out in the studied area range from hornblende-biotite bearing granites to high level leucocratic granites. Acid to mesosilicic volcanic rocks are also well exposed in the area. Acid volcanism is represented by Garamilla Formation (rhyolitic ignimbrites and lavas as well as other pyroclastic types). Mesozoic mesosilicic volcanism of andesitic composition form the Taquetrén Formation. Cretaceous sedimentary rocks of continental and lacustrine environments are represented by the Angostura Colorada and Colitoro formations. Cenozoic include nine rocks units from mammals bearing Bajada de los Ingleses Formation to Anecón Chico Basalt and recent deposits.

Introducción

Se da a conocer la Geología y Estratigrafía de la comarca de Anecón Chico-Cañadón de Fita Ruin que corresponde a la superficie cubierta por la hoja geológica 39-d, anterior denominación empleada en el Servicio Geológico Nacional para su plan regular de carteo. Fue realizada utilizando como base topográfica la carta a escala 1:100.000 preparada en el sector Cartografía del Servicio Geológico Nacional, tarea que estuvo a cargo del Sr. Godoy Bonnet. Para ciertos detalles se utilizó además la cobertura aérea en escala aproximada 1:50.000 y se contó también con imágenes satelitales.

La comarca estudiada está ubicada en el sector noroccidental de la provincia del Río Negro entre los meridianos 69° 15' y 70° 00' Oeste de Greenwich y entre los paralelos 40° 30' y 41° 00' de latitud Sur. Está encuadrada en la región del noroeste del Macizo Nordpatagónico; abarca una superficie de más de 4.000 kilómetros cuadrados.

En el siglo pasado las primeras observaciones publicadas son las de Roth (1899) en sus apuntes de la geología de Río Negro y Neuquén siguiéndoles las de Rovereto (1911), continuaron con trabajos de Stipanovic *et al.* (1968) y Rolleri *et al.* (1976). Trabajos de síntesis, se deben a Caminos y Llambías (1984) y Llambías *et al.* (1984). El autor a su vez presentó resultados parciales de sus investigaciones sobre esta región en 1989, 1991a y b, 1992, 1993a y b y 1994.

Estratigrafía

Relaciones generales

En la hoja se reconocen diversas unidades de rocas

metamórficas, plutónicas, volcánicas y sedimentarias bien diferenciadas como unidades litoestratigráficas. Las rocas más antiguas del basamento cristalino se ubican en el sector noroeste; ocupan casi un cuarto de la superficie de la hoja: son las diversas facies de la Formación Mamil Choique cuya edad es dudosa ya que puede variar del Precámbrico al Paleozoico Temprano hasta incluso Carbonífero. Una facies notable de Mamil Choique son los granitoides foliados que afloran alrededor de Laguna Blanca; se reconocieron, además, escasos asomos de las metamorfitas de la Formación Cushamen no mapeados por razones de escala.

En este basamento intruyen plutonitas granitoideas que forman cuerpos de dimensiones variables; ellas son de más viejo a más joven las siguientes unidades: Granito Cayupil, Granito Fita Ruin, Monzodioritoide Almacén Michihuao, Leucogranito Lipetrén y la Diorita Jara.

Las lavas e ignimbritas riolíticas de la Formación Garamilla, de edad triásica, ocupan una vasta superficie en la región central y oriental del área estudiada cuya erosión permite ver los asomos de varias unidades de composición granítica: Granito Fita-Ruin y sus facies Maese y Lil-Huao así como cuerpos del Leucogranito Lipetrén. Sigue luego la intrusión de la Diorita Jara y con posterioridad la efusión de las lavas mesosilíceas de la Formación Taquetrén, en el Jurásico Tardío

En el sector sur existen pequeños afloramientos de sedimentitas mesozoicas de las formaciones Angostura Colorada y Coli Toro. Tufitas y tobas de la Formación Collón-Curá ocupan sectores dispersos de poco desarrollo areal en la mitad sur de la comarca estudiada.

Los derrames del Basalto Mesaniyeu [o miembro Loma Alta de la Formación La Cabaña, como Coira (1979) los llamó en la Hoja 40 d o Chenqueniyeu como los llamó Nullo (1979) en la vecina hoja occidental, 38 c], ocupan una gran superficie en el tercio suroccidental de la Hoja 39d. Otros basaltos que se introducen por el

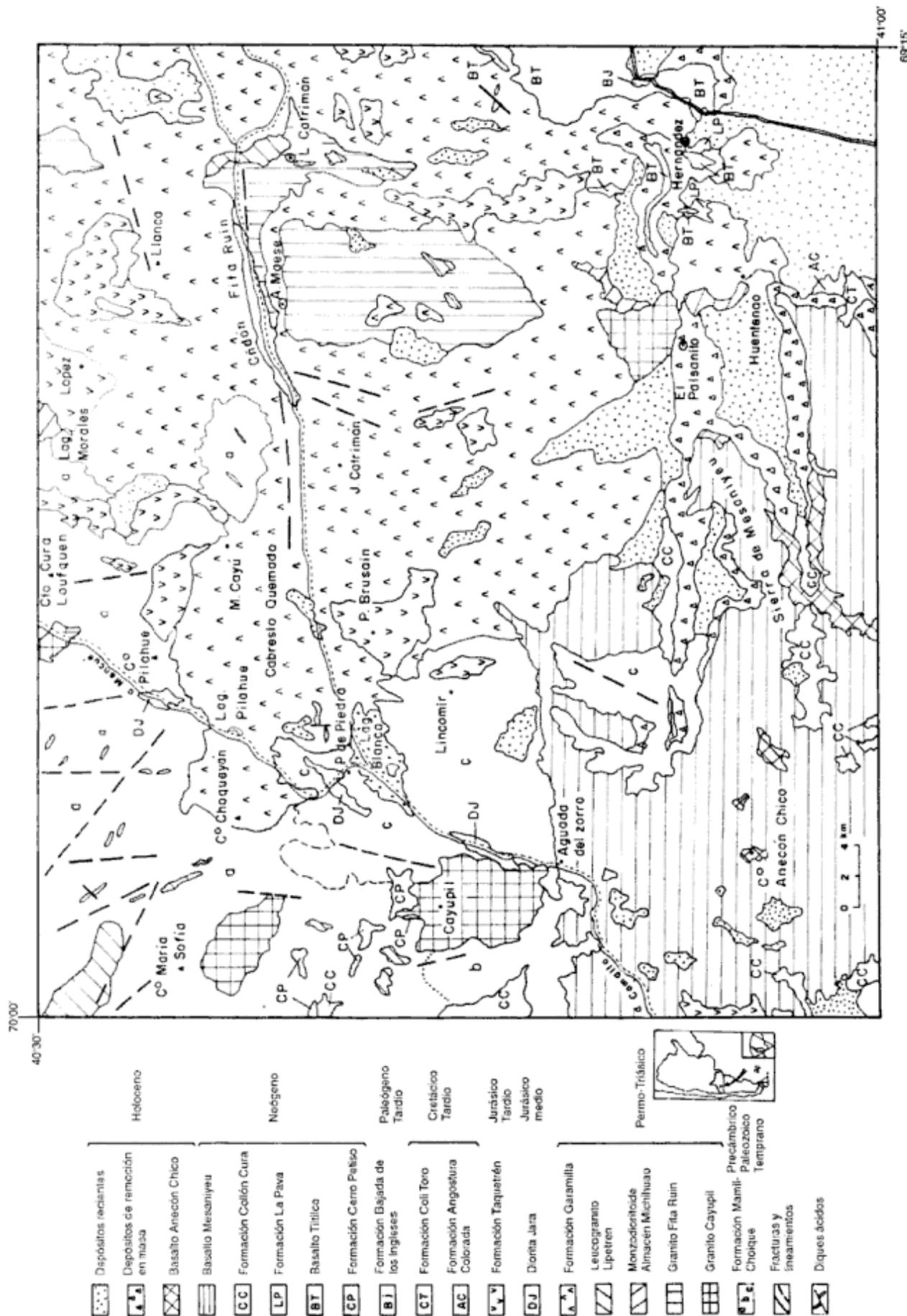


Figura 1: Mapa geológico de la comarca de Anecón Chico - Cañadón de Fitaruin, Río Negro.

Depósitos recientes	Holoceno
Depósitos de remoción en masa	
Basalto Anecón Chico	
Basalto Mesanyeu	
Formación Collón Cura	
Formación La Pava	Neógeno
Basalto Titilico	
Formación Cerro Peliso	
Formación Bajada de los Ingleses	Paleógeno Tardío
Formación Coli Toro	Cretácico Tardío
Formación Angostura Colorado	
Formación Taquetrén	Jurásico Tardío
Diorita Jara	Jurásico medio
Formación Garamilla	Permo-Triásico
Leucogranito Lipetren	
Monzonitoides Almacén Michilhuao	
Granito Fita Ruin	
Granito Cayupil	
Formación Mamí-Choique	Precámbrico Paleozoico Temprano
Fracturas y lineamientos	
Diques ácidos	

este y afloran en el límite este de la hoja corresponden a los basaltos derramados en la meseta de Colitoro.

Depósitos del Holoceno se presentan en áreas aisladas de la hoja; en el sector suroriental ocupan la mayor extensión.

Descripción de las formaciones geológicas

Precámbrico-Paleozoico Temprano

Las rocas del basamento cristalino son de edad dudosa, pues fueron atribuidas al Precámbrico-Paleozoico Temprano por diversos autores que desarrollaron sus investigaciones geológicas en diversos ámbitos del Macizo Nordpatagónico, se extienden por una vasta superficie, con amplios afloramientos en el sector occidental.

Formación Cushamen (Volkheimer 1964). La localidad tipo de la Formación Cushamen se encuentra a 7 kilómetros al este de la confluencia de los arroyos Cushamen y Ñorquinco. Fue estudiada y reconocida por Ravazzoli y Sesana (1977), por Cazau (1972), Nullo (1978 y 1979) y Proserpio (1978), si bien con criterios distintos. Núñez y Cucchi (1990) asignan a esta unidad pequeños afloramientos en una quebrada afluente del cañadón de Quili Malal, próxima al puesto La Menta, en la Hoja 38d-Mencué.

Si bien en la zona de estudio no existen extensiones mapeables a la escala de trabajo adoptada, existen muy pequeños afloramientos en profundas quebradas del sector más occidental, donde asoman relictos o si se quiere roof-pendants de metamorfitas de bajo grado representando a la Formación Cushamen, como en el cañadón Pilquiniyeu al norte del cerro María Sofía. Además su presencia queda revelada por xenolitos de la Formación Cushamen en los granitoides de Mamil Choique.

Las metamorfitas que representan a la Formación Cushamen son pizarras, filitas y esquistos de bajo grado. En general los colores varían entre verde, gris y castaño claro, con grano fino y muy fino como es el caso de la pizarras y filitas y de grano mediano en los esquistos. Poseen una clara estructura esquistosa secundaria, planar, de posición 10/85O, quizás mimética de la laminación o estratificación original; puede en ocasiones estar ligeramente transpuesta formándose "kink folds" que alcanzan un desarrollo sólo incipiente.

La mineralogía es simple; en los esquistos de bajo grado el cuarzo es granoblástico, se presenta en bandas, láminas o lentes de agregados policristalinos intercrecido con feldespato alcalino o plagioclasa y sericita. En algunos casos el cuarzo forma mosaicos equidimensionales, con granos de límites rectos o ligeramente curvados, que conforman puntos triples, con ninguna deformación interna, propios de una cristalización postectónica. El feldespato alcalino y la plagioclasa se presentan en forma posiblemente relictica, dispuestos

en una "matriz" fina, la sericita en laminillas muy finas o escamas asociada a feldespatos.

En relación con su edad y correlaciones Volkheimer (1964) ubicó a la Formación Cushamen en el Precámbrico, edad que también le asignan Cazau (1972) y Ravazzoli y Sesana (1977). Otros autores, como Proserpio (1978) le asignan una edad precámbrica-paleozoica media criterio en parte compartido por Rabassa (1974) quien coloca a esta formación en el basamento cristalino dentro del cual asigna a las metamorfitas una edad precámbrica-paleozoica inferior a media. Galli (1969) ubicó al basamento cristalino en el Precámbrico mientras que Turner (1965, 1973) en el Precámbrico-Paleozoico. Nullo (1979) considera que el conjunto sedimentario es Precámbrico-Paleozoico inferior mientras que el metamorfismo podría ser paleozoico.

Dataciones de Párica (1986) de 714 ± 10 Ma correspondiente a una isocrona Rb/Sr en rocas de la Formación Colohuincul, en Neuquén, ubican un episodio metamórfico en el Proterozoico.

Este autor correlaciona dicha unidad con la Formación Cushamen, correlación generalmente aceptada como válida entre ambas formaciones. A su vez Linares *et al.* (1997) presentan una isocrona de roca total correspondiente a la Formación Cushamen que arroja una edad de 707 ± 18 Ma.

Formación Mamil Choique (Sesana 1968). Bajo el nombre de Formación Mamil Choique se han agrupado muchos afloramientos del sector occidental y nordoccidental del Macizo Nordpatagónico cuya petrografía es variada: gneises graníticos y granodioríticos, esquistos inyectados, migmatitas, granitoides, aplitas y pegmatitas. La localidad tipo se encuentra poco al sud de la estación ferroviaria Mamil Choique.

Fue descripta por primera vez por Sesana (1968) y recientemente estudiada por González y Cucchi (1994) en Mencué (Río Negro), por López de Luchi (1994) y Dalla Salda *et al.* (1994) y Linares *et al.* (1997) en la zona de Río Chico-Mamil Choique (Río Negro).

La distribución areal de la Formación Mamil Choique ocurre en un amplio espacio en el sector noroccidental de la comarca estudiada desde unos 5-6 kilómetros al este de Pilahue hasta su límite oeste y desde su límite norte hasta la latitud de Aguada del Zorro. En la comarca investigada se han reconocido una facies granítica *s.l.* con numerosos diques ácidos, señalada en el mapa con la letra a, una facies migmatítica porfiróide (b) y una facies foliada (c), con mejor desarrollo de una estructura interna bandeada; los límites entre las facies son transicionales.

La facies granitoidea está mejor representada en el tercio norte donde son más conspicuos los diques y cuerpos menores, de composición microgranítica, que la intruyen; la facies migmatítica porfiróide predomina al noroeste de Aguada del Zorro y la facies foliada aparece en los alrededores de Laguna Blanca y por debajo de una cubierta basáltica desde esta última localidad hacia el este-sudeste semejando una especie de "ventana de erosión".

La Formación Mamil Choique sirve de caja a varios tipos de plutonitas de diferente composición. La unidad más antigua es el Granito Cayupil, le sigue el Leucogranito Lipetrén, el Monzodioritoide Almacén Michihuao y los intrusivos más jóvenes son las plutonitas Diorita Jara. Apoyan sobre este basamento las vulcanitas de las formaciones Garamilla y Taquetrén, la Formación Collon Curá, los basaltos Cerro Petiso y Mesaniyeu además de depósitos recientes.

Respecto de la litología, la facies granitoidea es de color gris rosado o gris claro, presenta grano mediano a grueso y textura granular alotriomórfica con o sin cataclasis. Se destaca la presencia permanente de microclino y proporciones variables de cuarzo, pertita, oligoclasa (An 18-21%), biotita, moscovita, granate, apatita, agujas de rutilo (sagenita), circón. Cuando el componente máfico aumenta en proporción tanto sea como biotita o como hornblenda, la roca se hace melanocrática aumentando igualmente la proporción de An en las plagioclasas llegándose a oligoclasa (An 28%) hasta andesina (An 44%).

La facies migmatítico porfiroidea posee abundantes megacristales tabulares de feldespato alcalino de 3 a 4 centímetros de largo por 1 a 1,5 centímetros de ancho y excepcionalmente pueden duplicar o aun triplicar esta medidas. La mineralogía no difiere de la facies granitoidea si bien se puede anotar la escasez de apatita en las variedades más moscovíticas.

En la facies foliada, a su vez se observa mayor deformación interna; las texturas deformacionales varían de protomilonítica a ligeramente milonítica así como cataclásticas indicando de esta manera un predominio del campo frágil sobre el dúctil. Se ven curvatura y fracturación de macias de plagioclasas, del clivaje de las micas y acomodamiento de micas al contorno de los megacristales.

Dataciones radimétricas obtenidas en la comarca de Río Chico por Dalla Salda *et al.* (1994) dan valores propios del Ordovícico, 439 ± 10 Ma, confirmando las opiniones de los que asignan la Formación Mamil Choique al Paleozoico Temprano.

Plutonitas paleozoico-mesozoicas

Se incluyen bajo esta denominación una serie de asomos granitoideos de variado tamaño y composición reconocidos en la zona y cuyas relaciones de campo han permitido establecer una secuencia estratigráfica no sólo entre sí sino con las vulcanitas y plutonitas mesozoicas de la Formación Garamilla, la Diorita Jara y la Formación Taquetrén. Edades radimétricas de granitos del norte de la Patagonia y comarcas vecinas se pueden consultar en los trabajos de Rapela y Pankhurst (1992), Pankhurst *et al.* (1992 y 1993), Linares *et al.* (1988 y 1997), Dalla Salda *et al.* (1990).

Granito Cayupil (Cucchi 1992). Los granitos que se incluyen en esta unidad son rocas de composición variable entre monzogranitos y granodioritas, si bien los

primeros predominan sobre las segundas cuando se representan sus modas en un diagrama QAP (Cucchi 1992). En todo caso esto no tiene sino un significado estadístico pues estas rocas son característicamente portadoras de anfíbol y de enclaves, grises, de grano fino, de composición diorítica, y de inclusiones más o menos tabulares de metamorfitas, independientemente si la plagioclasa predomina o no sobre el feldespato potásico. Este carácter se presenta en un amplio sector del Macizo Nordpatagónico, que el autor ha hallado en áreas de La Esperanza, Mengué, Trapalco, Coli-Toro y más al sur en las cercanías de Mamil Choique y Gastre. En la comarca estudiada el afloramiento mejor expuesto se halla al oeste-sudoeste de Laguna Blanca, al sur del cerro María Sofía y en la subida de Carilaufquén, un poco al norte de Pilahué, donde se lo puede correlacionar con el Granito Palenqueniyeu de Núñez y Cucchi (1985, 1990). Se trata de rocas granosas gruesas, de color gris rosado, con motas verdosas dadas por la concentración de mafitos, sin ninguna estructura secundaria interna, y con la ya citada presencia de enclaves microdioríticos y xenolitos metamórficos. La textura es alotriomórfica a hipidiomórfica; los minerales esenciales según Cucchi (1992) son cuarzo (20-35%), plagioclasa (25-30%) de la variedad oligoclasa-andesina (An $_{25-30}$), zonal; ortoclasa (20-45%) a veces pertítica y por lo común intersticial; entre los mafitos predomina la biotita (8-10%) sobre la hornblenda verde. Las láminas de biotita castaño oscura que pueden tener inclusiones pleocroicas de circón, a veces están reemplazadas por clorita y óxidos de hierro.

Las inclusiones redondeadas o enclaves tan típicas de esta unidad son de grano fino, gris oscuras y de composición tonalítico-diorítica y de tamaño variable hasta 20-25 centímetros de diámetro; menos frecuentes son los xenolitos, por lo general achatados, de metamorfitas biotítico-anfibólicas o de gneises bandeados que provienen de la Formación Mamil Choique.

Tanto el Granito Cayupil como el pequeño asomo del Granito Palenqueniyeu situado al norte de Pilahué están intruidos en la Formación Mamil Choique. El primero sirve de caja, parcialmente, al cuerpo de la Diorita Jara que se sitúa inmediatamente al norte de Aguada del Zorro y, además, al cuerpo del Monzodioritoide Almacén Michihuao situado al noreste de la estancia El Paisanito. Sobre el pueden apoyar la Formación Garamilla, el Basalto Cerro Petiso, etc.

Granito Fita Ruin (Cucchi 1993a). El Granito Fita Ruin está representado en la mitad oriental de la comarca aflorando al sur del puesto de A. Maese, a lo largo del cañadón Fita Ruin y en una faja al norte y sur del puesto de L. Catrimán.

En el Granito Fita Ruin se han diferenciado dos facies: la Maese y la Lil-Huao sobre la base de su contenido de mafitos. La facies Lil-Huao podría ser más joven pues diques de igual composición, que se estiman son emitidos por cuerpos de dicha facies, cortan a la facies Maese. El Granito Fita Ruin sirve de caja al Leu-

cogranito Lipetrén en las nacientes del cañadón de Fita Ruin y sobre él apoya la Formación Garamilla y sedimentos recientes.

a) Facies Maese. Se agrupan en la facies Maese los monzogranitos gris rosados, de grano fino a mediano, con bajo contenido de mafitos; son los que asoman al sur del puesto de Maese. Tienen textura en partes alotriomórfica con intercrecimiento micrográfico de cuarzo y feldespato. Consisten de cuarzo (15-28%), pertita filiforme (35-50%), plagioclasa zonal (30-35%) en su variedad oligoclasa (An 20-30%), biotita castaño oscura (1%) y cantidades menores de apatita, un mineral opaco y titanita. Su índice de color es bajo, de 1,2 a 2.

b) Facies Lil-Huao. La facies Lil-Huao está representada por rocas de grano fino a mediano, de color rosa salmón o castaño rosado; hay variedades hipabisales o porfíricas, en cuyo caso llevan cristales de feldespato potásico de 4 por 5 milímetros y/o de biotita de 2 por 4 milímetros. Se presenta con texturas alotriomórficas, aplíticas y porfíricas.

Composicionalmente tiene cuarzo (20-40%), feldespato potásico y plagioclasa (oligoclasa, An ₂₀₋₃₀) en proporciones iguales (30-40%); la biotita (2-5%) puede alterarse casi totalmente a clorita y óxidos de hierro y otros minerales opacos aportan para elevar su índice de color, el que varía entre 5 y 9.

Monzodioritoide Almacén Michihuao (Cucchi 1992). Las rocas representativas de esta unidad forman cuerpos de dimensiones reducidas, que se ubican al norte de la laguna Morales y al noreste y sureste de la estancia El Paisanito. Tienen un rango composicional que varía de monzogranitos a dioritas y tonalitas; son castaño grisáceos, con áreas rosadas, y con una especie de moteado dado por agregados de mafitos. Llevan inclusiones microdioríticas de grano fino, pequeñas, de unos 5 centímetros, elipsoidales.

Tienen textura granular, en partes hipidiomórfica y en partes porfírica, y son característicos y muy frecuentes los intercrecimientos micrográficos.

Dado que el rango composicional es muy amplio los porcentajes de sus minerales esenciales varían mucho; a modo de ejemplo se presentan dos "facies":

a) diorítica: cuarzo (6-8%), feldespato potásico (2-7%), plagioclasa (54-63%), hornblenda (12-29%), biotita (3-11%), óxidos de hierro (1-2%) y como minerales accesorios: epidoto (0,7%), apatita (0,6%), titanita (0,4%).

b) monzodiorítica: cuarzo (18-20%), feldespato potásico (14-28%), plagioclasa (38-40%), hornblenda (8-9%), biotita (3-11%), óxidos de hierro (0,6%), epidoto (0,7%), apatita 0,5%, titanita 0,3%). En algunas muestras el rango de composición de las plagioclasa llega hasta labradorita (An 52%) es decir que son gabroideas. Es en esta unidad donde el índice de color llega a un valor de 29.

Las rocas de esta unidad intruyen al Granito Fita Ruin y sobre ella apoyan vulcanitas de las formaciones Garamilla Y Taquetrén.

Leucogranito Lipetrén (Nullo 1978; emend. Cucchi 1998). Se propone reemplazar la designación Forma-

ción Lipetrén por el de Leucogranito Lipetrén pues éste representará mejor no sólo en la comarca en estudio sino en amplios sectores del Macizo de Somuncurá a los leucogranitos de color gris rosado violáceo, de grano mediano a grueso además de variedades de grano más fino de color gris rosado más intenso y de las "facies" hipabisales y granofíricas, de igual coloración. En la región el principal afloramiento se encuentra en el ángulo noroeste y al norte del cerro María Sofía y en el cuerpo elongado al norte del puesto de L. Catrimán, en el sector noreste; además se adjudican a esta unidad una serie de diques y pequeños cuerpos que intruyen a la Formación Mamil Choique y otros granitoides.

La textura es granular alotriomórfica o equigranular en las rocas de grano grueso y aplítico, respectivamente; respecto de su mineralogía las rocas tienen cuarzo (17-40%), a veces formando mosaicos subgranulares; pertita (45-60%) que puede ser filiforme o maculosa o en parches; la plagioclasa (2-12%) es oligoclasa ácida (An ₂₀₋₃₀) con menor alteración arcillosa que el feldespato potásico; biotita (0,4-1,3%) castaño oscura. Como minerales accesorios hay apatita, circón y un mineral opaco.

Además de las variedades granulares el Leucogranito Lipetrén incluye granófiros, con intercrecimientos de cuarzo y feldespato potásico, con formas esferoidales producto de enfriamiento muy rápido; también hay variedades porfíricas con grados distintos de devitrificación de la pasta con intercrecimientos esferulíticos de cuarzo y feldespato y fenocristales de cuarzo con engolfamientos de la pasta o sea con "afinidades lávicas" o de emplazamiento en niveles altos de la corteza.

En la comarca el Leucogranito Lipetrén intruye a la Formación Mamil Choique y al Granito Fita Ruin y puede servir de apoyo a la Formación Garamilla, como se ve antes de llegar al cañadón Fita Ruin cuando se viene del este. Se lo ha correlacionado con el Granito Calvo y el Granito Flores, ubicados hacia el sector centro-este del Macizo Nordpatagónico. El Granito Calvo cuenta con una edad de 239 ± 4 Ma (Pankhurst *et al.* 1992) mientras que en la región de Chasicó-Mencué Dalla Salda *et al.* (1991) presentan un diagrama de evolución isotópica de granitoides de dicha región que arroja una edad de 239 ± 6 Ma, coincidente con aquella aunque en el último caso se trata de rocas que difieren petrográficamente de los leucogranitos pues tienen biotita y hornblenda. Estas edades están indicando Triásico Temprano a medio.

Plutonitas y vulcanitas mesozoicas

Bajo esta denominación se agrupan tres unidades cuyas edades mesozoicas se reconocen desde antigua data. Dos de ellas son volcánicas y su conocimiento se remonta a los trabajos de Nullo (1978) y Nullo y Proserpio (1975) mientras que la tercera, de naturaleza intrusiva, fue inicialmente reconocida por Núñez y Cucchi (1985 y

1990) y extendida más al sur por Cucchi (1991 a).

Formación Garamilla (Nullo 1978). La Formación Garamilla ocupa una importante extensión en el ámbito de la región. Desde unos 10 kilómetros del límite oeste de la comarca estudiada, cerca del cerro Choqueyán, hasta el límite oriental se extiende con algunas interrupciones dadas por afloramientos de otras unidades y desde el límite norte llega hasta las proximidades del cerro Mesaniyeu continuando hacia el este pasando a la hoja vecina Coli-Toro. Las relaciones de campo muestran que esta unidad apoya sobre la Formación Mamil Choique y sobre distintos granitoides y sobre ella apoya la Formación Taquetrén y, en algunas localidades, la Formación La Pava. El espesor de la unidad se estima no sobrepasa los 50 metros.

La Formación Garamilla involucra una amplia variedad de tipos litológicos, composicionales y texturales en diversas localidades. Se han encontrado rocas básicas y de composición intermedia en secciones basales de la formación si bien son las rocas ácidas las que predominan sobre las restantes, tanto en sus tipos lávicos como piroclásticos.

Entre las variadas texturas halladas se pueden citar las porfídicas y fluidales, las granofídicas, piroclásticas e ignimbriticas. De estas variaciones las que tienen mayor distribución areal son, sin duda, las ignimbritas. A su vez entre éstas se pueden reconocer las no soldadas con texturas piroclásticas o vitroclásticas y las soldadas a fuertemente soldadas, eutaxíticas, con flamas muy estiradas que llegan a confundirse con un flujo laminar lávico.

A unos 2 km al sudeste del cerro Pilahue, en la parte superior de los afloramientos se reconocen muestras con textura piroclástica cuyos cristaloclastos son de cuarzo, en su mayor parte angulosos, si bien los hay redondeados, con engolfamientos e islas, que coexisten con otros de oligoclasa (An 25%). Junto a ellos hay litoclastos de vulcanitas andesíticas con oligoclasa-andesina y textura decusada así como de vulcanitas felsíticas de composición riolítica; asimismo hay algunos litoclastos accidentales de granitoides. La pasta que soporta estos piroclastos es un vidrio cuyas trizas están aún preservadas y se encuentran en un proceso de devitrificación marcado por la presencia de un agregado fino de sílice (cuarzo y/o tridimita) y feldespatos alcalinos.

Muestras subyacentes a la descrita presentan pumicitas y trizas tan estiradas como para ser ya flamas y mostrar textura eutaxítica o sea caracterizarse como ignimbritas propiamente dichas. Minúsculas partículas de un óxido de hierro que las tiñen les proporcionan una coloración rojiza.

En muestras ubicadas a 1 km al oeste del puesto Cayú, la textura eutaxítica es muy marcada a tal punto que puede confundirse con fluidalidad si bien los fantasmas de trizas ayudan a su reconocimiento. Aquí hay sólo cristaloclastos de oligoclasa pues el cuarzo está restringido a la pasta, ahora un agregado microgranular de cuarzo y feldespatos; por ello la ausencia de fe-

nocristales de cuarzo no deja clasificarla como una riolita aunque su naturaleza ácida permite al menos hacerlo como riodacita.

En los afloramientos del sector sudeste, al norte del puesto de N. Huentenao, las ignimbritas allí presentes son menos soldadas que las anteriores; abundan los litoclastos de pumicitas junto con abundantes cristaloclastos de cuarzo, que se presentan angulosos a subangulosos. En el mismo sitio otras muestras tienen mayor porcentaje de cristaloclastos de oligoclasa (An 20-30%) con alteración arcillosa y pocos litoclastos de felsitas. La pasta fluye arremolinándose alrededor de los porfiroclastos como un "flujo turbulento", portando pequeños cristaloclastos angulosos de cuarzo.

Entre los representantes lávicos con texturas fluidales se destacan las que están ubicados próximos al puesto de López. Se trata de riolitas con fluidalidad bien marcada con filetes continuos, claros, de composición sílico-feldespatica que se flexionan a lo largo del contorno de los fenocristales; éstos son de andesina (An 34%), rotados y quebrados a lo largo de cuyas fracturas penetra la pasta; algunos se reúnen formando glomérulos de dos o tres cristales. Otras bandas, más oscuras, son de composición vítrea más o menos impregnadas por óxidos de hierro opacos y con alteración arcillosa del feldespatos formado por la devitrificación; muy pocos fenocristales se desarrollan en estas bandas.

Vulcanitas con texturas granofíricas que en cierta medida representan ejemplos de mayor devitrificación se presentan en algunas localidades. Una de ellas es cerca de la ruta Mengué-Comallo, frente a la laguna Pilahue, donde las esferulitas se presentan más o menos soldadas entre sí, coalesciendo en una base también desnaturalizada. Las esferulitas son de cuarzo-feldespatos fibroso-radiados. La pasta es un agregado fino de cuarzo, feldespatos posiblemente alcalinos y sericita/moscovita según su granulometría. La roca tiene escasos fenocristales de feldespatos (oligoclasa An 20%) que forman agregados de 2-3 individuos o se presentan aislados.

En una sola localidad se ha podido ver una textura perlítica relicta, es poco al sur de C. Calfupán. Esta muestra ha sufrido un proceso de devitrificación que originó el crecimiento de un agregado equigranular cuarzo-feldespatico, con cristalitos y longulitos cuyo cuerpo resalta por un material pulverulento opaco, de igual naturaleza que el que se ubica en los límites de las perlitas. En la misma roca se ven fenocristales de oligoclasa (An 26%), cortados por grietas ahora ocupadas por la pasta; alteran a agregados sílico-sericíticos. En los sectores donde se han desarrollado esferulitas casi todas parecen teñidas por una pátina arcillosa que a mayor aumento se resuelve en minúsculos grumos pulverulentos. Se ven manchas irregulares en distribución y tamaño de óxidos de hierro de color rojizo-amarillento a verde amarillento.

Con relación a la edad de la Formación Garamilla se acepta que su edad es triásica tardía y se la correlacio-

na con la Formación Los Menucos; Pesce (1976) proporciona una edad de 190 ± 10 Ma que corresponde a uno de los bancos portadores de una flora fósil, próximo a la localidad de Los Menucos, Río Negro.

Diorita Jara (Núñez y Cucchi 1990). Tres cuerpos alargados en dirección aproximada NNE-SSO de hasta 5 kilómetros de largo hasta 2 kilómetros de ancho representan esta unidad plutónica llamada Diorita Jara por Núñez y Cucchi (1990) y estudiada con más detalle por Cucchi (1991a). Se las encuentra a lo largo de la ruta que une Mengué con Comallo. Tienen composición variable entre dioritas cuarcíferas, dioritas y aun gabros incluso dentro de un mismo cuerpo. La litología más representativa corresponde a una diorita, de color gris y de grano fino. La textura es granular hipidiomórfica y mineralógicamente consisten de cristales zonados de andesina (An 40%) con feldespato potásico y cuarzo subordinados a la plagioclasa; los mafitos más abundantes son hornblenda verde y biotita castaña. Hay variedades con piroxenos y en el cuerpo de Palenque de Piedra, al noroeste de Laguna Blanca, hay labradorita (An 54%) lo que confirma la variación composicional dentro de un mismo cuerpo así como la existente entre ellos. Así, en el stock de Cañumil, hay labradorita (An 62%) valor máximo registrado en los tres cuerpos. También son abundantes los minerales opacos y entre los minerales accesorios epidoto, apatita, calcita y turmalina.

Queda por mencionar que una de las características de estas rocas consiste en la textura de intercrecimiento del cuarzo tanto con feldespato potásico como con plagioclasa, es decir texturas micrográficas y mirmequíticas, respectivamente, que corresponden a fenómenos póstumos de la cristalización y que resultarían del crecimiento simultáneo en una situación de desequilibrio cinemático (Fenn, 1986 en Cucchi 1991a).

En la región los cuerpos de la Diorita Jara intruyen a la Formación Mamil Choique y uno de ellos, el más próximo a Aguada del Zorro, intruye además en su borde occidental al Granito Cayupil. En relación con su ubicación temporal se cuenta con una edad K/Ar de 170 ± 10 Ma (Cucchi 1991a) o sea del Jurásico Medio.

Formación Taquetrén (sensu Nullo y Proserpio 1975). Las vulcanitas de la Formación Taquetrén se presentan distribuidas en forma irregular en varios sectores de la comarca de los cuales los más importantes son los ubicados al norte, al naciente del cerrito Cura Laufquen y entre la laguna Morales y el puesto de López; los situados al norte de Llanca; en el sector oriental de la comarca hay asomos ahora desconectados entre sí hacia el este del puesto de Lincomir. Casi sin excepción están sobrepuestos a las vulcanitas triásicas de la Formación Garamilla. En las fotografías aéreas se reconocen por su tonalidad más oscura.

Se trata de rocas finas, porfíricas, de colores variados, predominando los tonos verdosos, gris rojizos, a veces abigarrados. Presentan tres tipos principales de texturas: a) porfírica correspondiente a la facies lávica;

b) afírica o con un porcentaje de fenocristales muy bajo; c) aglomerádicas-brechosas-porfiroclásticas según sean sus elementos.

La facies lávica está bien representada en una faja al este de Cura Laufquen y al norte de M. Cayú. De esta faja provienen rocas porfíricas o casi afíricas. En las primeras los fenocristales son de plagioclasa, que puede variar de oligoclasa a andesina, por lo común en cristales aislados o formando glomérulos; en muchos de ellos se forman rebordes de la pasta microgranular o criptocristalina cuya alteración argílica resalta sus contornos. Algunos de estos fenocristales son zonales con alteración saussurítica. Además de plagioclasa se presentan fenocristales de hornblenda y de biotita a veces parcialmente cloritizados. En los asomos más orientales de la comarca hay andesitas con fenocristales de hornblenda y de biotita; los primeros están mejor desarrollados que los de biotita. La pasta en general es un agregado microcristalino de cuarzo-feldespato; en parte conserva estructuras esferulíticas propias de la desnaturalización del vidrio, si bien en la mayor parte de las muestras es cristalina a holocristalina como poco al oeste de J. Catrimán, con oligoclasa y gránulos de piroxeno.

A 1 km al sur de M. López se observa una textura porfiroclástica con cristaloclastos de plagioclasa (oligoclasa-andesina) muy angulosos y tamaño muy variado, entre 0,1 a 2 mm, y algunos litoclastos de ignimbritas (con texturas eutaxíticas), de pasta felsítica. La proporción de cristaloclastos puede ser muy alta de hasta el 45-50%

Por último, en los afloramientos ubicados al oeste de Laguna Blanca 2 km al sudoeste de T. Brusain, se presentan litoclastos accidentales de cuarzo, policristalino, deformado, procedente del basamento cristalino subyacente y un alto porcentaje, 15-20%, de litoclastos de ignimbritas y de litoclastos andesíticos.

La Formación Taquetrén, en la región, apoya sobre la Formación Mamil Choique, el Granito Cayupil, el Monzodioritoide Almacén Michihuao y sobre la Formación Garamilla.

Se puede establecer una correlación con la Formación Taquetrén presente en las hojas geológicas Paso Flores (Nullo 1979) e Ingeniero Jacobacci (Coira 1979) vecinas de la del presente estudio y con la hoja Lipe-trén (Nullo 1978) sobre la base de características petrográficas y relación espacial post-Formación Garamilla. En cuanto a la edad de esta unidad hay una datación de 136 ± 6 Ma en su sección inferior (Coira 1979) lo que la ubica en el Jurásico Tardío.

Sedimentitas cretácicas, terciarias y efusiones basálticas cenozoicas

Con posterioridad a las efusiones lávicas jurásicas representadas por la Formación Taquetrén se instala una cuenca cretácica que se inicia con depósitos continentales y prosigue con ingresiones marinas someras.

A continuación se inicia un extendido episodio piroclástico y de derrames basálticos de amplia difusión areal y culmina con las efusiones de basaltos holocenos.

Formación Angostura Colorada (Volkheimer 1973). La Formación Angostura Colorada, establecida por Volkheimer (1973) está constituida esencialmente por areniscas líticas, areniscas líticas calcáreas, limolitas y arcilitas de colores por lo común rojos, castaño-rojizos y rosados. Los escasos asomos de esta unidad están restringidos a una pequeña faja, en el sector sureste, continuación de los reconocidos por Coira (1979) al noreste de Ingeniero Jacobacci.

En general en el área estudiada se reconoce una alternancia de niveles de areniscas y pelitas en tanto que los niveles psefiticos están muy restringidos. Uno de estos niveles se presenta al norte del camino que lleva de la ruta provincial 6 (ex ruta nacional 242) a la mina Clara. Aquí afloran conglomerados polimícticos con rodados de 5 a 30 centímetros y areniscas conglomerádicas, de color rosado suave, con estratificación entrecruzada mediana, en bancos de 10-15 centímetros que se encuentran a su vez enmarcados en bancos más gruesos de 80 a 100 centímetros de espesor; estos bancos tienen rumbo este-oeste e inclinan 20° al sur. La matriz de estos conglomerados es arenosa, gruesa, con clastos subredondeados de 5 a 10 mm hasta 5 a 6 cm de diámetro.

La mineralogía de las areniscas consiste de cuarzo, por lo común subanguloso, frecuentemente con reabsorción de sus bordes por la acción del cemento; feldespato potásico y oligoclasa-andesina redondeados a subangulosos; como accesorios se pudo hallar hornblenda, minerales opacos, titanita, circón. El cemento es casi siempre calcáreo y puede llegar a formar agregados granosos subesparíticos que pueden llegar a provocar corrosión en los granos de cuarzo y feldespatos.

Entre los litoclastos abundan los de vulcanitas, en especial ignimbritas de la Formación Garamilla; también vitroclastos desnaturalizados posiblemente de igual procedencia.

Coira (1979) ha propuesto ambientes oscilantes de depósitos lacustres y fluviales sobre la base de la alternancia de niveles pelíticos de laminación paralela fina con otros con estratificación entrecruzada; de este tipo son los afloramientos descritos en este trabajo.

En el área de estudio la Formación Angostura Colorada apoya, en discordancia sobre la Formación Garamilla y a su vez sirve de base a la Formación Coli Toro, en relación de concordancia.

En cuanto a su edad, la Formación Angostura Colorada podría pertenecer al Campaniano; Volkheimer (1973) y más al sur Coira (1979) registran a estos depósitos cubiertos por los depósitos marinos, maastrichtianos, de la Formación Coli Toro.

Formación Coli Toro (Bertels 1969). Se agrupan en la Formación Coli Toro las areniscas líticas, a veces calcáreas, de color gris amarillento muy claro, que intercalan con limolitas calcáreas y arcilitas grises y verdosas y calizas esparíticas.

La distribución areal está limitada a un pequeño sector al sureste de la comarca estudiada, afloramiento que es prolongación de los del sur señalados por Coira (1979). En dicho sector la unidad apoya sobre las formaciones Angostura Colorada o Garamilla y sobre ella apoyan el Basalto Mesaniyeu y sus deslizamientos.

Las areniscas líticas, que son las más representativas de los integrantes de esta formación, tienen fragmentos líticos, subredondeados a subangulosos; los más abundantes son granitoides alterados y vulcanitas por lo general con vidrio desnaturalizado. Los cristaloclastos más comunes son de cuarzo, plagioclasa ácida a intermedia y feldespato potásico predominando los subangulosos.

En lo que hace a la edad de la Formación Coli Toro según lo señala Bertels (1969) por su contenido paleontológico corresponde asignarla al Maastrichtiano Temprano a Medio.

Formación Bajada de los Ingleses (Cucchi 1998). La Formación Bajada de los Ingleses (Cucchi 1998) está integrada por areniscas tobáceas de grano mediano a fino, poco consolidadas, de color gris blanquecino y tufta de igual coloración.

Se encuentra su localidad tipo a unos 25 km al noreste de Ing. Jacobacci, sobre la ruta provincial 6, al este de esta ruta justamente en el paraje conocido como Bajada de los Ingleses o Cuesta del Inglés, en el sector sureste de la región investigada.

La unidad aparece por debajo de un basalto de color castaño, con alteraciones ferruginosas y clorítico-arcillosas, escoriáceo, con vesículas de 1 a 15 centímetros, esféricas y elipsoidales; al que se denominó Basalto Tiltico (Cucchi 1998).

Por debajo de este basalto asoman las areniscas tobáceas en cuestión, de color rojo ladrillo, provocado por el efecto térmico de las coladas basálticas superiores, efecto que no alcanza más de 50 a 120 centímetros. Por debajo y sin el efecto óptico señalado siguen areniscas tobáceas, de color castaño grisáceo claro, de no más de 2 metros de espesor y cuya base está oculta.

La composición de ambas capas es semejante; consiste de plagioclasa, a veces zonal, de composición variable de andesina básica a labradorita; aglomerados arcilloso-cloríticos; vidrio volcánico desnaturalizado o trizas más frescas; fragmentos de ignimbritas y pumicitas así como caolinita con su típica estructura en forma de acordeón.

A pesar de la reducida extensión y del poco espesor de este afloramiento su importancia reside en el hallazgo del resto de un molar inferior de *Notohippidae* cuyo biocrón es del Eoceno a Mioceno temprano; estos restos descritos por M. Bond y M. Soria (comunicación personal) corresponden con dudas, a la edad mamífera deseada, Oligoceno inferior a medio, pues las rocas que los cubren, Basalto Tiltico, que tienen por encima a la Formación La Pava, se correlacionarían con los basaltos de la Formación Cerro Petiso del Mioceno Temprano a Medio.

En áreas vecinas al noroeste de Maquinchao y noeste de Ingeniero Jacobacci, Pascual *et al.* (1984) citan la presencia de mamíferos de la misma edad referidos por Sepúlveda en la zona de Coli Toro y por Nández al noroeste de Maquinchao (en Pascual *et al.* 1984).

Formación Cerro Petiso (Rolleri *et al.* 1976). La Formación Cerro Petiso está formada por coladas de basaltos olivínicos que se disponen por debajo de las formaciones La Pava o Collon Curá, según la región. Galli (1969) la designó como "Basalto 0" pues es anterior a la Formación Collón Curá que a su vez es coetánea con el Basalto I.

En la comarca estudiada se halla en asomos aislados situados al norte del puesto Cayupil y al oeste de Laguna Blanca; al noroeste del puesto Cayupil se puede observar la relación infrayacente de esta unidad con la Formación Collón Cura.

Los basaltos son olivínicos, de color negro, negro azulado y negro parduzco, a veces con alteración castaño-rojiza. En alguna coladas se ven vesículas ovaladas y subovaladas rellenas muchas veces con ceolitas y algo de carbonato; presentan disyunción esferoidal que no se debe confundir con estructuras en almohadilla.

Tienen textura intersertal con pequeños fenocristales zonales de labradorita, de clinopiroxeno, de olivina y algo de magnetita; como minerales de alteración hay clorita e iddingsita; en la pasta microlitos de plagioclasa.

Al norte del cerro Petiso, frente a la desembocadura del arroyo Comallo, en la hoja Piedra del Aguila (Galli 1969) se ha determinado la edad de un basalto de esta formación, proveniente del cañadón del Tordillo, el que arrojó una edad K/Ar de $16,1 \pm 0,6$ Ma (M. Franchi, comunicación personal) es decir del Mioceno Medio, la que se adopta para este trabajo.

Basalto Tiltilco (Cucchi 1998). El Basalto Tiltilco aflora en el ángulo sudeste de la comarca; está compuesta de basaltos olivínicos de color negro azulado, castaño rojizo oscuro, son más o menos vesiculares, en cuyo caso las vesículas esferoidales o achatadas varían de 1-2 milímetros de diámetro a 2-3 centímetros de largo; pueden estar rellenas con material carbonático y/o ceolitas.

La textura de estos basaltos es porfírica con fenocristales de olivina y clinopiroxeno dispuestos en una base de textura afieltrada con tablillas de plagioclasa y vidrio intersticial, así como gránulos de clinopiroxeno, olivina y un mineral opaco. El porcentaje de los fenocristales no supera el 10% del total.

La plagioclasa es labradorita (An_{31-40}) mientras que el clinopiroxeno es una augita titanada de color castaño violáceo suave. El vidrio no llega a alterar a clorita y se ven, a su vez, cristales finos y esqueléticos de un mineral opaco.

En las variedades africanas la textura es pilotáxica y la olivina está más alterada a iddingsita que en los tipos porfíricos; a su vez la plagioclasa tiene un rango de composición más amplio (An_{20-64}) con muchos gránulos de olivina y clinopiroxeno.

La edad de esta unidad está referida a su posición

por encima de la Formación Bajada de los Ingleses y por debajo de la Formación La Pava y si bien puede considerarse preliminar, se la asigna al intervalo post-deseadense y pre-friasense. O si se prefiere y acepta su probable correlación con el Basalto Cerro Petiso su edad puede asignarse al Mioceno Medio.

Formación La Pava (Nullo 1978). La Formación La Pava está formada por tufitas y en menor proporción por areniscas, ambas de color castaño claro a ocre. Presenta buena estratificación, con bancos de alrededor de 20 a 30 centímetros de espesor. En esta unidad se hallan a menudo niveles de paleosuelos con nidos de escarabeidos y véspidos, niveles en los que se observa, además, pedotúbulos, oquedades y finos canales y también niveles prismáticos y poliédricos de macropedes. Cuando estos niveles están exhumados sus superficies son mameliformes y su color es ocre, lo que en conjunto constituyen guías para el reconocimiento de la formación.

Ya que la Formación La Pava se ha depositado sobre un paleorelieve sus capas pueden estar inclinadas al adaptarse a las geformas previas sin que ello implique ninguna acción tectónica pues la capas subyacente mantienen su posición horizontal original.

En el puesto Hernández, debajo del Basalto Mesaniyeu y apoyando sobre el Basalto Tiltilco se ha reconocido el siguiente perfil de la Formación La Pava, de arriba hacia abajo:

1) Basalto Mesaniyeu.

2) 18 metros de tobas de color rojo ladrillo en su parte superior, por la acción térmica del basalto suprayacente; hacia abajo el color va pasando gradualmente de rosado a castaño ocráceo y gris amarillento. Estas tobas son vítreas, de grano medio. Se presentan en bancos de 40 a 60 centímetros de espesor con intercalaciones de lapillitas claras de 15 a 20 centímetros de potencia. Hacia la base de estas tobas hay niveles de paleosuelos con estructuras pedogenéticas como pedotúbulos y/o crotoxinas y restos de nidos de escarabeidos y véspidos.

3) 25 metros de tufitas arenosas, gris blanquecinas, con niveles endurecidos de paleosuelos color castaño oscuro a chocolate con numerosos nidos de véspidos y escarabeidos y concreciones esferoidales.

4) 7 metros de tufitas gris verdosas, con estructuras pedogénicas, nidos de escarabeidos y restos de madera silicificada.

5) 18 metros de tufitas arcillosas de color castaño amarillento, intercaladas con tufitas arcillosas gris blanquecino con niveles de paleosuelos.

6) Basalto Tiltilco.

Al sur, fuera de la región en estudio, en niveles de esta unidad se han descrito, (Casamiquela, 1963) y luego por Pascual *et al.* (1984) mamíferos friasenses, por lo cual la edad de la Formación La Pava se ubica en el Mioceno Medio.

Formación Collon Curá (Roth 1899). La Formación Collon Curá se distribuye en el límite occidental de la comarca analizada y en sectores aislados por debajo del

Basalto Mesaniyeu, en el sector sur-central. Según Galli (1969) sus componentes piroclásticos representan un episodio o ciclo volcánico de extraordinaria difusión areal.

Los afloramientos del sector occidental son continuación de los de la facies clástica superior mapeados por Nullo (1979) y está constituida por tobas retrabajadas y su composición varía de vitrolítica a vitrocrystalina y pueden estar devitrificadas. La relación clastos-matriz vitroclástica es de 40/60%, respectivamente. Son rocas castaño-grisáceo claras, cuyos cristaloclastos son de cuarzo, oligoclasa poco zonal y el fémico predominante es biotita. Los litoclastos son angulosos de vulcanitas porfíricas y tobas siendo raros los de granitoides.

En los sectores sur-centrales que subyacen a los basaltos predomina en cambio la facies piroclástica formada por tobas vitroclásticas, riolíticas y riolíticas, de color blanco a gris muy claro con tonos rosados cuando se alteran. Están compuesta de cuarzo, sanidina, plagioclasa, escasa biotita en una base vítrea, vesiculada. Las trizas vítreas están desnaturalizadas, en proporciones variables.

En relación con la edad de la Formación Collon Curá dataciones de ignimbritas de la facies piroclástica indican Mioceno Medio (Marshall *et al.* 1977) edad que Pascual *et al.* (1984) ratifican por la presencia de mamíferos friasenses.

Basalto Mesaniyeu (Miembro Loma Alta Coira 1979; emend. Cucchi 1998). Se da el nombre de Basalto Mesaniyeu a los basaltos que anteriormente Coira (1979) designó bajo el nombre de Miembro Loma Alta del Basalto La Cabaña. Se adopta el nombre de la sierra de Mesaniyeu para nominar esta unidad pues sus extensos asomos ocupan dicha sierra; allí afloran varias coladas de basaltos olivínicos en los que se reconocen lavas con estructura cordada así como superficies tipo Aa-Aa o corteza de pan. Son frecuentes las estructuras de disyunción columnar, con columnas de 2, 3 y 5 metros de altura, con plantas poliédricas, a veces hexagonales, de 50 a 70 centímetros de diámetro.

Los basaltos son porfíricos con fenocristales de olivina y plagioclasa, que varían entre el 5 y el 15%; ambos tipos de fenocristales por lo general son euhedrales con tamaños que oscilan entre 1 a 5 milímetros. Algunos basaltos tienen texturas cúmulo-porfíricas con intercrecimientos de clinopiroxeno y olivina. Se han observado también variedades afíricas o con menos del 5% de fenocristales.

La mineralogía de los basaltos está expresada por olivina, euhedral a subhedral, con alteración iddingsítica, a la que siguen, en orden de abundancia labradorita (An 55-65%), euhedral, y clinopiroxeno como augita titanada de suave color castaño-violáceo.

La pasta, con textura afieltrada y pilotáxica, está formada por tablillas de plagioclasa, de andesina básica a labradorita ácida, con orientación o no; en la pasta hay también olivina y abundantes granos de clinopiroxeno. Estos minerales se disponen en una base vítrea a des-

naturalizada, a veces cloritizada, con mucho material opaco en gránulos pequeños.

La edad del Basalto Mesaniyeu ha sido establecida por Cucchi (1998) como Mioceno Tardío pues está fijado por su posición post-Formación Collon Curá del Mioceno Medio.

Basalto Anecón Chico (Cucchi 1998). El Basalto Anecón Chico está representado por los bulbos lávicos que se encuentran en el sector sur occidental, en forma de pequeños conos aislados superpuestos al Basalto Mesaniyeu de los cuales el del cerro Anecón Chico es el más representativo. En efecto este cerro es un conito, coronado por un cráter, del que se ven coladas que corren hacia el suroeste formando pequeños escoriales. Hacia el este hay también escoriales dispuestos en los bordes de las coladas del Basalto Mesaniyeu que han sido asignados provisoriamente a esta unidad.

Se trata de basaltos olivínicos, vesiculares, de color castaño oscuro; tienen escasos fenocristales y numerosas vesículas que pueden alcanzar hasta un 30%. Las vesículas son esferoidales a elipsoidales y por lo común están rellenas con agregados finos clorítico-arcilloso-ceolíticos o carbonatos.

La pasta de estos basaltos es intersertal a pilotáxica y los fenocristales no llegan a superar el 10-15% del total de los componentes. Los fenocristales son de olivina, euhedrales a subhedrales, de 1,5 a 2 milímetros de largo; los de plagioclasa, de similar tamaño, son de labradorita básica; por último se ven algunos fenocristales de augita.

La pasta posee alrededor del 25 al 30% de vidrio, incoloro o castaño; está cargada de cristales esqueléticos de un mineral opaco además de magnetita, tablillas de labradorita ácida, a veces con zonalidad normal y corroídas por el vidrio de la pasta; también hay algo de clinopiroxeno asociado a magnetita esquelética.

Respecto de la edad, al Basalto Anecón Chico se lo asigna al Holoceno por similitud con otros escoriales y bulbos volcánicos como los del Basalto Cráter cercanos a Comallo (Nullo 1979), y el cerro Horqueta de la hoja Ingeniero Jacobacci (Coira 1979).

Depósitos de remoción en masa. Los depósitos de asentamiento o deslizamiento son los que se hallan en los bordes de las mesetas, en especial en los llamados "rincones". Consisten de materiales mixtos de composición tobácea, volcánica y sedimentos que incluyen bloques y fragmentos angulosos de basaltos, de espesor variable y no fácil de medir. Es común que los bloques deslizados inclinen en sentido opuesto a la pendiente del deslizamiento conformando un relieve abrupto, caótico, con los bloques y fragmentos inmersos en una masa de material más o menos deleznable de los depósitos infra-yacentes, por lo común arenoso-arcilloso-tobáceo.

Depósitos de ladera, planicies aluviales y cubetas. Se agrupan bajo esta denominación los depósitos ubicados en los lechos de los arroyos y cauces secos, los depósitos de acarreo de las laderas de las serranías y las arenas eólicas.

Los depósitos acumulados en los cauces constan de rodados, gravas, arenas y limos siendo de poco espesor. Los de ladera están constituidos por clastos angulosos, de poco transporte, detritos y arenas provenientes de la meteorización *in situ* de la roca; por lo general son de escaso espesor.

Estructura

La estructura de la comarca está regida, en términos generales por los sistemas de fracturación de Comallo y Gastre establecidos por Coira *et al.* (1975) que actuaron sobre el basamento cristalino y que tendrían un definido comportamiento tensional según Coira (1979). La comarca está situada al norte de la zona de cizalla "Los Chilenos" y al este de la fractura "Comallo" (Coira *et al.* 1975). La estructura rígida del basamento cristalino está limitada al sector noroccidental de la comarca estudiada, es decir donde aflora la Formación Mamil Choique. En el resto de la región la cobertura volcánica, ya sea la basáltica del extremo norte de la meseta de Carilauquén o la de las ignimbritas y vulcanitas mesozoicas de las formaciones Garamilla y Taquetrén ocultan la tectónica pre-mesozoica. En los diferentes granitoides, la carencia de deformación interna estaría indicando su naturaleza posttectónica.

Del análisis de los lineamientos se infiere la existencia de subdominios estructurales en el basamento rígido cuya naturaleza se reconoce por la presencia de estructuras de diferente posición.

Algunas de estos lineamientos estructurales fueron reactivados con posterioridad y afectaron a diversas unidades litológicas como las formaciones Garamilla y Taquetrén, tanto en la comarca como en áreas vecinas.

Este es el caso de lo que ocurre en la Formación Garamilla que aflora al norte de la Cuesta o Bajada de los Ingleses donde se determinó un movimiento levógiro de mantos ignimbriticos de rumbo noroeste desplazados por una fractura de rumbo noreste. Al norte de Laguna Blanca existe un caso similar pues allí mantos de rumbo oeste son cortados por una fractura de rumbo norte con desplazamiento levógiro de decenas de metros.

En el basamento, representado por las formaciones Mamil Choique y Cushamen, especialmente en la primera, se pueden observar pequeñas fracturas que desplazan a diques ácidos asociados por lo común con la intrusión del Leucogranito Lipetrén y sus cuerpos satélites.

Con cambio, en la Formación Cushamen, por su litología con predominio de minerales laminares es posible observar la superposición de otra fase de deformación como lo atestigua la crenulación del clivaje, en aquellos pocos casos donde ella se observa.

Quizás se pueda acotar una primera fase de deformación, más intensa, penetrativa, que afecta a las rocas

más antiguas seguida de otra que llega a afectar a la Formación Taquetrén por lo que el lapso de mayor actividad de la primera fase estaría comprendido en el Paleozoico y el de la segunda entre el post-Taquetrén y el pre-Terciario.

No hay demasiados marcadores estructurales que nos posibiliten o ayuden en la tipificación de los lineamientos y fracturas. A los ya nombrados de las formaciones Garamilla y Taquetrén se pueden agregar los diques ácidos, algunos de ellos correspondientes al Leucogranito Lipetrén, que afectan a la Formación Mamil Choique, emplazados algunos de ellos en sectores distensivos, en una disposición *en echelon*.

En relación con los cuerpos de la Diorita Jara que afloran de Pilahue al sudoeste tienen una relación máxima largo/ancho de 7 a 1. El espacio para su intrusión podría estar generado por un régimen extensional de carácter regional en el cual el eje principal de strain mínimo es perpendicular a los ejes mayores de los cuerpos. No se han observado estructuras asociadas a presiones ejercidas por la intrusión magmática como por ejemplo diques radiales y no se observan tampoco estructuras deformacionales internas en los cuerpos mientras que en la roca de caja la estructura interna es anterior al emplazamiento de estas plutonitas.

Agradecimientos

Se agradece a M. Franchi la lectura crítica de este trabajo, a las autoridades del Segemar la autorización para publicarlo, a Graciela Greco por el mapa geológico y a los revisores R. Varela y D. Gregori por sus oportunas observaciones. Este agradecimiento se hace extensivo a los pobladores de la zona cuya valiosa ayuda facilitó las tareas de campo del autor.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bertels, M., 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en la Patagonia septentrional. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (1): 41-54.
- Casamiquela, R. M., 1963. Historia geológica del valle de Hualfue, área extrandina del suroeste de la provincia de Río Negro, República Argentina (con énfasis en el Pleistoceno). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 24 (3): 287-329.
- Caminos, R. L y Llambías, E., 1984. El basamento cristalino. Relatorio del 9º Congreso Geológico Argentino. 1:37-63. San Carlos de Bariloche.
- Cazau, L., 1972. Cuenca Ñirihuao-Ñorquinco-Cushamen. Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 1149-1171. Córdoba.
- Coira, B. 1979. Descripción geológica de la hoja 40 d, Ingeniero Jacobacci, Servicio Geológico Nacional, Boletín 168: 1-94. Buenos Aires.
- Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V.A., 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nord-

- patagónico (Prov. de Río Negro y Chubut) República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30(3): 361-383.
- Cucchi, R. J. 1989. Descripción geológica de la hoja 39 d, Añecón Chico, Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Informe inédito.
- Cucchi, R. J., 1991a. Las plutonitas de Pilahué, intrusivos jurásicos en el sector occidental del Macizo Nordpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46: 181-188.
- Cucchi, R. J., 1991b. Magmatismo mesozoico en el Batolito de Somuncura, Argentina, provincia de Río Negro. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes Expandidos: 538-542.
- Cucchi, R. J., 1992. Secuencias plutónicas en el margen occidental del Macizo Nordpatagónico, provincia de Río Negro. *Actas del 8° Congreso Latinoamericano de Geología y 3° Congreso Geológico de España*, 4: 179-183. Salamanca.
- Cucchi, R.J., 1993 a. Geology and Gondwanic Magmatic Sequences in Western Somuncura Massif, Meneuc - Palenqueniyeu area, Río Negro province, Argentina. *Comptes Rendus 12° International Congress on Carboniferous and Permian Geology*, 2: 191-202.
- Cucchi, R.J., 1993b. La Formación Lipetrén en el marco del Gondwana: sector occidental del Macizo Nordpatagónico. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino*, 4: 105-112.
- Cucchi, R.J., 1998. Hoja geológica 4169-I, Piedra del Aguila. *Boletín 242*: 1-76. Segemar. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C.A. y Varela, R., 1990. El basamento de la región occidental del Macizo Norpatagónico. *Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 11-14.
- Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C.A., 1991. Los granitoides de Chasicó-Mencué, Macizo Norpatagónico, Río Negro. Su implicancia geotectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (3-4): 189-200.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C.A. y Aragón, E. 1994. The Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. *Journal South American Earth Sciences*, 7: 377-386.
- Galli, C.A., 1969. Descripción geológica de la hoja 38 c, Piedra del Aguila. Provincias del Neuquén y Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería. *Boletín 111*: 1-67. Buenos Aires.
- González, P.D. y Cucchi, R. J. 1994. Las metamorfitas y granitoides de Mencué, sector occidental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro, Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1051-1056.
- Llambías, E. J., Caminos, R. y Rapela, C. W., 1984. Las plutonitas y vulcanitas del ciclo eruptivo gondwánico. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 85-117.
- Linares, E., Cagnoni, M.C., Do Campo, M.D. y Ostera, H.A. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks in southeastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. *Journal South American Earth Sciences*, 1 (1): 53-61.
- Linares, E., Haller, M.J., Ostera, H.A., Cagnoni, M.C. y Galante, G. (1997). Radiometric ages of the crystalline basement of Río Chico region, Ñorquinco department, Río Negro province, Argentina. *South American Symposium on Isotope Geology*. 1: 170-175. Campos do Jordao, San Pablo, Brasil.
- López de Luchi, M. G., 1994. Geología de las unidades plutónicas del Macizo Nordpatagónico en la zona de Río Chico-Mamil Choique, provincia de Río Negro, República Argentina. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 91-95.
- Marshall, L., Pascual, R., Curtis, C. H. y Drake, R. E., 1977. South American geochronology: radiometric time scale for Middle to Late Tertiary mammal-bearing basins in Patagonia. *Science* 195: 1325-1328.
- Nullo, F. E., 1978. Descripción geológica de la hoja 41 d, Lipetrén, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, *Boletín 158*: 1-88. Buenos Aires.
- Nullo, F. E., 1979. Descripción geológica de la hoja 39 c, Paso Flores, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, *Boletín 167*: 1-70. Buenos Aires.
- Nullo, F. E. y Proserpio, C. 1975. La Formación Taquetrén en Cañadón del Zaino (Chubut) y sus relaciones estratigráficas en el ámbito de la Patagonia, de acuerdo a la flora. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30: 133-150.
- Núñez, E. y Cucchi, R. J., 1985. Descripción Geológica de la hoja 38 d - Mencué, provincias de Río Negro y Mencué. 57 p. (Inédito). Segemar, Buenos Aires.
- Núñez, E. y Cucchi, R. J., 1990. Estratigrafía del sector noroccidental del Macizo Nordpatagónico en los alrededores de Mencué, provincia del Río Negro, República Argentina, *Actas del 10° Congreso Geológico Argentino*, 2: 125-128.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Caminos, R., Llambías, E. y Parica, C. 1992. A revised age for the granites of the Central Somuncura Batholith, North Patagonian Massif. *Journal South American Earth Sciences*, 5 (3/4): 321-325.
- Pankhurst, R.J., Caminos, R. y Rapela, C.W., 1993. Problemas geocronológicos de los granitoides gondwánicos del Nahuel Niyeo, Macizo Norpatagónico. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 99-104.
- Parica, C., 1986. Resultados geocronológicos preliminares de la Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (1-2): 201-205.
- Pascual, R., Bondesio, P., Vucetich, M.G. Scillato Yane, G. J., Bond, M. y Tonni, E. P., 1984. Vertebrados fósiles cenozoicos. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 539-561.
- Pesce, A.H., 1976. Hallazgo de rocas ignimbríticas con flora fósil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 31(2): 139-140.
- Proserpio, C. A., 1978. Descripción geológica de la hoja 42 d, Gastre, provincia del Chubut. Servicio Geológico Nacional. *Boletín 159*: 1-75. Buenos Aires.
- Rapela, C.W y Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the break-up of Gondwana. En: Storey, B.C, Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (Eds): *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*. Geological Society, Special Publication 68: 209-220.
- Rabassa, J., 1974. Geología de la región de Pilcaniyeu-Comallo, Provincia de Río Negro, Argentina. *Publicación 17*: 1-128. Fundación Bariloche, San Carlos de Bariloche.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F., 1977. Descripción geológica de la hoja 41 c, Río Chico, Servicio Geológico Nacional, *Boletín 148*: 1-77. Buenos Aires.
- Rolleri, E. O, Guichon, M. A., Rabassa, J y Scanavino, R. A., 1976. Estudio geológico del valle del río Limay, entre Piedra del Aguila y Paso Limay (provincia del Neuquén y Río Negro). *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1: 256-265.
- Roth, S., 1899. Apuntes sobre la Geología y Paleontología del Río Negro y Neuquén. Museo de La Plata, *Revista*, 9: 141-197.
- Rovereto, C., 1911. Sulla geomorfologia del lago Nahuel Huapi e della valle del río Negro. *Reale Accademia dei Lincei, Annali*: 20: 524-527.
- Sesana, F., 1968. Rasgos petrológicos de la comarca de Río Chico, Río Negro. *Actas 3° Jornadas Geológicas Argentina*, 3: 99-107. Salta.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F, Baulies, O. y Martínez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 7-98.
- Turner, J. C. M., 1965. Estratigrafía de la comarca Junín de los Andes (provincia de Neuquén). *Academia Nacional de Ciencias en Córdoba. Boletín 44*: 5-51.

- Turner, J.C.M., 1973. Descripción geológica de la hoja 37 a,b, Junín de los Andes, provincia del Neuquén. Boletín 138: 1-86. Buenos Aires.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 23(2): 85-107.

- Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (provincia de Río Negro, Patagonia). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28 (1): 13-36.

Recibido: 20 de julio, 1998

Aprobado: 7 de setiembre, 1999

Geoformas y suelos en el Valle del Río Traful, Provincia del Neuquén

José A. FERRER, Fernando X. PEREYRA y Daniela VILLEGAS

*Departamento de Ciencias Geológicas. FCE y N - Universidad de Buenos Aires
Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1428 Buenos Aires, Argentina*

ABSTRACT. *Landforms and soils in the Traful River Valley, Neuquén Province.* The Andes Patagónicas Region is characterised by the presence of strong west-east bioclimatic, geomorphological and lithostratigraphical gradients, that controlled the genesis and geographical distribution of soils. In this contribution soil-landscape relationships in a sector of a transitional zone in the northern Andes Patagónicas are studied. The Traful River valley is located in Neuquén Province approximately at 40°40'S and 71°15'W. Diverse geomorphological units were distinguished which were formed through glacial and fluvio-glacial action, and partially modified in recent times by fluvial and eolian processes and by mass wasting. Holocen ashes and lapilli were deposited in different volcanic events and constitute the soils' main parent material. We recognize soils belong to three orders: entisols, mollisols and andisols. A strong gradient of variations in soils properties was observed. The Andisolization process decrease with distance from the Cordillera zone.

Introducción

La Región Andino-Patagónica se caracteriza por poseer acentuados gradientes bioclimáticos, geomórficos y litoestratigráficos que han incidido en la distribución geográfica de los suelos así como en sus propiedades. Estas variaciones tienen su máxima expresión en sentido oeste-este. Diversos autores han estudiado el gradiente pedológico de los Andes Patagónicos, con diferentes criterios y métodos (acorde con la época en la que fueron realizados). Entre esos aportes destacan los ejecutados por Laya (1969a, b y c, 1977), Rosell *et al.* (1971), Irisarri *et al.* (1980 y 1991), Aparicio (1986), Colmet Daage *et al.* (1988) y Marcolin *et al.* (1988). Más recientemente un conjunto de investigaciones llevadas a cabo por integrantes de la E.E.A. INTA-Bariloche, y de la Universidad Nacional del Comahue, han sido expuestas en los Congresos Nacionales de la Ciencia del Suelo (XIV y XV), destacándose el uso de modernas técnicas analíticas (López *et al.* 1993; Colmet Daage *et al.* 1993, y Convenio Franco Argentino 1991).

Los aludidos gradientes pueden esquemáticamente segmentarse en dos zonas: una desde el límite internacional, abarcando las altas cabeceras y circundando buena parte de los lagos, y la otra, inmediatamente contigua, extendiéndose hasta el inicio de la zona extraandina. La zona oriental se encuentra surcada por importantes cursos de agua, emisarios de los lagos. Constituye una transición entre el régimen údico (aún perúdico) y el arídico, propio de la estepa patagónica. En la presente contribución se ha elegido al valle del río Traful, como representativo de esta zona transicional.

Localizada en el Departamento Los Lagos, Provincia del Neuquén (Fig. 1), el área de estudio se extiende

desde las inmediaciones del lago Traful hasta la confluencia del emisario homólogo con el río Limay. El piso del valle del río Traful se encuentra circunscripto a la cota de 800 m y los abruptos laterales alcanzan cotas del orden de los 1200 metros sobre el nivel del mar. Los objetivos de esta contribución son caracterizar los suelos y las geoformas presentes en la zona y analizar la influencia de los factores pedogenéticos en la formación y distribución de los suelos. El estudio se concentró esencialmente en el piso del valle hasta el inicio de los faldeos circundantes, cubriendo una superficie de 30 km².

Materiales y métodos

Para la elaboración de los mapas geomorfológico y de suelos, se utilizaron fotografías aéreas a escala 1:32000 (Servicio de Hidrografía Naval) y 1:60000 (I.G.M.) y fotomosaicos 1:50000 de Parques Nacionales. Posteriormente se realizaron los correspondientes controles de campo. Las descripciones de perfiles de suelos y la extracción de muestras fueron realizadas en calicatas abiertas ex profeso. La densidad de observaciones alcanzada fue de 1 cada 75 ha (Ferrer y Ourracriet 1988). En todos los sitios se practicó el test de Fieldes y Perrot (1966), para determinar la presencia de minerales amorfos. Los análisis de laboratorio fueron realizados por la Cátedra de Edafología de la Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional del Comahue.

En laboratorio se determinó el pH (en pasta y KCl) por el método potenciométrico, así como el pH en NaF según el método de Fieldes y Perrot (1966). El carbono orgánico mediante el método de Walkley y Black. Las

constantes hídricas fueron determinadas a 1/3 y 15 bares, con olla y membrana de presión respectivamente. La humedad del suelo secado al aire se midió por gravimetría. La capacidad de intercambio catiónico se determinó con acetato de amonio 1 N y pH 7. Las diferentes fracciones granométricas fueron obtenidas por el método de Bouyoucos. La retención de fosfatos fue medida según la técnica de Blakemore (citado por Colmet Daage 1993).

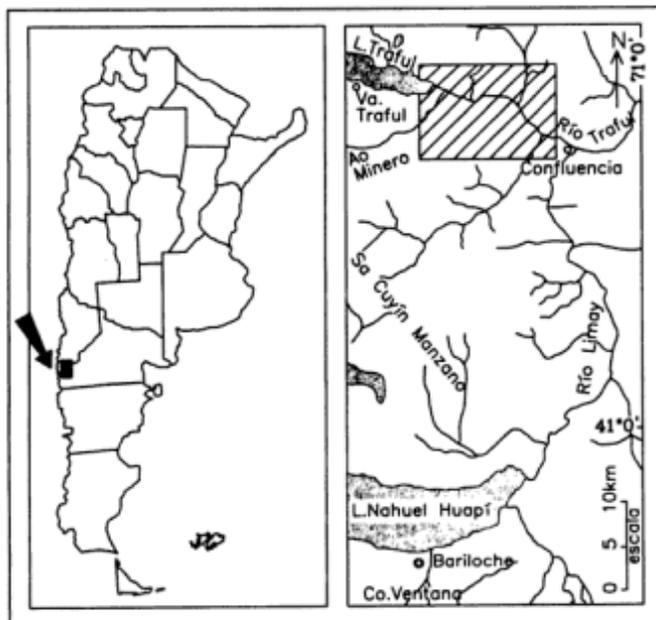


Figura 1: Ubicación del área estudiada.

Factores pedogenéticos

Factores bioclimáticos

El valle del río Traful se caracteriza por pertenecer a una zona de transición climática, con marcados gradientes entre sus extremos occidental y oriental. Los datos climáticos han sido tomados del estudio de Arroyo (1980). El tipo de clima (según la clasificación de Thornthwaite), es húmedo, mesotermal (templado fresco), con escasa deficiencia hídrica. La temperatura media anual es de 9°C, la mínima media anual es inferior a los 3°C y la máxima media anual de 15°C, con un período libre de heladas de 90 días. La humedad relativa media anual es del 70%. Se ha podido inferir una manifiesta diferencia entre los valores medios de precipitaciones entre la zona oriental y la occidental del sector estudiado: 700 mm y 1000 mm, respectivamente. En situaciones análogas se ha estimado un incremento de 70 mm por cada km en dirección al oeste (Ferrer *et al.* 1990). Las precipitaciones tienen una marcada estacionalidad: sólo el 25% ocurren en el período primavera - verano. La evapotranspiración potencial es de 600 mm (utilizando el método de Thornthwaite) produciéndose un déficit próximo a 100 mm en los meses de

diciembre, enero y febrero, en tanto que el exceso hídrico es de 350-500 mm para el período otoño - invierno.

Desde el punto de vista fitogeográfico, el área estudiada se halla incluida en la zona de transición (ecotono) entre las Provincias Patagónica al este y Subantártica al oeste. Predomina una estepa herbácea integrada por "coiron dulce" (*Festuca pallescens*), y diversas especies de *Stipa* y pequeños arbustos aislados. Hacia el este se vuelve más frecuente el "neneo" (*Molinum spinosum*). En las laderas occidentales de algunas lomas morénicas aparecen bosquecillos de ciprés (*Austrocedrus chilensis*), si bien son más frecuentes en las laderas rocosas del valle, orientadas al norte y al sur. Asociadas a las depresiones se presentan especies propias de una pradera hidrófila.

Hacia el oeste comienza la aparición del bosque de *Nothofagus*, primero el "ñire" (*Nothofagus antartica*) y, en los faldeos del valle, en la zona del lago Traful, la "lenga" (*Nothofagus pumilio*). El bosque se vuelve más denso al oeste de la zona estudiada, apareciendo *Nothofagus Dombeyi* ("Coihue"). Según Markgraf (1989) la línea ciprés/coihue-estepa se encuentra en la isohieta de 800 mm y a partir de los 2000 mm aparecen los primeros elementos de "bosque valdiviano", por lo que la región estudiada muestra esta transición entre un extremo y otro.

Factores geológicos

La geología de la roca de base está constituida por una asociación volcánica y piroclástica de edad eocena - oligocena, integrando la Formación Ventana, descrita en la región por González Díaz (1979). La misma, en la zona estudiada presenta variadas litologías predominando las andesitas, riolitas, ignimbritas y tobas de coloraciones rojizas, verdosas y gris-amarillentas. Esta secuencia corresponde a un volcanismo de arco, el cual, al desplazarse hacia el oeste, se vio afectado por un fallamiento característico de ambiente de retroarco y fue luego sometido a procesos erosivos. En este paisaje se depositaron las piroclastitas y tufitas integrantes de la Formación Collón Curá, del Mioceno, las cuales a su vez, experimentaron diferentes grados de erosión con posterioridad, generando un paisaje de ambiente pedemontano en el cual se depositaron las sedimentitas de las Formaciones Río Negro y Calefufu (González Díaz *et al.* 1986). Estas últimas unidades afloran al norte de la zona considerada. Con la aparición de condiciones climáticas favorables para las glaciaciones, el paisaje experimentó importantes cambios en el lapso plioceno - pleistoceno, dando como resultado el paisaje actual, sólo parcialmente modificado en el Holoceno.

La región se caracteriza por poseer un paisaje labrado esencialmente por la acción glaciaria y glacifluvial asociada, a las que con posterioridad se superimpuso la acción fluvial. La remoción en masa es importante y se encuentra generalizada. El proceso eólico, ha sido com-

parativamente menos importante desde el punto de vista del modelado, si bien, la participación de material eólico (cenizas retransportadas y arenas) como material originario de los suelos, es fundamental. La acción eólica sólo se expresa como una serie de dunas de pequeñas dimensiones ubicadas en las terrazas y planicies fluvio-glaciares, en los abanicos aluviales y en la zona de los antiguos niveles de costa del lago Trafal.

En función de la acción diferencial de los procesos morfogenéticos han sido cartografiadas 9 Unidades Geomórficas (Fig. 2). Se han identificado una serie de morenas terminales y laterales, y en ciertos sectores la acción depositacional glaciaria ha adquirido las características de manto de till tapizando los afloramientos rocosos, parcialmente modificados por la acción erosiva del hielo. Esta ha sido responsable del labrado del valle del río Trafal y de la zona ocupada por el lago. Esta artesa glaciaria recibe una serie de tributarios "colga-

dos", lo que también evidencia la acción dominante en el pasado del proceso glaciario. Presentan resaltes en los perfiles longitudinales, "hombros" y en las zonas de cabeceras son evidentes los circos glaciares. Se ha constatado la presencia de depósitos de till hasta el sector ubicado en las proximidades de la desembocadura del arroyo Córdoba, lo que correspondería al cierre más externo y por ende más antiguo que se ha preservado en la región. Estos depósitos morénicos externos se encuentran parcialmente movilizados al haber sido afectados por diferentes procesos de remoción en masa, principalmente deslizamientos.

Como principal unidad geomórfica de la zona estudiada destaca la Planicie Glacifluvial, correspondiente a un antiguo *outwash*. Esta unidad incluye geformas de similar origen pero de edades probablemente diferentes, según sea la relación con los distintos términos glaciares. Es una planicie subhorizontal, de muy bajo

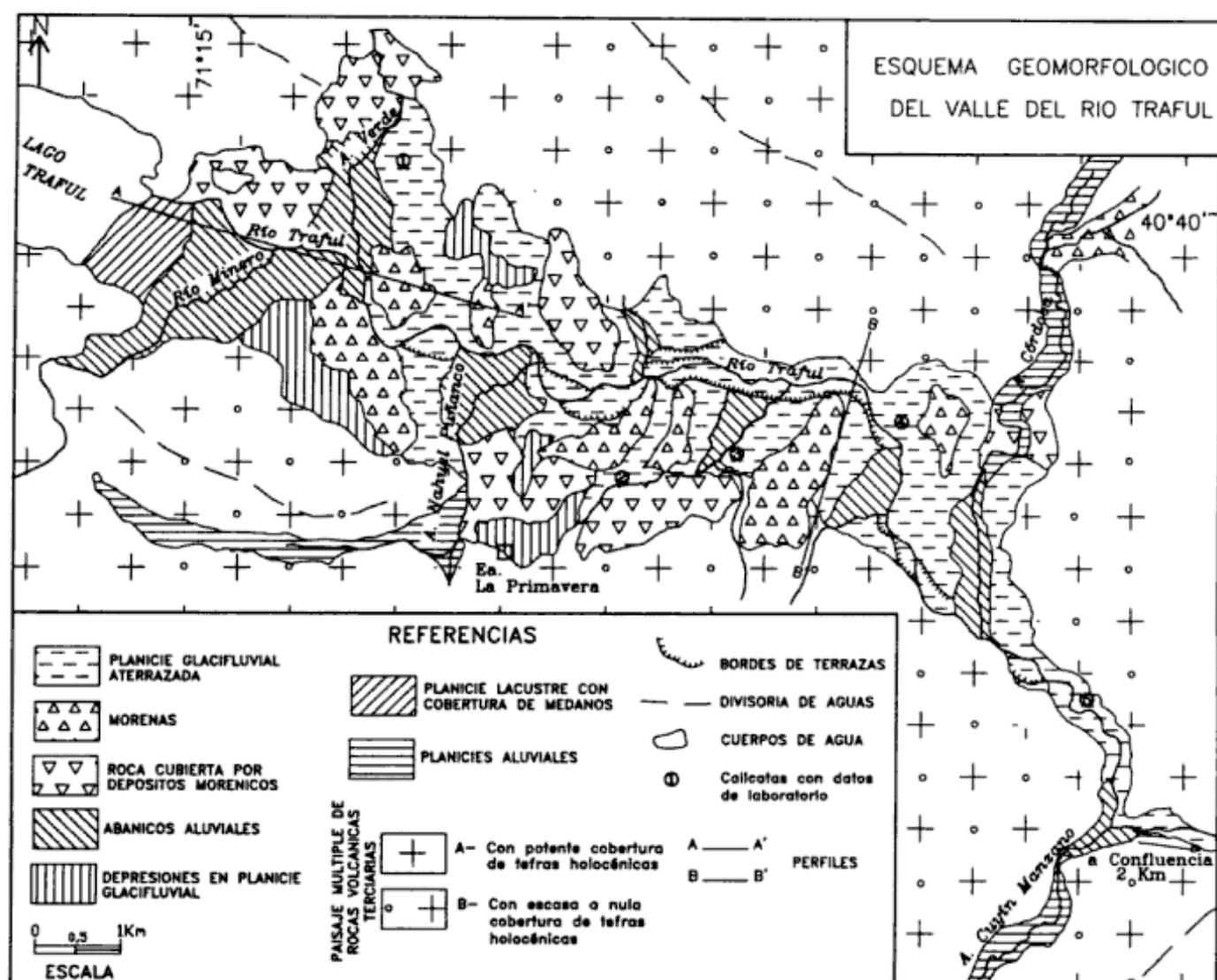


Figura 2: Esquema geomorfológico del Valle del Río Trafal.

relieve relativo, ocasionalmente modificada por la acción de la deflación - acumulación eólica y la acción erosiva y depositacional de los cursos fluviales tributarios del río Traful, especialmente los arroyos Minero, Verde, Cuyín Manzano y Córdoba.

Estos cursos, así como otros menores, poseen en su desembocadura abanicos aluviales resultantes de la acción agradacional fluvial y de la remoción en masa (*debris flows*). Estos abanicos se encuentran parcialmente aterrizados y disectados en su parte distal, por la acción del río Traful. Han sido reconocidos dos niveles principales de terrazas en el valle del río Traful, debidas a sendos eventos de "rejuvenecimiento", atribuibles a cambios climáticos. Asimismo, los abanicos aluviales presentan una marcada profundización. En la desembocadura del arroyo Minero se observan un abanico aluvial más antiguo y otro más moderno resultantes, probablemente, de la existencia de una serie de capturas en el tramo medio del curso.

Diversos autores han estudiado la extensión y características de las glaciaciones en Patagonia. Caldenius (1932), fue el primero en realizar un esquema regional de toda la Patagonia. Identificó y mapeó diferentes términos morénicos que atribuyó a cuatro glaciaciones. Su esquema ha servido de base a todos los estudios posteriores. Según el clásico esquema de Mercer (1976) entre otros, los Andes Patagónicos desarrollaron en diferentes momentos del Cuaternario e incluso del Terciario tardío, extensos mantos de hielo que descargaban mediante grandes glaciares de valle hacia ambas vertientes de los Andes. La última glaciación habría tenido lugar entre los 40000 y los 14000 años AP aproximadamente. Flint y Fidalgo (1964 y 1968) denominaron Nahuel Huapí a la última glaciación para la zona de Patagonia Norte. A su vez, Rabassa *et al.* (1987) diferenciaron dos posiciones dentro de esta última, a las que llamaron Nahuel Huapí I y II (más vieja y más nueva respectivamente). Estas morenas serían anteriores a 13000 años AP, por lo que pueden ser correlacionadas adecuadamente con las morenas de Chile. Rabassa *et al.* (1990), en la zona del río Malleo, denominaron Mamuil Malal a los depósitos morénicos correspondientes a la última glaciación, diferenciando dos sistemas separados por un interestadial: Mamuil Malal I y II (coincidentes con Nahuel Huapí I y II, respectivamente). Según Clapperton (1993), tras el último máximo glaciar, los hielos se habrían retirado rápidamente. Si bien la altura que alcanzó la línea de ELA (línea de nevó) varía grandemente según la latitud considerada, durante el último máximo glaciar, a la latitud de Neuquén, podría haberse encontrado 600 m por debajo de la actual (Clapperton 1993). En general se considera que el máximo del Estadio Isotópico 2 (LMG, último máximo glaciar), se habría producido a los 18000 años AP y que el estadal de 15000-14000 habría alcanzado menor extensión. Más al sur este último avance se habría producido más tardíamente (13000 años AP). Rabassa (en Rabassa y Clapperton 1990)

plantea la existencia de morenas post Nahuel Huapí y pre-neoglaciales en la zona de Puerto Blest y Lago Moreno. Por lo tanto, hubo cierto grado de avance de los glaciares en el intervalo 11000-10000 años. En la zona del Malleo, Rabassa *et al.* (1990) no identificaron depósitos Tardiglaciales.

Para la Patagonia, Mercer (1976) planteó la existencia de una serie de avances neoglaciales cuya cronología se basa en dataciones radiocarbónicas de depósitos asociados a morenas neoglaciales. En general se trata de morenas frescas, bien preservadas, relacionadas con los glaciares actuales y que conforman sistemas morénicos, con más de un reavance por evento (morenas compuestas). La cronología planteada y generalmente aceptada, es de tres avances neoglaciales. El neoglacial I se habría producido entre los 4700 y 4200 años AP, el neoglacial II, entre los 2700 y 2000 años AP y el neoglacial III (denominado por Rabassa, por analogía respecto a Europa, "Pequeña Edad de Hielo"), entre los 800 años AP y el siglo XIX (en el río Manso, al pie del Monte Tronador, desde el año 1300 se habrían producido tres avances). Asimismo, es posible que desde la última glaciación hasta el neoglacial no existiera un manto de hielo continuo. El avance mayor, en la zona del río Manso (Rabassa *et al.* 1987) se habría producido entre 1670 y 1770.

Los depósitos morénicos del valle del río Traful no han sido datados hasta el presente. Los mismos pueden agruparse en dos sistemas de morenas (con varias posiciones de estabilización del glaciar cada una), uno externo y en consecuencia más viejo, ubicado en las cercanías de la desembocadura del arroyo Córdoba en el río Traful, y otro interno y más joven, localizado en las inmediaciones del lago Traful. Por el grado de preservación de estos depósitos, por su altitud, por la situación de infrayacencia respecto a las cenizas holocenas y por analogía con la zona del Malleo y Nahuel Huapí, pueden adjudicarse ambos sistemas a la última glaciación. En tal sentido puede establecerse que ambas posiciones sean homologables a Nahuel Huapí I y II y Mamuil Malal I y II. En la zona no se han observado depósitos neoglaciales, ya que los mismos suelen estar presentes a estas latitudes en cotas muy superiores. Probablemente los depósitos morénicos de los valles tributarios del Traful, que desembocan en las cercanías del lago, sobre ambos laterales sean neoglaciales, particularmente en el valle que desemboca "colgado" al noroeste de la zona estudiada.

Sobreyaciendo al drift glaciar se encuentra un depósito de piroclastos, comparables a la Formación Río Pireco (Laya 1977). Cubren parcialmente también a las planicies fluvio-glaciares y a la roca de base. Esta unidad agrupa a las cenizas y lapillis holocenos. Laya (1977), reinterpreta la propuesta originalmente realizada por Auer (1950), diferenciando cinco miembros. El Miembro Mascardi es el inferior y más potente, con edades comprendidas entre 9000 y 6000 años AP. Por encima se encuentra el Miembro Río Blanco, que inclu-

ye un nivel de paleosuelo (Puyehue). Niveles homologables a estas cenizas fueron datadas por Crivelli y Silveira (1983), quienes obtuvieron una edad de 2700 años AP, en la zona del Valle del río Traful. En la zona del Malleo, Rabassa *et al.* (1987) obtuvieron una edad de 2250 años AP para un nivel de cenizas que denominaron Tefra A. Estas cenizas cubren los materiales neoglaciales. Por encima se encuentran los Miembros (de más viejo a más nuevo) Río Pereyra (1624 años AP), Lago Espejo (histórica) y Arroyo Acantuco (reciente). Las dos últimas poseen abundante vidrio ácido, mientras que Río Pereyra, es predominantemente básica. Los suelos de la región evolucionaron a partir de estos materiales o de mezclas de los mismos con coluvio y detritos glacifluviales y eólicos, constituyendo éste un factor importante en las propiedades de los suelos estudiados.

El conocimiento de estos materiales piroclásticos postglaciales resulta imprescindible para el entendimiento de la génesis de los suelos andino-patagónicos, así como para su manejo y conservación. La variedad de las rocas precuaternarias en la región, principalmente en lo concerniente a su composición químico-mineralógica (desde términos ácidos a básicos) habría dado lugar a una más amplia variedad taxonómica de suelos que la observada en la actualidad. Ello se atribuye a la cubierta casi continua, aunque con espesores variables, de los piroclastos postglaciales. La presencia de estos materiales y un régimen climático húmedo favoreció su rápida alteración (andosolización o alofanización), generando una suerte de "endemismo pedológico para los Andes" (Ferrer 1981). Este hecho ha sido reafirmado y constatado por Marcolin *et al.* (1988), quienes agregan que fue un factor que favoreció la adaptabilidad del bosque de *Nothofagus*, su desarrollo y su perdurabilidad, debido a la elevada capacidad de almacenamiento hídrico de las cenizas, aumentando la retención de la oferta pluvio-nival invernal. A su vez, la presencia del bosque protege a estos depósitos evitando o disminuyendo la erosión de los mismos.

Las tefras guardan una dispar disposición en el paisaje. En el extremo occidental, la cobertura es más potente (más de 2 m), mientras que hacia el este disminuye considerablemente el espesor, pudiendo incluso estar ausente. Esta irregular disposición guarda estrecha relación con la distribución de las formaciones vegetales, así, al oeste, la presencia de bosque (*Nothofagus*) y sotobosque ha actuado como trampa, reteniendo las tefras y preservándolas de la erosión. Al este, la presencia de una vegetación de estepa herbáceo-arbustiva y a veces rala y bosque muy abierto de ciprés (carente de sotobosque), ha resultado en una mayor erosión de estos materiales y su mezcla con detritos eólicos, fluviales y coluviales. Asimismo, el mayor grado de pedogénesis existente al oeste (debido a la mayor disponibilidad hídrica) también ha resultado en una mayor protección de los materiales piroclásticos inhibiendo hasta cierto punto la erosión. Esta disposición dife-

rencial de las tefras ha motivado la subdivisión de la unidad paisaje múltiple labrado en volcanitas terciarias en dos: con potente, y con escasa cobertura de tefras (Fig. 2).

La remoción en masa es un proceso generalizado en la región (aunque no cartografiado en la Fig. 2), afectando básicamente a las diferentes litologías constitutivas de la Formación Ventana. Una serie de factores coadyuvan para hacer posible esta situación: un relieve relativo elevado, debido a la acción erosiva glaciaria, una cobertura vegetal no demasiado importante, la existencia de grandes precipitaciones niveas y pluviales, y la presencia de una importante cobertura detrítica tapizando las pendientes susceptible de ser movilizadas por la acción de la gravedad. Esta cobertura se debe principalmente a la exaración glaciaria, a la congelación y a otros procesos de meteorización. El resultado de la remoción en masa ha sido entonces una generalizada inestabilidad de las pendientes, esencialmente aquellas rocosas, que ha tenido un importante papel al interferir en la pedogénesis.

Al proceso de reptaje, que se materializa en una carpeta de detritos y ocasionalmente conos de deyección (particularmente en los valles tributarios y en la zona distal del valle del río Traful), se suman frecuentes deslizamientos planares y rotacionales, caídas de rocas y *debris flows*. Los primeros afectan básicamente a los afloramientos rocosos, generalmente debilitados por la acción previa de los hielos y a los depósitos morénicos. Las caídas de roca son frecuentes en las zonas de los circos y poseen dimensiones comparativamente menores. Finalmente los flujos densos, principalmente los *debris flows* se asocian a la acción fluvial en los abanicos aluviales y conos de deyección.

Distribución geográfica y principales propiedades de los suelos

En la tabla 1 se indican los suelos principales que integran cada una de las nueve unidades geomórficas en que ha sido desagregada el área estudiada. Los suelos observados en la región pertenecen a tres Ordenes: Andisoles, Molisoles y Entisoles, estos últimos en superficies geomórficas inestables y preferentemente en la zona oriental del valle.

Independientemente de la asignación taxonómica que se realice, los suelos de la región se caracterizan por poseer perfiles simples, en general A1-C o a lo sumo, A1-AC-C con escaso contraste morfológico. Asimismo, casi siempre se encuentran bien drenados y poseen estructura poco desarrollada lo que puede deberse a la naturaleza de los materiales originarios, ya sean cenizas, depósitos fluviales y glacifluviales, todos ellos texturalmente gruesos. Los tenores de materia orgánica son comparativamente altos debidos a la naturaleza de la vegetación y los valores de pH son ligeramente

Tabla 1: Principales suelos según Unidades Geomórficas del Valle del Río Traful. (1) No estudiado en la presente contribución. A) Con potente cobertura de tefras holocénicas. B) Con delgada o nula cobertura de tefras holocénicas.

UNIDAD GEOMÓRFICA	SUELOS PRESENTES
Planicie glacifluvial aterrazada	Haploxerands húmicos (oeste) y típicos (este) - Haploxeroles énticos
Morenas	Haploxerands húmicos (oeste) y típicos (este) Haploxeroles énticos
Roca cubierta por depósitos morénicos	Haploxeroles énticos - Haploxerands típicos
Abanicos aluviales	Xerortentes típicos - Haploxeroles énticos (fases gravillosas)
Depresiones en planicie glacifluvial	Haploxeroles ácuicos y vitrándicos - Haplacuoles énticos - Humacueptes típicos
Planicie lacustre con cobertura de dunas	Xeropsamentes típicos - Vitrixerands típicos
Planicies aluviales	Xerortentes típicos y mólicos - Xerofluventes típicos (fase gravillosa)
Paisaje múltiple labrado en rocas volcánicas (1)	A) Hapludands vitricos - Udivitrands típicos B) Hapludands vitricos - Udivitrands típicos y thápticos - asomos rocosos

ácidos como consecuencia del régimen de humedad que domina en la zona de estudio. En el caso de los Andisoles y Molisoles sólo poseen un horizonte diagnóstico (mólico) moderadamente desaturado.

En el área de estudio se ha corroborado una secuencia edáfica oeste - este (Fig.3). Estas variaciones se aprecian en la Tabla 2, en particular una decreciente andosolización hacia el naciente. La mayor presencia de minerales amorfos se infiere por los valores más elevados del pH en NaF en los suelos del tramo occidental. Otra propiedad que sugiere un gradiente de la alofanización es la retención hídrica con valores mayores para los Andisoles en comparación con los Molisoles. Por último la retención de fosfatos como propiedad ándica en este caso no resulta tan evidente. Ello puede atribuirse a la elevada participación de la fracción arena (promedio 75%) en la composición de las tefras, lo cual interfiere en la determinación en laboratorio de esa propiedad. Por lo expuesto puede afirmarse que el tramo medio del valle del río Traful representa el extremo más oriental del dominio de los Andisoles, si bien con propiedades ándicas muy atenuadas. Esta situación se reproduce en la mayoría de los valles surcados por los emisarios de los lagos Huechulafquen, Lacar, Lolog, Tromen, etcétera, pertenecientes a la zona lacustre neuquina (ver Ferrer *et al.* 1990 y 1998).

Las características heredadas de los suelos de la comarca estudiada son atribuibles principalmente a procesos geológico - geomórficos. Tal situación se evidencia por ejemplo en dos características: la granulometría y la configuración espacial de los cuerpos suelos. Así, por ejemplo, el predominio de texturas gruesas en los Andisoles se adjudica a la participación en su material originario de piropsamitas según la nomenclatura propuesta por Teruggi *et al.* (1978), es decir tefras en las que prevalece el lote de partículas comprendidas entre 0,06 a 2 mm de diámetro.

Otros casos de texturas gruesas que exhiben principalmente los Entisoles arenosos (Psamentes) están

vinculadas a acciones eólicas que se manifiestan como médanos sobreyaciendo en forma de mantos discontinuos, o como "dunas enanas" a los piroclastos holocénicos no consolidados. La presencia de fragmentos gruesos, partículas superiores a 2 mm de diámetro en el sustrato de los suelos estudiados, está representada por los eyectos volcánicos de tamaño lapilli que subyacen a las cenizas volcánicas. Otra situación de fragmentos gruesos de variada procedencia (intrusiva, metamórfica y basáltica) es la que integra el manto de till como sustrato, principalmente de Molisoles y Entisoles o bien como cubierta detrítica de los suelos asociados a los abanicos aluviales y a las morenas. En estas últimas geoformas la cobertura detrítica es mayor en su flanco occidental que en el oriental. En algunos casos los arcos morénicos exhiben una verdadera "coraza" con participación de clastos que suelen superar los 25 cm de diámetro (pedregosidad en sentido pedológico). La mayor concentración de detritos rocosos en el flanco occidental puede atribuirse a la remoción selectiva de la ceniza volcánica por la acción de los vientos dominantes del oeste - suroeste. Es decir que la intervención eólica habría producido remoción de las cenizas en la pendiente occidental (barlovento) y su acumulación a sotavento.

Otra característica predominantemente heredada es la configuración o geometría de los cuerpos suelo, en la que el modelado geomórfico ha contribuido decididamente. Así, los procesos glacifluviales y fluviales han conferido al paisaje sectores planos: planicies glacifluviales y terrazas en las que prevalecen Haploxerands y Haploxeroles. Otro caso es el de los Xeropsamentes típicos que integran un paisaje ondulado en la unidad geomórfica Dunas sobreimpuesta a la planicie lacustre, o bien forman abanicos convexos y levemente disectados (abanicos aluviales).

Dentro de las propiedades adquiridas, o sea aquellas desarrolladas a partir del accionar de los procesos pedogénicos, destaca el proceso de humificación es de-

Tabla 2: Propiedades seleccionadas de Andisoles y Molisoles del Valle del Río Traful.

SUELO	Horizontes	prof. (cm)	Color	estructura*	textura			C org. (%)	CIC meq/100g	pH pasta	pH KCl	pH NaF (2')	pH NaF (60')	PO ₄ ⁻³	agua 1/3 atm	agua 15 atm
					a	L	A									
Haploxerand húmico (Perfil nº1)	A1	0-18	7,5YR2/0	G.f.	13,60	42,50	43,90	11,90	29,50	5,30	5,23	8,14	9,17	20	43,75	28,15
	C1	18-46	10YR2/1	B.sa.m.d	8,10	29,20	62,70	2,63	21,82	5,40	5,28	8,86	9,43	28	29,14	16,06
	C2	46-70	10YR2/2	B.sa.f.d	6,80	17,30	75,90	-----	13,50	5,30	5,32	9,44	10,39	20	24,10	11,92
	C3	70-91	10YR3/1	B.sa.m.d	10,60	31,30	58,10	-----	17,90	5,40	5,39	9,00	10,24	20	35,48	13,2
	C4	91-136+	10YR2/1,5	S.	13,90	42,50	43,60	-----	18,47	5,50	5,47	9,11	10,06	20	35,62	-----
Haploxerand húmico (Perfil nº2)	A1	0-19	10YR3/3	S.	2	23,40	74,60	2,37	9,17	6,39	5,58	9,59	10,30	10	13,40	6,80
	C1	19-52	-----	S.	3	22,60	74,40	1,82	7,58	6,65	5,99	9,55	10,41	10	12,80	6,90
	IIC2	52-94+	-----	S.	0,50	4,60	94,90	-----	4,34	7,05	5,65	8,86	9,44	10	5,70	2,95
Haploxerand típico (P.nº3)	A1	0-23	10YR2/2	B.sa.	4,70	23,10	72,20	2,45	9,10	6,88	5,78	9,40	10,20	-----	-----	-----
	C	23-70	10YR3/2	m/B.sa	5,80	22,30	71,90	2,35	9,89	6,85	5,82	9,90	10,40	-----	-----	-----
Haploxerol éntico (Perfil nº4)	A1	0-19	10YR4/2	B.sa.m.d.	6,10	24,30	69,60	2,33	9,50	5,60	5,49	9,35	9,75	10	13,50	4,76
	C1	19-49	10YR2/2	B.sa.m.d.	7,20	26,10	66,70	1,64	11,18	6,10	5,77	7,68	9,79	10	14,50	6,74
	C2	49-132+	10YR3/4	B.sa.m.d.	7,80	24,90	67,30	-----	13,02	6,20	5,74	9,25	9,63	10	15,12	8,20
Haploxerol éntico (Perfil nº5)	A1	0-12	-----	S	8,10	35,10	56,80	2,72	19,67	5,45	5,35	8,72	9,11	10	21,30	9,65
	C1	12-30	-----	M	9,70	31,70	58,60	2,77	20,15	5,85	5,33	8,61	9,19	10	24,90	10,82
	C2	30-111+	-----	B.sa.m.d.	7,30	30,90	61,80	-----	18,47	5,90	5,47	8,90	9,22	10	20,3	9,30

*Abreviaturas:

G granular sa subangulares

M masivo m medios

S suelto f finos

B bloques d débiles

a arcilla

L limo

A arena

perfiles 1;2;3 Andisoles (sector occidental del valle)

perfiles 4 y 5 Molisoles (sector oriental del valle)

PO₄⁻³ Retención de fosfatos

cir la transformación de los aportes por mantillo en presencia de bosque, o bien por contribuciones de la necromasa en pie y particularmente por la descomposición de los sistemas radiculares de la estepa herbácea - arbustiva. Estos dos últimos procesos serían los dominantes en el valle de Traful dado que prevalece esta última formación vegetal y el resultado es que los tenores en materia orgánica varían entre 4% y 2% para los primeros 50 cm de profundidad. También asociado a la humificación se encuentra el proceso de melanización, en el cual las partículas minerales se oscurecen por el recubrimiento por compuestos húmicos, de allí que la mayoría de los suelos poseen value y chroma muy bajos en términos de la tabla de colores Munsell.

El otro proceso de particular importancia es el de la andosolización (Duchaufour 1984). Se trata de la alteración de las tefras cuyo principal producto son los alofanos (alofanización, ver Marcolín *et al.* 1988) y sus conspicuas propiedades asociadas, como la elevada retención de fosfatos, alta retención hídrica, etcétera.

La presencia de un régimen eminentemente endopercolativo y la existencia de un moderado excedente hídrico, han determinado un importante grado de lixiviación. Sin embargo, la naturaleza del material originario combinado con este régimen hídrico no ha facilitado la argiluvación y consiguiente formación de horizontes argílicos.

El predominio de Andisoles y de subgrupos énticos evidencia la dominante participación de las cenizas volcánicas postglaciales. Estas cenizas son parcialmente asimilables a la Formación Río Pireco y a eventos de depositación posteriores (Holoceno medio y más reciente). En algunos sitios se destaca la presencia de una capa de cenizas de color blanco, de alrededor de 3 cm de espesor, ubicada a aproximadamente 10 cm de profundidad, probablemente equiparable a la atribuida por Laya (1977) a la erupción de 1960. Otros aspectos son las oscilaciones climáticas holocenas, importantes por su proximidad a la Cordillera, particularmente las oscilaciones del neoglacial. La morfogénesis del sector es-

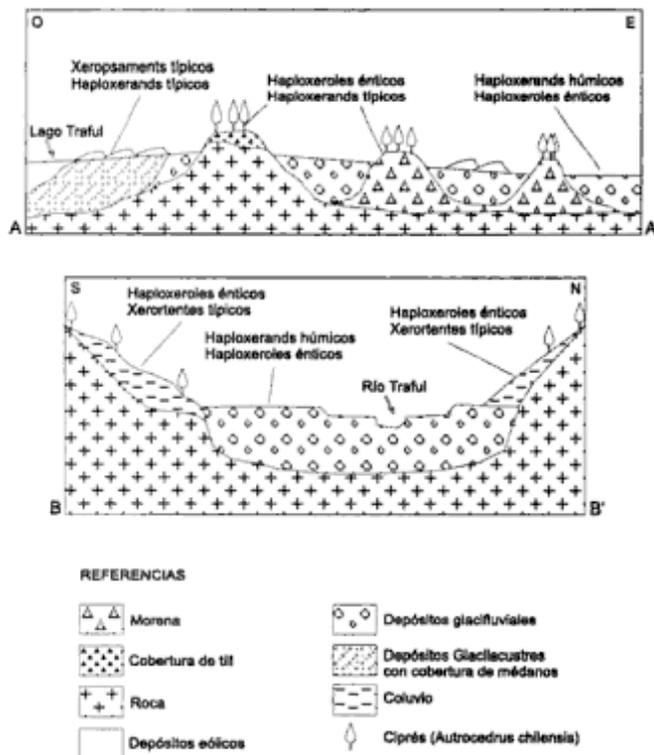


Figura 3: Perfiles esquemáticos del valle del río Traful. **a**, perfil longitudinal; **b**, perfil transversal (próximo al Arroyo Cuyín Manzano)

tudiado es comparativamente importante, por lo que la existencia de largos períodos de estabilidad, necesarios para el desarrollo de los suelos, no han sido frecuentes en la región. Finalmente, también han jugado un papel destacado en la génesis de los suelos de la región las variaciones espaciales y temporales de la vegetación. Estas fluctuaciones han constituido un factor más de inestabilidad, lo que inhibió o complejizó la pedogénesis en diferentes momentos.

El factor relieve aparece como importante en la diferenciación de los suelos a nivel Subgrupo, por ejemplo, generando la presencia de subgrupos líticos y ácuicos. La distribución de los suelos en esta área se halla claramente influenciada, también por la intensidad y variación en el tiempo y en espacio de los procesos morfogénéticos. Tal como se ha mencionado, el espesor de las tefras holocénicas no suele superar el metro, en contraposición con los 4 a 7 m de espesor en la zona de los "7 lagos". Por ello los suelos no son profundos y su sustrato suele ser till, depósitos glaciafluviales, capas de escoria e incluso varves, tal como se aprecia en la margen derecha del río Minero.

La tabla 3 documenta variaciones interzonales de los factores pedogenéticos, suelos dominantes y sus principales propiedades. Representa una secuencia oeste-este en la que, con esa orientación la altitud disminuye, se reducen las precipitaciones, aumenta la temperatura y el bosque es reemplazado por una estepa herbácea y ésta por una estepa herbácea - arbustiva. Con

el cambio en las formaciones vegetales se producen cambios en la forma como se incorpora la materia orgánica a los suelos. Así, bajo bosque denso (zona andina) prevalece la formación del mantillo forestal (horizontes O) siendo superficial la acumulación de la necromasa en mantillo (*littering*). Hacia el este, con la presencia de la estepa, la incorporación es subsuperficial (efecto rizósfera). Destacan también cambios pronunciados en los tenores de materia orgánica de una a otra zona. Otro hecho importante es la disminución hacia el nacimiento del grado de alteración de las tefras por una progresiva disminución de la oferta hídrica. Esto se manifiesta por una atenuación en la participación de los alofanos y sus propiedades asociadas (propiedades ándicas). Así por ejemplo, la retención de fosfatos supera el 90% en la zona andina, reduciéndose a un tercio al este de la cuenca lacustre. Otro tanto ocurre con la retención hídrica que supera el 150% en la zona cordillera, disminuyendo al menos a una quinta parte de aquel valor en las proximidades de la zona extrandina.

Conclusiones

La región se caracteriza por presentar un paisaje modelado principalmente por la acción glaciaria y glaciafluvial. Los depósitos morénicos del valle del río Traful pueden agruparse en dos sistemas, uno externo y por ende, más antiguo, localizado en la desembocadura del arroyo Córdoba y uno interno localizado en las cercanías del lago Traful. Como principal unidad geomórfica destaca la Planicie Glaciafluvial, correspondiente a un antiguo outwash. Esta planicie en parte ha sido modificada por la acción de los cursos fluviales tributarios del río Traful, los cuales poseen en sus desembocaduras abanicos aluviales resultantes de la agradación fluvial y la remoción en masa (*debris flows*). Los abanicos se hallan aterrizados y disectados por el río Traful.

Se han diferenciado dos niveles principales de terrazas, atribuibles a sendos eventos de "rejuvenecimiento" en respuesta a cambios climáticos. El proceso eólico, de escasa importancia en la configuración de la región estudiada, se registra como pequeñas dunas en las terrazas y planicies, así como en los abanicos aluviales, alcanzando mayor magnitud en los antiguos niveles del lago Traful. Sobreyaciendo a la casi totalidad del drift glaciario se ha identificado depósitos de piroclastos asimilables a la Formación Río Pireco, integrada por cenizas y lapilli holocenos. Su importancia estriba en su carácter de material originario de los suelos.

Los suelos reconocidos pertenecen taxonómicamente a tres Ordenes: Andisoles, Molisoles y Entisoles. En general poseen perfiles poco desarrollados y diferenciados, con un horizonte diagnóstico (salvo los Entisoles, menos evolucionados y asociados a sectores más inestables del paisaje) de tipo mólico. Otro rasgo común es la textura gruesa a medianamente gruesa de la mayor

Tabla 3: Factores y propiedades de los suelos del Valle del Río Trafal en relación con áreas vecinas.

Principales Características		Zona Andina	Zona de Transición (Valle del Trafal)	Inicio de la Zona Extraandina
Factores pedogenéticos	Precipitación (mm)	Más de 1500	Alrededor de 900	Menos de 750
	T. media anual (°C)	Menos de 8	9	10 - 11
	vegetación zonal	Bosque denso a semidenso	Ecotono bosque - estepa	Estepa herbácea - arbustiva
	geformas principales	Paisaje de erosión-acumulación glaciaria	Morenas, planicies glaci-fluviales y terrazas	Pedimentos y geformas fluviales
	altitud (m.s.n.m)	1400-1000	900-800	Menos de 800
	materiales originarios	Ceniza, lapilli y till	Ceniza, gravas y arenas glaci-fluviales	Gravas y arenas fluviales, arenas eólicas
Principales suelos		Fulvudands típicos Hapludands típicos	Haploxerands húmicos Haploxeroles énticos	Haploxeroles típicos Xerortentes típicos Haploxeralfes típicos
Principales propiedades	Perfil representativo	O1-O2-A1-AC-C	A1-AC-C	A1-AC-C ó A1-Bt-BC-Ck
	Régimen de humedad	Udico	Xérico	Xérico - Arídico
	Régimen de emperatura	Criico - Mésico	Mésico	Mésico
	Materia orgánica (%)	Más de 24	4 a 2	2 o menor
	pH en agua	5,2	5,9	6,9
	pH en KCl	4,7	5,6	-
	Propiedades ándicas	Muy manifiestas	Atenuadas a muy atenuadas	Ausentes
	Suma de cationes bivalentes (Ca + Mg, en meq/100g)	1,9 - 2,5	Haploxerands 2,2 - 3,7 Haploxeroles 5,1 - 6,0	Argixerol 14 - 24

parte de los suelos. Se ha corroborado la existencia de una secuencia edáfica oeste-este, en la cual los procesos de alteración de cenizas (andosolización) se atenúan hacia el este, así como las propiedades ándicas tales como retención hídrica, retención de fosfatos, índice de cargas variables y pH en NaF (test de amorfos), como consecuencia de un clima progresivamente más seco. Estas variaciones explican el pasaje de oeste a este, de Andisoles (Haploxerands) a Molisoles (Haploxerols). La incorporación de la materia orgánica es preferentemente subsuperficial (efecto rizófera) y su transformación en humus ha generado el oscurecimiento de los epipedones (melanización).

El predominio de Andisoles y de subgrupos énticos, evidencia la dominante participación de las cenizas volcánicas postglaciales y en segundo lugar, lo reciente de su depositación (Holoceno). La existencia de varios eventos de caída de cenizas aún en tiempos recientes, ha resultado en un permanente "rejuvenecimiento" de los suelos. Estos hechos se registran por haberse constatado la presencia de una delgada capa de ceniza muy superficial fresca y por el creciente grado de alteración de los piroclastos en profundidad. Finalmente, otros aspectos importantes en la génesis de los suelos de la región han sido las oscilaciones climáticas holocenas, en particular durante el neoglacial. La morfogénesis del sector abarcado por el presente estudio es comparativamente importante, por lo que la existencia de largos períodos de estabilidad, necesarios para el desarrollo de los suelos, no ha sido frecuente para la región. El factor relieve aparece como importante en la diferenciación de suelos a nivel Subgrupo (líticos y ácuicos).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Apcarian, A., 1986. Caracterización mineralógica de algunos Andeptes de la Cuenca de los lagos Lacar-Lolog (prov. Neuquén). Actas 11° Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, 144-145, Neuquén.
- Arroyo, J., 1980. Clima de la Provincia del Neuquén. En: Relevamiento y priorización de áreas con posibilidades de riego. Publicación Especial COPADE-CFI, Vol. 2, 181 p., Buenos Aires.
- Auer, V., 1950. Las capas volcánicas como nuevo método de cronología postglacial en Fuegopatagonia. Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo. Vol. 3 (2): 49-208.
- Caldenius, K., 1932. Las glaciaciones cuaternarias de Patagonia y Tierra del Fuego. Boletín del Servicio Geológico Nacional 95: 1-150, Buenos Aires.
- Clapperton, C., 1993. Quaternary Geology and Geomorphology of South America. Elsevier, 746 p.
- Colmet Daage, F., Marcolin A., López C., Bran D. y Ayersa J., 1988. Características de los suelos desarrollados a partir de cenizas volcánicas en el Dpto Lacar (prov. Neuquén). Actas 12° Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, 245-247, Corrientes.
- Colmet Daage, F., Mazzarino, M. y Lanciotti M.L., 1993. Características de los suelos volcánicos en el SO del Chubut. Actas 14° Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, 417-418, Mendoza.
- Convenio Franco-Argentino, 1991. Suelos con aluminio activo y montmorillonita, clorita, illita, vermiculita interestratificados, regulares e irregulares. Publicación Especial INTA, 134 p., Bariloche, Río Negro.
- Crivelli, E. y Silveira, M., 1983. Radiocarbon chronology at a tephra layer in Río Traful Valley, Province of Neuquén, Argentina. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 1:135-150, Balkema, Rotterdam.
- Duchaufour, P., 1984. Edafología. Edafogénesis y Clasificación. Editorial Masson, 493 p., Barcelona.
- Ferrer, J.A., 1981. Geografía y Propiedades de los suelos de Patagonia. Actas 1° Jornadas Regionales de suelos de Patagonia: 11-58, Neuquén y San Carlos de Bariloche (provincia de Río Negro).
- Ferrer, J.A., Irisarri J. y Mendía J.M., 1990. Estudio Regional de Suelos de la Provincia del Neuquén. Publicación Especial COPADE-CFI, 900 p., Buenos Aires.
- Ferrer, J.A., Irisarri J. y Mendía J.M., 1998. Mapa de Suelos de la provincia del Neuquén. Escala 1:500000, COPADE - CFI, Neuquén - Buenos Aires.
- Ferrer, J.A. y Ourracariet, G., 1988. Suelos y aptitud del valle del río Traful (Prov. del Neuquén). COPADE - CFI, Neuquén - Buenos Aires, 74 p. (inédito).
- Fieldes, M. y Perrot, K., 1966. The nature of allophane in soils. Part 3: Rapid field and laboratory test for allophane. New Zealand Journal of Soil Science 9: 623-629.
- Flint, R. y Fidalgo, F., 1964. Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes. Geological Society of America Bulletin, 75: 335-352.
- Flint, R. y Fidalgo, F., 1968. Drift Glacial de los Andes entre Bariloche y Esquel. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín 119:1-14, Buenos Aires.
- González Díaz, E., 1979. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41° de latitud sur (provincia del Neuquén). Actas 7° Congreso Geológico Argentino, 1: 525-537.
- González Díaz, E., Riggi, J.C. y Fauqué, L., 1986. Formación Caleufú: Reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicura, en el área de Collon Cura, Sur de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 41 (1-2): 81-105.
- Irisarri, J., López Cepero, E., Mussini, E., Schmid, P. y Bianco, H., 1980. Los suelos del Departamento Minas (Neuquén). Actas 9° Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo, 3: 1049-1055, Paraná, Entre Ríos.
- Irisarri, J. y Mendía, J.M., 1991. Reconocimiento de suelos y evaluación de la aptitud forestal de la región precordillerana de la provincia de Río Negro. Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional del Comahue - CFI, Neuquén - Buenos Aires, 61 p. (inédito).
- Laya, H., 1969a. Génesis de suelos a partir de productos piroclásticos postglaciales. Sector Portezuelo Puyehue - Nahuel Huapi (provincia del Neuquén). Actas 5° Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo: 387-396, Santa Fe.
- Laya, H., 1969b. Cartografía expeditiva de los suelos y sus relaciones genéticas. Zona del río Pico (provincia de Chubut). Actas 5° Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo: 347-355, Santa Fe.
- Laya, H., 1969c. Cartografía de los principales grupos de suelos y sus relaciones genéticas en la región de Junín y San Martín de los Andes (prov. Neuquén). Actas 5° Reunión Argentina de la Ciencia del Suelo: 331-343, Santa Fe.
- Laya, H., 1977. Edafogénesis y paleosuelos de la Formación téfrica Río Pireco. (Holoceno), Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 32 (1): 3-23.
- López, C., Colmet Daage, F. y Planas, H., 1993. Aportes de los volcanes de la Cordillera Andino Patagónica a los suelos argentino-chilenos entre los paralelos 42° y 44°

- Lat. Sur. Actas 14° Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo: 415-416, Mendoza.
- Mancini, M.V., Paez, M. y Prieto, A.R., 1995. Vegetational history during the last 7000 years in the Steppe-Forest Ecotone, Santa Cruz, Argentina. Laboratorio de Palinología y Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata, 18 p. (inédito).
- Marcolín, A., López, C., Lanciotti, M.L., Bran, D., Ayesa, J. y Colmet Daage, F., 1988. Características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de la Cordillera de los Andes y Precordillera del norte de la Patagonia. Convenio INTA-ORSTOM, Bariloche, Río Negro, 16 p. (inédito).
- Markgraf, V., 1989. Paleoclimates of Central and South America since 18000 years, BP based on pollen and lake level records. *Quaternary Science Reviews*, 8: 1-24.
- Mercer, J., 1976. Glacial History of Southernmost of South America. *Quaternary Research*, 6: 125-166.
- Rabassa, J., 1986. Nuevas evidencias del englazamiento plioceno-pleistoceno inferior en los Andes Patagónicos septentrionales: cerro Tronador, Río Negro. Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41(3-4): 405-409.
- Rabassa, J., Evenson, E., Shlieder, G., Clinch, J.M., Stephens, G., y Zitler, P., 1987. Edad Pre-Pleistoceno superior de la glaciación El Cóndor, valle del río Malleo, Neuquén. República Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 3: 261-263, San Miguel de Tucumán.
- Rabassa, J. y Clapperton, G., 1990. Quaternary glaciations of the Southern Andes. *Quaternary Science Review*, 9: 153-174.
- Rosell, R., Lazzarini, A., Quevedo, L., Ortiz, M. y Laya H., 1971. Algunas consideraciones sobre el quimismo de los suelos del valle del río Manso superior, Río Negro. *Revista de Investigaciones Agropecuarias, Serie 3, Clima y Suelo*. Vol. 8(3): 101-118.
- Teruggi, M.E., Mazzoni, M., Spalletti, L. y Andreis, R., 1978. Rocas piroclásticas, Interpretación y Sistemática. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Publicación Especial, Serie "B", n° 5, 36 p.*, Buenos Aires.

Recibido: 25 de noviembre, 1998

Aceptado: 7 de setiembre, 1999

Granito Los Chilenos: una nueva unidad granítica jurásica en Cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. Implicancias tectónicas

A. C. MASSABIE¹, E. A. ROSSELLO^{1,2}, E. LINARES^{2,3}, C. PÁRICA^{2,4} y C. A. POWELL⁵

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria Pabellón II, 1428 Nuñez, Buenos Aires

²Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

³Instituto de Geocronología y Geología Isotópica, CONICET

⁴Instituto Antártico Argentino, DNA

⁵Department of Geology and Geophysics, University of Western Australia, Nedlands, W. A. 6009, Australia

ABSTRACT. *Los Chilenos granite: a new Jurassic granite unit in Cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. Tectonic implication.* The Sierras Australes of Buenos Aires are located in the south-west corner of the Province about 100 km west of Bahía Blanca. On the south-west flank of these hills, younger Palaeozoic sedimentary formations overlie poorly exposed granitic and volcanic basement rocks. Granitic Cerro Colorado outcrops, located 16 km strike to the south of the town of San Martín de Tours, and near Lago Los Chilenos, have been included in this broadly interpreted "basement" in many previous geological studies. This contribution is mainly based on detailed structural mapping of the Cerro Colorado area, and systematic sampling of granitic and sedimentary rocks for petrographical, microtectonic and Rb/Sr isotopic age analysis. In contrast to previous studies, two Phanerozoic granitic units have been recognised and mapped in the Cerro Colorado area of Sierras Australes. The older one, the Cerro Colorado Granite (CC), is composed of foliated and sheared anisotropic granitic rocks with a Rb/Sr isochron age of 381 ± 9 Ma ($ir = 0.7035$). The younger one, Los Chilenos Granite (LCh), consists of isotropic granophiric microgranite with a Rb/Sr isochron age of 140 ± 14 Ma ($ir = 0.7126$). This granite has intrusive contacts with both, the folded quartzite of the Mascota Formation and Cerro Colorado Granite (CC). The older tectomagmatic event (CC) is correlated with the compressive Chañica Orogeny, which was associated in the Sierras Australes region, with the eruption of La Mascota - La Hermita rhyolites (360 ± 21 Ma) and the unconformity between Lolén Formation (Middle Devonian) and Sauce Grande Formation (Carboniferous). The younger intrusive event of Los Chilenos Granite (LCh) is considered to be associated with an extensional tectonic regime during the Late Jurassic initial rifting of the Atlantic Ocean.

Introducción

Las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires se hallan integradas por una sucesión de sedimentitas clásticas de edades comprendidas entre el Paleozoico Temprano y el Permo-Triásico, que ha sido deformada en una faja transpresiva plegada en arco de vergencia noreste. Investigaciones estructurales desarrolladas en las últimas dos décadas muestran que el basamento granítico y volcánico subyacente de edad precámbrica tardía-paleozoica temprana, contiene zonas de cizalla y clivaje penetrativo relacionadas con la deformación de la faja plegada (Varela *et al.* 1985; Cobbold *et al.* 1986, 1989). Estas zonas de esquistosidad sobreimpuestas, con frecuencia parcialmente miloníticas, inclinan hacia el sudoeste con alto y mediano ángulo y contienen una lineación mineral buzante al SSO, que ha sido considerada representativa de la dirección del transporte tectónico (Cobbold *et al.* 1986, 1991).

En el Cerro Colorado (Fig. 1a) afloran rocas graníticas que han sido incluidas como parte del basamento de las Sierras Australes (Harrington 1947; Varela *et*

al. 1990), las cuales han motivado varias contribuciones acerca de su edad, relaciones estratigráficas y estructurales con la secuencia sedimentaria paleozoica (Cingolani y Varela 1973; Llambías y Prozzi 1975; Pomilio 1980; Varela *et al.* 1985, 1990; Massabie y Rossetto 1997). Desde el punto de vista mineralógico y geoquímico, Grecco *et al.* (1984), Grecco y Gregori (1993) y Grecco *et al.* (1997), realizaron estudios de las rocas graníticas existente en el Cerro Colorado.

Sobre la base del conocimiento estructural regional y tectónico de la comarca (Massabie y Rossetto 1984; Cobbold *et al.*, 1986, 1991; Rossetto *et al.* 1997, entre otros), se ha realizado un relevamiento geológico estructural y un muestreo selectivo de las principales facies de los granitoides expuestas en el Cerro Colorado (Fig. 1a), con la finalidad de contribuir al conocimiento de sus relaciones estructurales con las adyacentes sedimentitas ubicadas al sur de la laguna de Los Chilenos, su edad e implicancias en la evolución tectónicas de las Sierras Australes.

Estos afloramientos se ubican en una porción principal, sector de la actual cantera, con marcado desarrollo

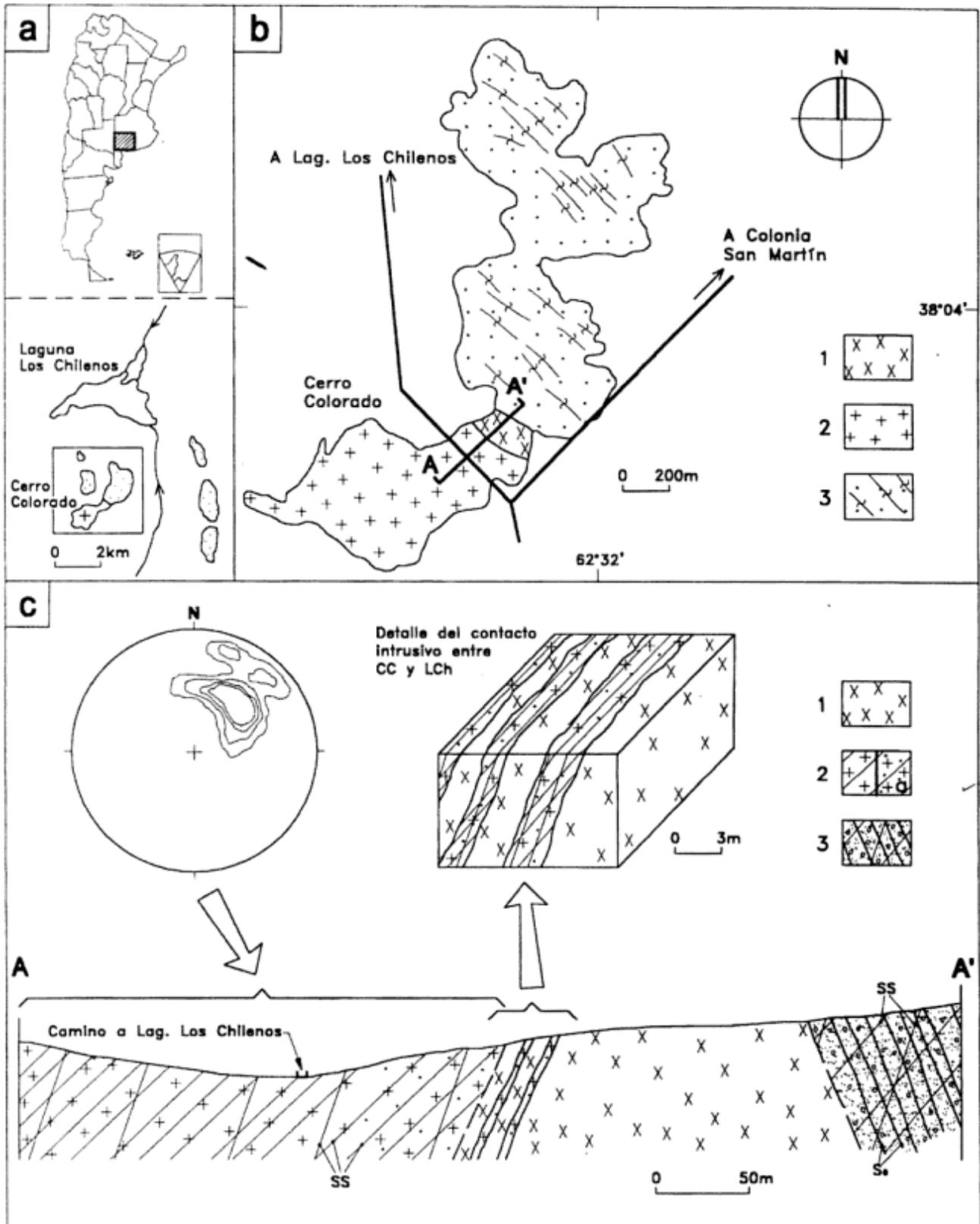


Figura 1: a, Localización geográfica de las Sierras Australes y del cerro Colorado. b, Geología del cerro Colorado. 1 Granito Los Chilenos. 2 Granito Cerro Colorado. 3 Formación Mascota con trazas relevadas de lineación de plegamiento. c, Perfil geológico - estructural de detalle A-A'; diagrama estereográfico ilustrando la disposición de la foliación/clivaje en el Granito Cerro Colorado (hemisferio inferior, n=16); bloque que muestra en detalle las relaciones de contacto intrusivo del Granito Los Chilenos LCh, con el Granito Cerro Colorado CC. 1 Granito Los Chilenos. 2 Granito Cerro Colorado, a: recristalización y silicificación en zona de contacto. 3 Formación Mascota. so, estratificación. ss, clivaje.

de clivaje penetrativo que da lugar a una estructura gnéisica-milonítica característica, y otro sector, de menor extensión aflorante, hacia el noreste del camino a la laguna de Los Chilenos (Fig. 1a,b) de estructura granítica con baja o nula presencia de zonas de cizalla y clivaje, la cual ofrece el único sector expuesto del contacto entre estos granitoides y las cuarcitas de la Formación Mascota (Harrington 1947; Kilmurray 1968; Pomilio 1980; Varela *et al.* 1985; Massabie y Rossello 1997).

El muestreo fue guiado por esta distinción en el terreno de los dos tipos de granitoides diferenciados y se realizó con la finalidad de obtener tipos petrográficos y edades radimétricas distintivas. Sobre la base de los antecedentes, se estimó, como hipótesis inicial de trabajo, que la facies granitoide clivada y foliada podría proporcionar la edad de la reactivación tectónica del basamento compatible con la estructuración de las sedimentitas paleozoicas de las Sierras Australes, y que la facies granítica carente de estructuras penetrativas planares permitiría obtener la edad del enfriamiento del granito.

Las muestras orientadas se emplearon para el estudio petroestructural mesoscópico y microscópico en gabinete. Una fracción de las mismas se destinó para los análisis radimétricos en los laboratorios del INGEIS, donde se obtuvieron las edades presentadas en este trabajo, sobre la base de las relaciones isotópicas Rb/Sr sobre roca total.

Marco geológico

La definición de las relaciones geológicas entre las rocas graníticas del "basamento" así considerado por Harrington (1947) y las sedimentitas cuarcíticas del Grupo Curamalal en el cerro Colorado, ha dado lugar a variadas interpretaciones.

En el relevamiento de las Hojas Geológicas 33m y 34m, Harrington (1947) considera que existe una relación de discordancia regional entre un granito de edad precámbrica y las sedimentitas del Grupo Curamalal asignadas al Gotlándico con dudas. Kilmurray (1968), en su estudio petrológico de las rocas ígneas de las Sierras Australes, presenta un perfil del cerro Colorado (pág. 161) en el que dibuja un banco de filonitas interpuesto en el contacto entre granófiros y las psamitas de la Formación Mascota, de afloramiento muy reducido, por lo que supone la existencia de un contacto tectónico entre ambas unidades.

Más tarde, Llambías y Prozzi (1975), señalan que entre las rocas ígneas del cerro Colorado y las cuarcitas existe un borde de enfriamiento formado por una roca de textura granofírica que indicaría relación de intrusividad. Luego, vale destacar el cuidadoso mapeo realizado por Pomilio (1980), en correspondencia con el sector de contacto entre las rocas graníticas y las sedimentitas en el cerro Colorado, el que junto con el análisis

petrográfico de las unidades litológicas presentes lo lleva a interpretar a ese contacto como intrusivo y de edad contemporánea o inmediatamente posterior a la Formación Mascota.

Al respecto, cabe mencionar que Cingolani y Varela (1973) asignaron el granito del cerro Colorado a un evento magmático situado entre 427 y 392 Ma y restringieron la denominación de basamento en las Sierras Australes, a los afloramientos ubicados en el cerro Pan de Azúcar-cerro Del Corral (Precámbrico Tardío). Con posterioridad, Varela *et al.* (1985), tratan la estructura y composición geológica del sector sudoccidental de las Sierras Australes, que incluye al cerro Colorado y concluyen que el contacto entre granitos y cuarcitas es de carácter tectónico, por falla. Los mismos autores (Varela *et al.* 1990), se refieren a la edad e implicancias geotectónicas del granito del cerro Colorado, al que le asignan una edad Rb/Sr de 487 ± 15 Ma y lo consideran un plutón posttectónico vinculado con el granito sintectónico de Aguas Blancas y a su vez, relacionados ambos con las metamorfitas del cerro Pan de Azúcar, unidades que son asignadas en conjunto al evento tectotérmico brasiliano-panafricano del Precámbrico Tardío.

De esta forma, Varela *et al.* (1990) confirmaban una episodio granítico en el Ordovícico en el cerro Colorado, integrado a un basamento, el cual una vez consolidado soporta en discordancia a las sedimentitas marinas eopaleozoicas de las Sierras Australes.

Unidades litológicas y relaciones de contacto

Para el relevamiento detallado del sector comprendido entre la cantera y el contacto aflorante entre el macizo granítico erosionado del cerro Colorado y las sedimentitas de la Formación Mascota ubicadas en el sector sudoeste del cerro, en las proximidades del acceso a la cantera (Fig. 1a), se emplearon como base el fotograma II-RH647-28 del vuelo de INTA ampliado a escala aproximada 1: 10.000, de abril de 1967 y el relevamiento a plancheta a escala 1: 2.500 efectuado por Pomilio (1980). Las unidades geológicas, relaciones de contacto y estructura han sido dibujadas en la Fig. 1. El perfil relevado en detalle que se describe a continuación corresponde a la Fig. 1b, c.

Desde el borde noreste de la cantera, extremo sudoeste del perfil, se comprueba la continuidad de los asomos, en esa misma dirección, de granitoides de grano grueso a medio, con anisotropía planar dominante de rumbo NO e inclinación al SO variable entre 45° y 75° (Fig. 1b), con la cual coincide una incipiente foliación gnéisica dada por láminas irregulares delgadas oscuras de minerales máficos, principalmente biotita y bandas feldespáticas más gruesas. A su vez, ambas estructuras controlan un diaclasamiento de similar disposición y la morfología característica de los afloramientos,

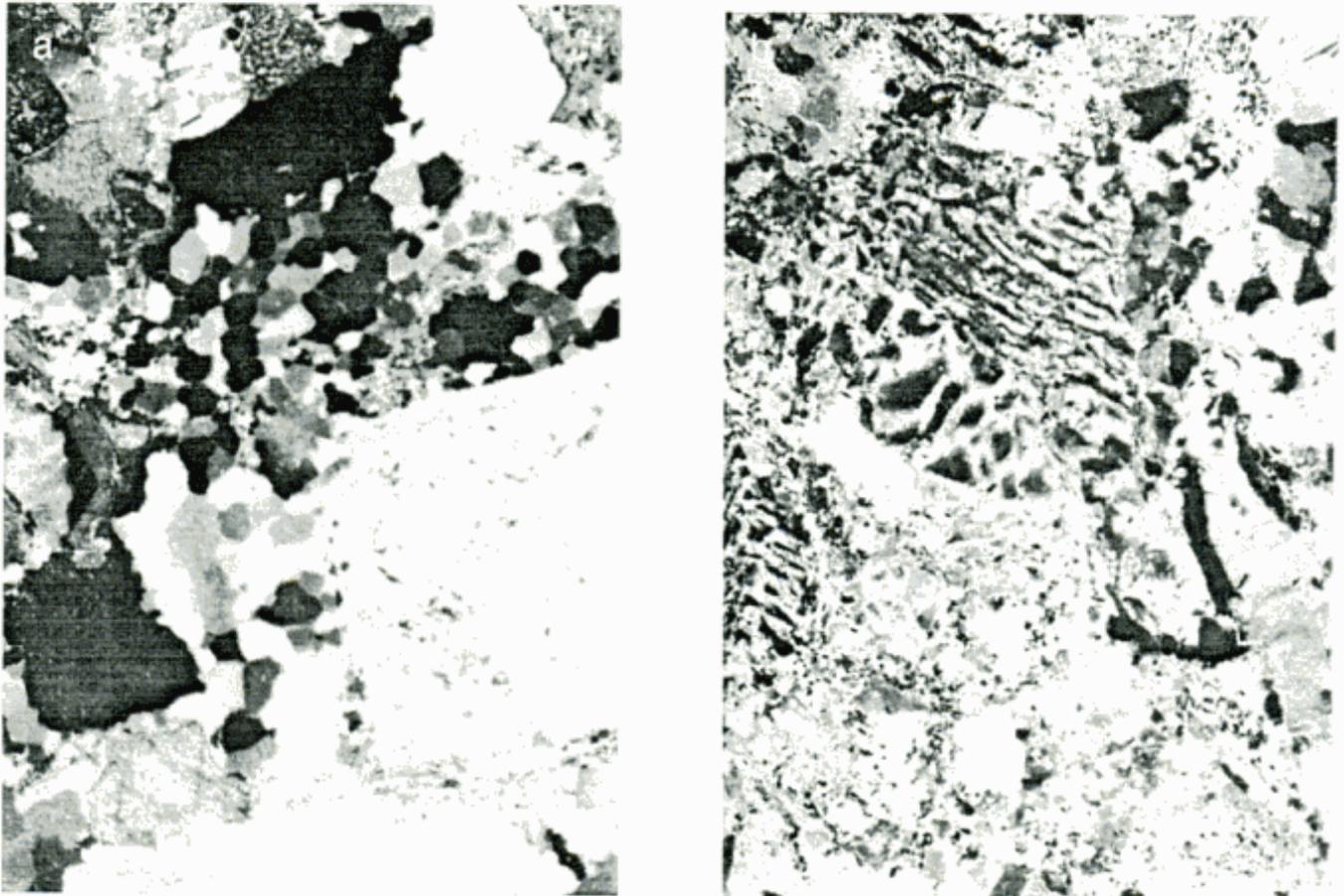


Figura 2: a, Texturas de deformación características del Granito Cerro Colorado, bandas de subgranos de cuarzo recrystalizado y feldespato flexurado. b, Textura granofirica común en los microgranitos no deformados del Granito Los Chilenos.

que definen en la ladera lomas y crestas bajas de superficies redondeadas por disyunción catafilar alargadas en la dirección del rumbo de la anisotropía planar, rodeadas por suelo. Estos afloramientos se extienden con características similares al noreste del camino a la laguna de Los Chilenos, aunque en este sector se aprecia una mayor tenacidad de los granitoides foliados (anisótropos) por silicificación y recrystalización ya en proximidad al contacto con un microgranito rojizo no foliado. Este contacto es neto, si bien se produce una interdigitación local de fajas de uno a tres metros de espesor aflorante del microgranito rojizo que separa septos del granitoide foliado silicificado (Fig. 1c).

El pase franco a microgranitos rojizos y castaño rosados, muy tenaces y sin desarrollo de clivaje o foliación, se da a una distancia de unos 130 m del contacto con las cuarcitas sabulíticas de la F. Mascota y coincide con un suave cambio de la pendiente del terreno, la que en este último tramo de afloramientos del granitoide no foliado (isótropo) se torna más llana, para volver a empinarse, en términos relativos, a partir de los primeros afloramientos de las sedimentitas plegadas y clivadas hasta el tope de la loma. Como elemento adicional para su reconocimiento en el terreno, los microgranitos muestran en forma sistemática venas de cuarzo trans-

lucido, en partes dispuestas en échelon, de espesores que varían entre pocos milímetros y hasta 1-2 cm, y un menor porcentaje de máficos, lo cual parece acentuarse al hallarse ausentes las estructuras penetrativas de fábrica características del granito foliado.

De las tres unidades mapeadas (Fig. 1a, b, c), se obtuvieron muestras representativas a lo largo de un perfil transversal a los contactos de dirección noreste, con la finalidad de estudiarlas petrográficamente con lupa binocular y en cortes delgados, para su caracterización petrológica apuntando a contribuir a la definición de sus relaciones estratigráficas.

Las muestras obtenidas de los afloramientos de granitoides anisótropos (Granito Cerro Colorado, Fig. 1b, c y 2a) permiten una caracterización general del sector de la cantera y del faldeo sudoeste del cerro. Se trata de rocas graníticas foliadas, de tamaño de grano grueso a mediano, en partes porfiroide debido al mayor desarrollo de cristales de feldespato rosado. Sus colores varían del rosado claro al rosado verdoso oscuro. La composición se integra por cuarzo, feldespato potásico perfitico, plagioclasa (oligoclasa-andesina) y biotita, en orden relativo de abundancia, con la presencia accesorias de circon, fluorita y opacos. Las texturas microscópicas de deformación características se expresan en extinción frag-

mentosa y mortero poligonizado de cuarzo, bandas kink en el feldespato perfitico, flexión del maclado polisintético y fracturación en plagioclasa, flexión y granulación de cristales de biotita desferrizada en bandas delgadas isorientadas asociadas a subgranos de cuarzo y óxidos de hierro. La medición sistemática de planos de clivaje y zonas de cizalla a lo largo del perfil se presentan en un diagrama estereográfico (Fig. 1c).

Una muestra obtenida de los afloramientos de granitoides isótropos (Granito Los Chilenos), a algunas decenas de metros del contacto con las sedimentitas de la Formación Mascota (Fig. 1b, c y 2b), tiene tamaño de grano medio, color rosado a gris verdoso en partes y estructura granítica. El cuarzo, que constituye más del 50% en volumen, forma nidos de color gris verdoso en general acompañado por biotita entre el feldespato rosado o bien forma algunos individuos límpidos de formas redondeadas similares a los clastos de la cuarcita sabulítica de la Formación Mascota en contacto. Al microscopio, la textura es heterogénea; los cristales de ortosa con perfitas filiformes, son anhedrales de gran tamaño o bien intersticiales; la plagioclasa (oligoclasa) es subhedral, en cristales de menor tamaño. Ambos minerales no ofrecen evidencias de deformación cristalina. La mica, biotita desferrizada, es intersticial y se dispone en bandas discontinuas, con asociación de opacos y sin evidencias de deformación. El cuarzo forma parches intersticiales de individuos límpidos y contactos en mosaico poligonal de recristalización o bien, individuos de mayor tamaño con bordes parciales de textura poligonal y extinción ondulada.

Otra muestra correspondiente a afloramientos de este granitoide (Granito Los Chilenos, Fig. 2b), ubicados a sólo unos metros del contacto con la F. Mascota (Fig. 1), tiene tamaño de grano fino y color gris verdoso con tonos rosados. El cuarzo es más abundante que en la muestra anterior y constituye más del 50% en volumen, presentándose en agregados de pequeños cristales similares a porciones de la matriz cuarzosa de la cuarcita sabulítica de aquella formación, más límpidos. Al microscopio, la textura se muestra muy heterogénea, formada por parches irregulares de granofiro, ortosa perfitica xenoblástica yuxtapuesta a cuarzo límpido, escasa plagioclasa subidioblástica y parches de cuarzo policristalinos en mosaicos de textura poligonal e intersticios de cuarzo y biotita desferrizada en tamaños menores. Las especies minerales principales no presentan evidencias de deformación penetrativa. En distintas secciones delgadas de muestras de estos granitoides, se presentan en forma accesoria cristales euhedrales de fluorita.

Las rocas de la Formación Mascota ubicadas a algunos metros del contacto con el Granito Los Chilenos (Fig. 1b, c), presentan color gris blanquecino y estructura clásica correspondiente a sabulitas cuarcíticas con 25% de granos redondeados de cuarzo de diámetro mayor a dos milímetros, en una matriz de tamaño arena fina a media formada por 90% de cuarzo detrítico,

en asociación con sericita, escasa muscovita y algunos parches de sericita-arcilla. La fábrica de estas rocas guarda las evidencias de una deformación penetrativa (clivaje) que se manifiesta en la disposición subparalela de microzonas de cizalla con la formación de bandas de subgranos de cuarzo, alineación y concentración de sericita-moscovita. Los clastos de cuarzo tienen extinción fragmentosa y microfracturas marginales. A partir de sus bordes se han formado diminutos cristales de muscovita-sericita, en disposición paralela, con la textura deformativa de la matriz. Estos rasgos texturales, obtenidos a partir de la observación microscópica, ponen de manifiesto una estructura anisótropa por deformación en las rocas cuarcíticas de esta Formación, evidente a la observación directa en sus afloramientos cercanos al contacto, pero que se halla ausente, como se mencionara, en los granitoides pertenecientes al Granito Los Chilenos previamente analizados.

El contacto del Granito Los Chilenos con la Formación Mascota, algo cubierto por depósitos modernos, es también neto, tiene una disposición subvertical y es concordante con el rumbo local de la estratificación de las cuarcitas y cuarcitas sabulíticas de inclinación al noreste (Fig. 1c). Las observaciones realizadas a ambos lados del contacto, permiten individualizar una faja de 50 a 60 m de espesor en el macizo granítico isótropo de tamaño de grano fino y textura heterogénea que alcanza un extremo en contacto con las sedimentitas, comparable con una zona de borde de un plutón intrusivo (Llambías y Prozzi 1975; Pomilio 1980). En las cuarcitas, pobremente micáceas, que constituyen rocas de reactividad nula frente a una intrusión granítica epizonal postectónica, sólo se aprecia un cierto grado de recristalización general, combinando las observaciones macroscópicas y microscópicas, en una faja de unos pocos metros de espesor yuxtapuesta al contacto. No se reconocen texturas y estructuras de falla, ni la presencia de filonitas mencionadas en trabajos anteriores (Varela *et al.* 1985; Kilmurray 1968).

La suma de evidencias concuerda para considerar que el Granito Los Chilenos es intrusivo tanto en el Granito Cerro Colorado del cerro Colorado, como así también en las sedimentitas de la Formación Mascota, a las cuales habría incorporado en forma parcial.

Se estima que los principales cambios y reacciones producidas por la incorporación de las cuarcitas sabulíticas por un líquido granítico parcialmente cristalizado, serían:

Recristalización de muscovita-sericita (arcilla) con aporte de cationes (Fe^{3+} , Mg^{2+}) del líquido granítico y alteración tardía (desferrización de biotita y concentración de opacos).

Limpieza por eliminación de inclusiones en el cuarzo incorporado (xenoclastos) por recristalización y su concentración en opacos intersticiales y marginales a los individuos recristalizados.

Atenuación de estructuras marginales de fracturación y extinción fragmentosa, en clastos de cuarzo preservados de la cuarcita sabulítica.

Tabla 1: Resultados analíticos por el método Rb/Sr de los granitoides CC y LCh. Determinaciones de Rb y Sr por espectrometría de fluorescencia de rayos-X (FRX).

Arb N°	Tipo	Rb ppm	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (2 σ)	^{87}Sr (2 σ)
960	LCh	466	13	106.5 \pm 2.0	0.92020 \pm 0.0004
961	LCh	393	12	94.4 \pm 1.9	0.90120 \pm 0.0004
963	LCh	371	13	84.7 \pm 1.7	0.88150 \pm 0.0004
966	LCh	428	15	82.6 \pm 1.7	0.87410 \pm 0.0004
971	LCh	440	14	90.9 \pm 1.8	0.8991 \pm 0.0004
962	CC	433	12	103.4 \pm 2.0	1.2600 \pm 0.0004
964	CC	380	12	87.9 \pm 1.8	1.1979 \pm 0.0004
965	CC	397	9	137.5 \pm 2.7	1.4388 \pm 0.0004
967	CC	404	16	56.4 \pm 1.2	1.0159 \pm 0.0004
968	CC	305	10	144.7 \pm 2.9	1.4872 \pm 0.0004
970	CC	305	15	59.8 \pm 1.3	1.0158 \pm 0.0004

Dataciones radimétricas

Las muestras obtenidas separadamente de los granitoides foliados, Granito Cerro Colorado (CC) y no foliados, Granito Los Chilenos (LCh), fueron analizadas radimétricamente por medio del método rubidio-estroncio sobre roca total. En la Tabla 1 se presentan los resultados analíticos obtenidos y en las Figs. 3a y 3b los diagramas isocrónicos, utilizando el modelo de Williamson (1968), de los granitos CC y LCh, respectivamente. Las determinaciones de las concentraciones de Rb y Sr se efectuaron por FRX y los valores obtenidos concuerdan con los mencionados por Varela *et al.* (1990). Con respecto a los resultados analíticos cabe señalar además que los errores \pm de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ son los normales para este tipo de rocas, e incluso menores que los presentados anteriormente para rocas graníticas de esta comarca (Varela *et al.* 1990). Las edades corresponden al cierre de los sistemas isotópicos y han sido calculadas con un error de 2 σ ; los errores de las relaciones iniciales son normales para este tipo de rocas con MSWD bajos de 1,95 (CC) y 1,45 (LCh).

Todas las muestras de rocas graníticas anisótropas, con foliación y clivaje evidentes, se alinean en la isocrona de 381 ± 9 Ma y poseen una relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7035 (Fig. 3a). Estas muestras fueron obtenidas en su mayoría del sector de cantera y son por lo tanto representativas de la unidad denominada CC, Granito Cerro Colorado del cerro homónimo (Fig. 1).

Por otra parte, las muestras de rocas graníticas isotropas que en el contacto con el granitoide CC se intercalan a modo de filones concordantes con su foliación (véase Varela *et al.* 1985), y que definen un cuerpo de algo más de 100 m de extensión aflorante en dirección NE mapeado como granitoide LCh, Granito Los Chilenos del cerro Colorado (Fig. 1b, c), se disponen sobre un diagrama isocrónico de 140 ± 14 Ma (Fig. 3b), con un valor de la relación inicial de 0,7126.

La relación inicial de la isocrona Rb/Sr del granitoide más antiguo CC (Granito Cerro Colorado), de 0,7035 permite deducir, si bien en forma preliminar, un origen ígneo mantélico para el plutón granítico de mayor extensión y corresponde al granito típico de Varela *et al.* (1985) en el cerro Colorado. Para el granitoide LCh (Granito Los Chilenos), la relación inicial de 0,7126 habilita a considerar, también en forma preliminar, un origen híbrido por contaminación cortical, y se lo considera formado a partir de fusión de corteza continental.

Secuencia estratigráfica

Sobre la base de la consideración conjunta de los datos de campo, estudios petrográficos y dataciones isotópicas de las rocas eruptivas aflorantes en el cerro Colorado, se diferencian dos unidades graníticas y una unidad de rocas sedimentarias en la comarca estudiada.

Las rocas graníticas foliadas (CC) no tienen aquí contacto directo con las cuarcitas de la Formación Mascota y habían sido consideradas como la unidad más antigua que habría formado parte del basamento sobre el cual se depositaron las sedimentitas del Grupo Curamalal (Harrington 1947; Varela *et al.* 1990). Esta asignación de edad relativa tomó en consideración la presencia de areniscas y sabulitas feldespáticas en estas sedimentitas mencionadas por Varela *et al.* (1985) al noroeste del cerro Cortapie, cuya proveniencia podría adjudicarse al Granito Cerro Colorado.

No obstante, al existir en la comarca rocas graníticas de mayor edad como en Las Lomitas y cantera Aguas Blancas (Varela *et al.* 1990), el Granito Cerro Colorado aquí diferenciado se interpreta, como intrusivo sintectónico en las sedimentitas del Grupo Curamalal, el cual adquirió su estructura penetrativa por ortogneisificación durante la Orogenia Chánica (370 Ma) en simultaneidad con el plegamiento de la Formación Mascota. En este caso, CC no sería la unidad más antigua en la comarca aquí estudiada, posición que le correspondería entonces a las cuarcitas sabulíticas eopaleozoicas de la Formación Mascota aflorantes en el cerro Colorado, tal como se muestra en la Fig. 4.

La unidad más moderna se halla aquí representada por los microgranitos y granófiros del Granito Los Chilenos que constituyen un plutón epizonal incipientemente expuesto, intrusivo en el Grupo Curamalal y en los granitoides CC. Esta última unidad, no mencionada previamente en la composición geológica de la región, es la litología precenozoica más moderna de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires.

Discusión

Las edades radimétricas obtenidas en el presente trabajo concuerdan en cuanto a la diferenciación de dos

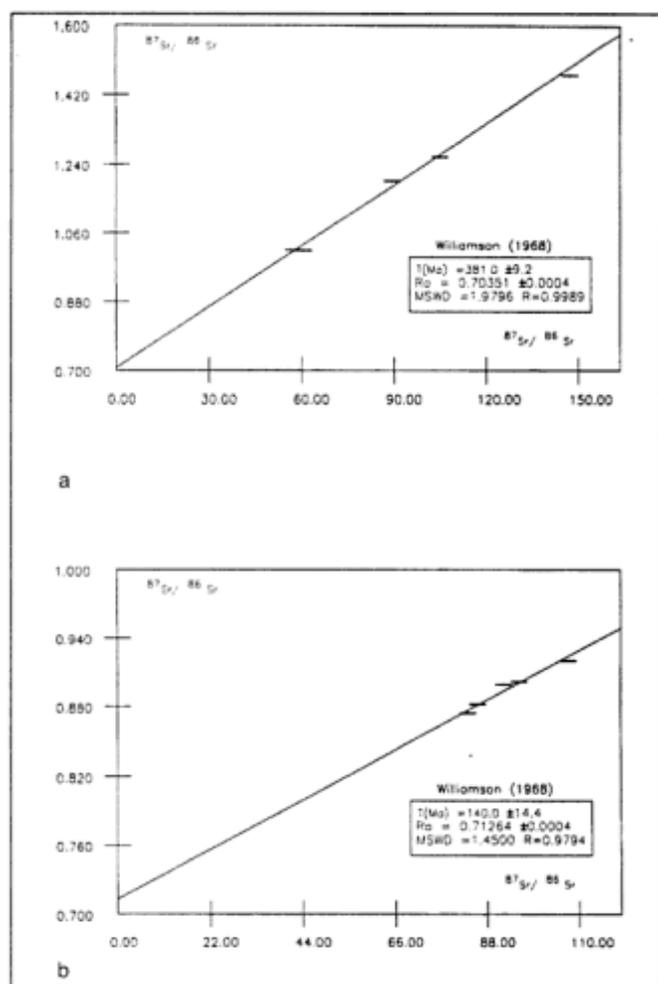


Figura 3: a, Isocrona Rb/Sr correspondiente a los afloramientos del Granito Cerro Colorado. b, Isocrona Rb/Sr correspondiente a los afloramientos del Granito Los Chilenos.

entidades graníticas mapeables presentes en el cerro Colorado, ya que la isocrona de 381 ± 9 Ma se obtuvo del conjunto de muestras con anisotropía planar y lineal manifiesta, correspondientes a rocas graníticas de grano grueso a medio, foliadas, para las que aquí se propone el nombre de Granito Cerro Colorado. En cambio, la isocrona de 140 ± 14 Ma corresponde a los afloramientos de microgranitos y granófiros, carentes de anisotropía planar y lineal de fábrica (isótopos) que se denominan Granito Los Chilenos tal como fuera adelantado recientemente (Massabie y Rossello 1998). Estos resultados no respondieron a la hipótesis de trabajo planteada inicialmente para esta investigación.

Las dataciones halladas para las rocas graníticas del cerro Colorado, difieren del valor proporcionado por Varela *et al.* (1990), quienes presentaron un valor de 487 ± 15 Ma, el cual como lo afirman los autores, corresponde a una "errorcrona" con un MSWD de 20, pero se hallan en armonía con el control geológico local, ya que responden a la secuencia estratigráfica establecida para las unidades litológicas aquí diferenciadas.

Teniendo en cuenta los antecedentes existentes y el relevamiento geológico-estructural realizado, se sepa-

ran dos episodios tectotérmicos en el macizo granítico del cerro Colorado. El primero de ellos hacia los 381 Ma, se asocia a la edad de 360 ± 21 Ma determinada para los pórfidos riolíticos de La Mascota-La Hermita (Cingolani y Varela 1973) y coincide con el registro de la Orogenia Chánica en las Sierras Australes, expresado en la discordancia regional pre-Sauce Grande (Massabie y Rossello 1984). El segundo de ellos, a los 140 Ma representa una eruptividad sin registro previo en la región de las Sierras Australes, que se apoya, además, en relaciones geológicas de campo relevadas y antecedentes no valorados previamente (Llambías y Prozzi 1975; Pomilio 1980). Desde el punto de vista geoquímico las relaciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para cada uno de los conjuntos de muestras correspondientes respectivamente a los granitoides LCh y CC demuestran también una diferenciación genética.

Por otra parte, si bien se ha reconocido fluorita primaria accesoria en ambos granitos, con el Granito Los Chilenos se vinculan genéticamente las venas de fluorita asociada a cuarzo, no deformadas, existentes en el Granito Cerro Colorado. Sobre esta base cabe considerar la correlación preliminar del plutonismo granítico jurásico de las Sierras Australes, con la eruptividad granítica-riolítica posttriásica ? relacionada con la mineralización vetiforme de fluorita asociada a calcedonia y cuarzo (Corbella 1973) de Sierra Grande en Patagonia Nororiental.

Atendiendo a criterios tectónicos regionales y geotectónicos, cabe vincular la eruptividad jurásica tardía en el cerro Colorado con la actividad tectónica extensional y eruptividad asociada desde el mesojurásico en el extremo meridional de Sudamérica (Uliana *et al.*

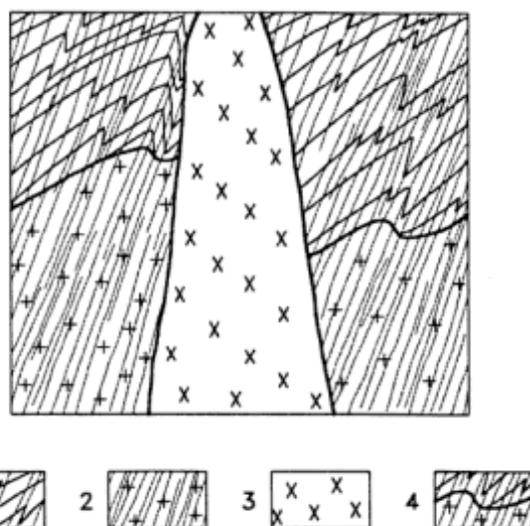


Figura 4: Esquema idealizado que muestra las relaciones estratigráficas entre las unidades precenozoicas expuestas en el cerro Colorado. 1 Formación Mascota; 2 Granito Cerro Colorado; 3 Granito Los Chilenos; 4 Intrusión de CC en la Formación Mascota sincrónica con desarrollo de foliación y clivaje.

1985), la cual continúa hasta el Jurásico tardío-Cretácico temprano en el entorno de los 140 Ma. La misma ha proporcionado rocas riolíticas procedentes de ambientes que involucrarían anatexis de corteza continental y preludian el desmembramiento de Gondwana occidental. Nullo (1991), al analizar las cuencas extensionales del Mesozoico inferior en el extremo sur de Sudamérica, destaca un mayor desarrollo de cuencas extensionales y también una mayor actividad magmática para el intervalo del Jurásico superior (164-136 Ma).

Un elemento adicional de correlación del plutón granítico LCh del cerro Colorado con la eruptividad jurásica, lo constituye el origen del magma granítico postulado por Uliana *et al.* (1985) que se originaría por anatexis de corteza continental (Hildreth 1981), lo cual resulta coherente, en principio, con el valor de la relación inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.7126 de la isocrona de 140 Ma.

Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos se destacan las siguientes conclusiones:

Se diferencian sobre la base de mapeo geológico-estructural y de edades radiométricas Rb/Sr la existencia de dos formaciones graníticas en los afloramientos de granitoides del cerro Colorado de las Sierras Australes bonaerenses.

Ambas unidades representan eventos tectotérmicos post-precámbricos (post-basamento) que se asocian con la evolución tectónica paleozoica y mesozoica de las Sierras Australes de Buenos Aires.

Para la unidad más antigua de granitos foliados, Granito Cerro Colorado (CC), se ha obtenido una isocrona Rb/Sr de 381 ± 9 Ma, con una relación inicial de 0,7035, que permite, en forma preliminar, interpretarlo como de origen magmático primario. Se lo considera emplazado sintectonicamente durante la Orogenia Cháñica compresiva en la Formación Mascota y constituye una eruptividad correlacionable con los pórfidos riolíticos de La Mascota - La Hermita, en sincronía con la discordancia pre-Formación Sauce Grande de las Sierras Australes.

La unidad más moderna de granitoides no foliados, Granito Los Chilenos (LCh), ha proporcionado una isocrona Rb/Sr de 140 ± 14 Ma, con una relación inicial de 0,7126 y se lo considera, con reservas, originado a partir de fusión cortical parcial. Durante su emplazamiento intrusivo epizonal en la Formación Mascota y en el Granito Cerro Colorado, se estima que las condiciones tectónicas correspondieron a un régimen extensional que preanunciaba la apertura atlántica.

La vinculación genética con el Granito Los Chilenos de venas epigenéticas de fluorita y cuarzo en el Granito Cerro Colorado, apunta a incluir un nuevo elemento de correlación geológica entre esta región y la comarca de Sierra Grande en Patagonia Nororiental.

Agradecimientos

Este trabajo forma parte de resultados obtenidos en el marco de los Proyectos UBACYT Ex-217 y Ex-120, por lo que se agradece a la Universidad de Buenos Aires el apoyo recibido para su concreción. A Miguel Uliana, un sencillo recuerdo por su aliento en la continuidad de estas investigaciones. Un agradecimiento especial a Eduardo Llambías y Luis Dalla Salda por sus revisiones del trabajo en calidad de árbitros. Este trabajo es una contribución al Proyecto IGCP436.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Berthé, D., Choukrone, P. y Jégouzo, P., 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology* 1 (1): 31-42.
- Cingolani, C.A. y Varela, R. 1973. Examen geocronológico por el método Rubidio-Estroncio de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino* (V. Carlos Paz, Córdoba), 1: 349-371. Buenos Aires, Argentina.
- Cobbold, P.R., Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1986. Hercynian wrenching and thrusting in the Sierras Australes foldbelt. *Hercynica*, 2: 135-148.
- Cobbold, P.R., Massabie A.C. y Rossello, E.A., 1989. Importancia del cizallamiento dúctil en la evolución geotectónica de las Sierras Australes de Buenos Aires. *Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses* (Tandil). *Actas*: 1.047-1.054. CIC. La Plata, Argentina.
- Cobbold, P.R., Gapais D. y Rossello, E.A., 1991. Partitioning of compressive motions within a sigmoidal foldbelt: the Variscian Sierras Australes, Argentina. *Journal Structural Geology*, 13(7): 743-758.
- Corbella, H., 1973. Acerca de la existencia de cuerpos hipoabissales granito-riolíticos en el distrito minero de Sierra Grande (Provincia de Río Negro) y su posible importancia metalogenética. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 28(4): 353-363.
- Grecco, L.E., Gregori D.A. y Maiza, P.J., 1984. Relación del contenido de fluor y de (OH) en las "biotitas" de las rocas graníticas de la cantera Cerros Colorados, Provincia de Buenos Aires. *Actas 9° Congreso Geológico Argentino*, 3: 368-375. S. C. Bariloche
- Grecco, L.E. y Gregori, D.A., 1993. Estudio geoquímico de los intrusivos graníticos cerros Colorados y Aguas Blancas, Sierras Australes, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 81-89. Buenos Aires.
- Grecco, L.E., Gregori, D.A. y Ruvimos, M.A., 1997. Characteristics of Neoproterozoic magmatism in Sierras Australes, southeast Argentina. *Zentralblatt Geologische Palaontologie Teil 1* (3-6): 609-619. Stuttgart.
- Harrington, H.J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34 m (Sierra La Ventana), provincia de Buenos Aires. Dirección Nacional de Minería y Geología. *Boletín* 61, 56 p. Buenos Aires, Argentina.
- Hildreth, W., 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *Journal Geophysical Research*, 86: 10153-10192.
- Kilmurray, J.O., 1968. Petrología de las rocas ígneas de las Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. *Revista*

- Museo de La Plata (Nueva Serie). 6: 155-188. La Plata, Argentina.
- Llambías, E.J. y Prozzi, C.R., 1975. Ventania. Relatorio del 6° Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), 79-101, Buenos Aires.
- Massabie, A.C. y Rossello, E.A., 1984. La discordancia pre-Formación Sauce Grande y su entorno estratigráfico, Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires. Actas 9° Congreso Geológico Argentino (S.C. Bariloche). 1: 337-352. Buenos Aires, Argentina.
- Massabie, C.A. y Rossello, E.A., 1997. El contacto entre las rocas graníticas y las sedimentitas en el cerro Colorado, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Homenaje al doctor Arturo J. Amos, Resúmenes 53(1): 17. Buenos Aires.
- Massabie, A. C. y Rossello, E. A., 1998. Granito Los Chilenos (Sierras Australes de Buenos Aires, Argentina): testimonio precursor del rifting jurocretácico de las cuencas del Colorado y Macachín. 2° Congreso Uruguayo de Geología Actas: 7-9, Punta del Este, Uruguay.
- Nulló, F.E., 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. Buenos Aires, Argentina.
- Pomilio, G.A., 1980. Geología y petrografía del cerro Colorado. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 46 p. (inédito). Buenos Aires, Argentina.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C., Lopez Gamundi, O.R., Cobbold, P.R. y Gapais, D., 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. Journal South American Earth Sciences, 10(5-6): 389-402.
- Uliana, M.A., Biddle, T. Phelps, D.W. y Gust, A., 1985. Significado del vulcanismo y extensión mesojurásicos en el extremo meridional de Sudamérica. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 40(3-4): 231-253.
- Varela, R., Dalla Salda, L.H. y Cingolani, C.A., 1985. Estructura y composición geológica de las sierras Colorada, Chasicó y Cortapié, Sierras Australes de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina. 40(3-4): 254-261.
- Varela, R., Cingolani, C.A. y Dalla Salda, L.H., 1990. Edad del granito de cerro Colorado y su implicancia geotectónica. Actas 11° Congreso Geológico Argentino (San Juan). 2: 279-282. San Juan, Argentina.
- Willamson, J. H., 1968. Least square fitting of a stright line. Canadian Journal of Physics, 46: 1845-1847.

Recibido: 27 de noviembre, 1998

Aceptado: 12 de noviembre, 1999

Nanofósiles calcáreos, duración y origen de ciclos caliza-marga (Jurásico tardío de la Cuenca Neuquina)

Roberto A. SCASSO^{1,2} y Andrea CONCHEYRO^{1,3}

¹Departamento de Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria 1428 Buenos Aires, Argentina.

²CONICET. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

³IAA. Instituto Antártico Argentino.

ABSTRACT. *Calcareous nannofossils, duration and origin of limestone-marl cycles (Late Jurassic, Neuquén Basin).* A nannofossil association corresponding to Zone NJ20b was defined in the rhythmically interbedded limestones and marls of the Los Catutos Member, Vaca Muerta Formation. It confirmed the Late Middle Tithonian age, previously assigned on the basis of ammonites, to the beds which crop out in the locality of Zapala, Neuquén Province, Neuquén Basin. The stratigraphical resolution of the nannoflora was no better than that of the ammonite fauna, but a good correlation between zones can be established. This represents a powerful and useful tool for future biostratigraphical studies in the Neuquén Basin. On the basis of the ammonite and nannofossil zones, a period of 1 my was estimated for the deposition of the 25 m thick sequence of limestones and marls. From these data a high sedimentation rate (5 m/ka on average) was calculated. As a consequence, the duration of the individual limestone-marl cycles is about 20 ka on average, in good agreement with the precession period of the earth axis. Thus, rhythmic changes in sedimentation would be related to climatic changes driven by orbital forcing.

Introducción

En la Cuenca Neuquina afloran calizas litográficas y sublitográficas tithonianas en las cercanías de Zapala. Corresponden al Miembro Los Catutos de la Formación Vaca Muerta (Leanza y Zeiss 1990). Esta unidad contiene amonites que han sido estudiados en detalle (Leanza y Zeiss 1990, 1992) y asignados al Tithoniano medio. Los microfósiles calcáreos eran prácticamente desconocidos a excepción del hallazgo de dos especies de nanoplancton calcáreo señalado por Leanza y Zeiss (1990).

Las referencias sobre nanofósiles calcáreos del Jurásico de Argentina son muy escasas. Se conocen dos estudios que consideran las asociaciones del Pliensbachiano-Toarciano y del Caloviano de la Cuenca Neuquina (Angelozzi 1988, Simeoni 1995). En el mundo son pioneros los trabajos de Deflandre (1939, 1952), Noël (1957, 1959, 1965, 1973), Medd (1982), Grün y Zweili (1980), entre los más conocidos. Recientemente, Bown (1987), Crux (1987) y Bralower *et al.* (1989), presentaron los primeros esquemas biozonales estándar para el Jurásico, de Kaenel y Bergen (1993) y de Kaenel *et al.* (1996), Bown y Cooper (1998) realizaron una muy completa zonación para las regiones del Thetys y Boreal, siendo aún incompleta una zonación que involucre las regiones australes. Wise y Wind (1977) y Bown (1992) analizaron las asociaciones australes en el ámbito del Plateau de Malvinas y en el noroeste de

la Plataforma Australiana, y propusieron la existencia de un Reino Austral, basándose en la ausencia de algunos taxa característicos del Tethys.

En este trabajo se da a conocer la asociación de nanofósiles recuperados en las calizas y margas, junto con los cuadros de distribución de las especies, que permitieron asignar una edad tithoniana media al intervalo muestreado y compararlo con la zonación de amonites. A partir de las zonas de nanofósiles calcáreos y de amonites se pudo estimar la duración total del intervalo analizado. En función de ésta se calculó el tiempo involucrado en la sedimentación de cada uno de los pares marga-caliza que constituyen las calizas litográficas y sublitográficas. Conocer con precisión la edad y duración de los intervalos involucrados en la depositación de las ritmitas es crítico para la interpretación de las condiciones ambientales que dan origen a la ritmicidad y su relación con los cambios en la órbita del planeta.

Marco Geológico

La Cuenca Neuquina constituye un amplio engolfamiento alargado en dirección SE-NO (engolfamiento Neuquén-Aconcagua de Legarreta y Uliana 1996), abierto hacia el oeste al Océano Pacífico, que se rellenó con una espesa secuencia de sedimentos del Triásico tardío al Terciario temprano. El emplazamiento

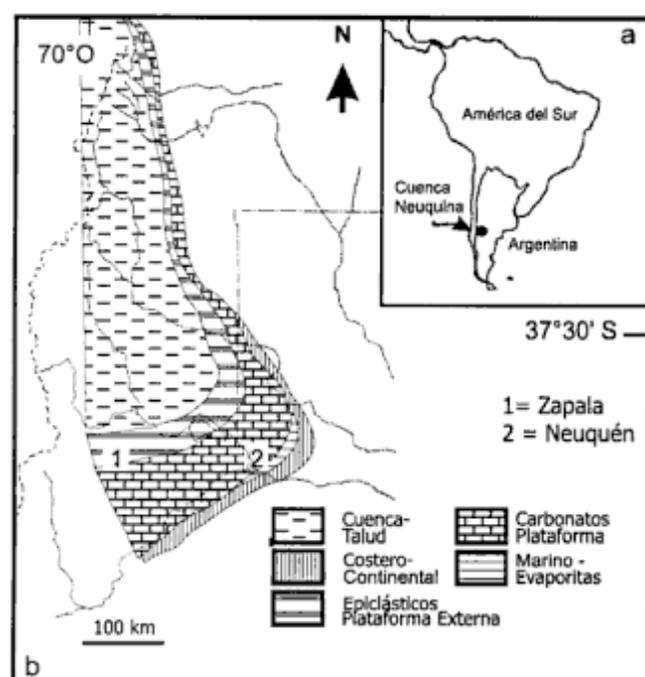


Figura 1: a, Mapa de ubicación de la Cuenca Neuquina. b, Mapa paleogeográfico para el Tithoniano Tardío (de Legarreta y Uliana 1996), aplicable con ligeras modificaciones al Tithoniano Medio alto.

tectónico durante el Jurásico superior fue el de una cuenca ubicada entre un antepaís sudamericano, en una amplia y suave depresión, con un arco volcánico desarrollándose al oeste (Legarreta y Uliana 1996).

Casi la totalidad del área de la cuenca fue ocupada por el mar, que mostró un nivel máximo, durante el Tithoniano y el Berriasiano Temprano (Fig. 1b), intervalo en el cual se depositaron las pelitas oscuras con calizas intercaladas de la Formación Vaca Muerta. Estas engranan lateralmente con las facies clásticas y carbonáticas de plataforma de la Formación Quintuco (equivalente al Miembro Los Catutos) y con facies terrígenas continentales de la Formación Bajada Colorada (Legarreta y Gulisano 1989). De acuerdo con las reconstrucciones paleogeográficas (Legarreta y Uliana 1991; Leanza y Zeiss 1990) el área de Zapala estaría situada a unos 100 km al noroeste de la costa sudeste del golfo neuquino para el Tithoniano. Durante el Jurásico y el Cretácico inferior la cuenca observó una posición persistente dentro de la faja infratropical sur (Legarreta y Uliana 1996). En líneas generales la formación de terrazas carbonáticas dentro de la cuenca muestra un marcado ajuste con los ascensos del nivel del mar (Legarreta y Uliana 1996). Esto se manifiesta claramente durante la sedimentación de los carbonatos tithonianos, que es además acompañada por una extendida anoxia en gran parte de la cuenca y, especialmente, en sectores profundos de la misma. Los depósitos laminados fangosos y margosos de la Formación Vaca Muerta muestran altos contenidos de materia orgánica (2% a 12% COT) y demuestran la persistencia de un balance

hidrológico positivo para la cuenca con el desarrollo de una columna de agua estratificada que controló las condiciones de fondo anaeróbicas a disaeróbicas (Legarreta y Uliana 1996).

En la zona de Zapala (Fig. 1) la secuencia tithoniana alcanza un espesor total de 420 m, que incluye a las Formaciones Vaca Muerta y a la parte inferior de la Formación Picún Leufu dentro de la cual se registra un pasaje transicional al Berriasiano (Leanza y Hugo 1977, Leanza y Zeiss 1990). Dentro de esa zona, la localidad de Los Catutos se encuentra en el extremo sur del flanco este del gran anticlinal de la Sierra de Vaca Muerta (Lambert 1956). Localmente las capas muestran un amplio sinclinal que hacia el NE continúa en un anticlinal más apretado, en cuyo flanco este se sitúa la cantera El Ministerio, localidad tipo del Miembro Los Catutos. Allí se exponen las calizas, con margas y pelitas intercaladas, alcanzando un espesor máximo de 70 m (Fig. 2). En el área, la Formación Vaca Muerta es cubierta por la Formación Picún Leufu (Leanza 1973) de edad tithoniana tardía a berriasiana temprana.

En la cantera El Ministerio, el Miembro Los Catutos es muy fosilífero, con una interesante asociación de cefalópodos, reptiles y peces (Cione *et al.* 1987, Gasparini *et al.* 1987). En esta localidad, se distinguen cinco horizontes con amonites (Leanza y Zeiss 1990, 1992), de los cuales los tres inferiores correlacionan bien con la zona de *Windhausenicerias internispinosum*, del Tithoniano Medio más alto, aunque el más bajo de los tres podría alcanzar la zona inmediata inferior de *Aulacosphinctes proximus*, algo más antigua (Fig. 2). El quinto nivel, más joven, podría extenderse hasta el límite entre el Tithoniano Medio y Superior.

Características del perfil de Los Catutos

La sección relevada en la cantera Los Catutos y en la Cementera Loma Negra es una sucesión de alrededor de 25 m de espesor de una alternancia rítmica de calizas y margas. Las calizas, de color castaño-amarillento y azul cuando están muy frescas, forman bancos de 30-40 cm de espesor promedio, aunque hacia el techo alcanzan potencias mayores de 1 metro y ocasionalmente desarrollan buena laminación interna. Las margas son más potentes cerca de la base, 15-20 cm en promedio, y alcanzan un espesor máximo de 50 cm en la parte media del perfil. Hacia el techo su espesor disminuye, reduciéndose a pequeñas intercalaciones de 5 cm dentro de potentes bancos de caliza.

Las calizas se apoyan sobre una secuencia mayormente clástica, bien expuesta por unos 30 metros en la cantera de Los Catutos. La misma se compone de pelitas de color chocolate y gris, a veces margosas, con escasas intercalaciones delgadas de margas de color castaño amarillento y gris, que portan restos fragmentarios de amonites.

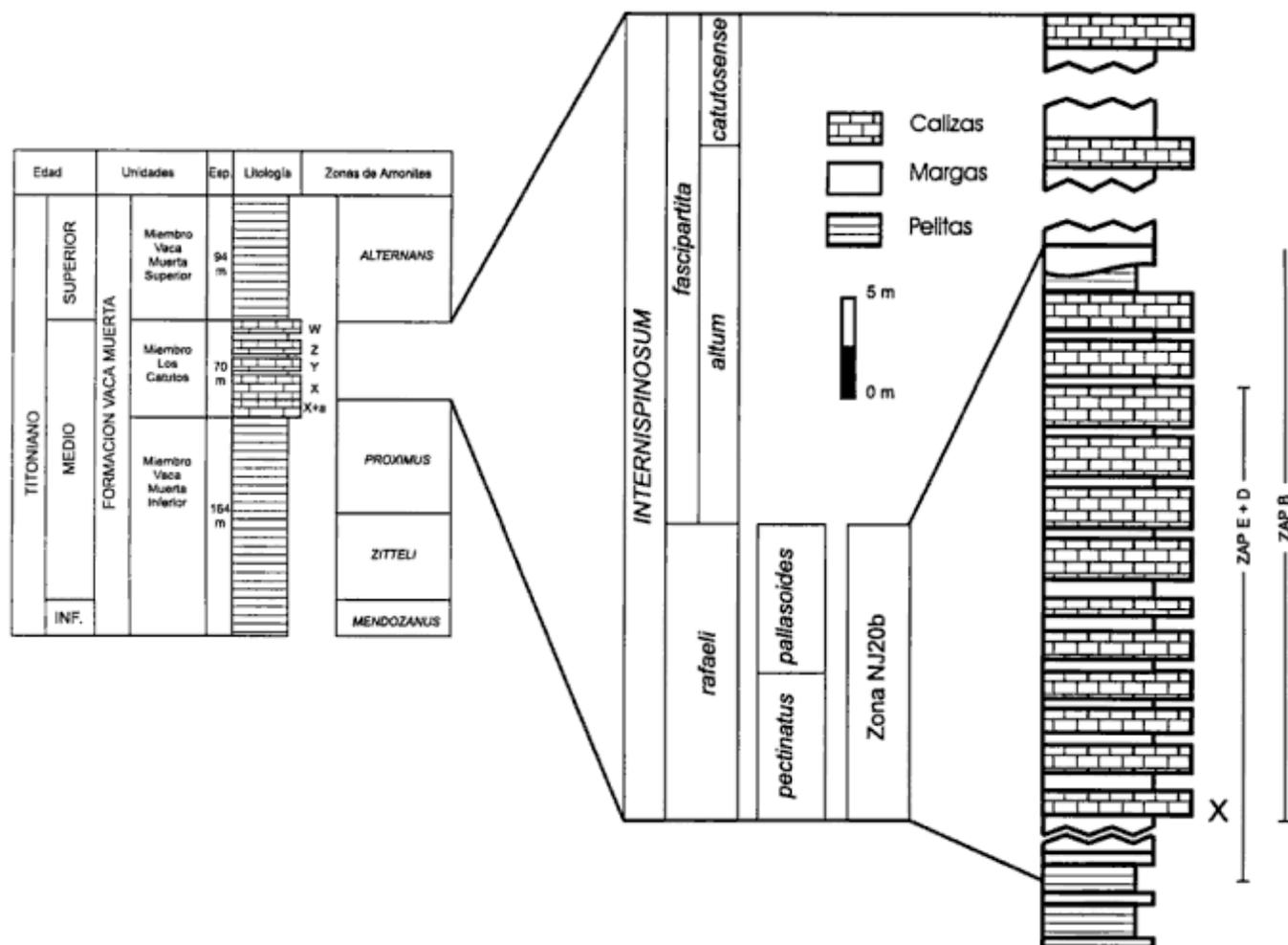


Figura 2: A la izquierda se muestra la zonación de ammonites realizada por Leanza y Zeiss (1992) para la Formación Vaca Muerta en el área de Zapala. Se amplía la Zona de *internispinosum* para mostrar su correlación con la Zona NJ20b, cuya presencia ha sido constatada en este trabajo. A la derecha se ilustra el perfil litológico esquemático y los intervalos estratigráficos muestreados correspondientes a los perfiles ZAPB y ZAPE+D. Es una sucesión de alrededor de 25 m de espesor de una alternancia rítmica de calizas y margas. Las calizas forman bancos de 30-40 cm de espesor promedio, pero hacia el techo alcanzan potencias 1 m. Las margas son más potentes cerca de la base, 15-20 cm en promedio, y alcanzan un espesor máximo de 50 cm en la parte media del perfil. Hacia el techo se reducen a pequeñas intercalaciones de 5 cm.

El intervalo principal de calizas es cubierto por pelitas verdosas y grandes lentes de margas relleno de formas erosivas del tipo de paleocanales, labradas sobre las pelitas. Este intervalo se encuentra bien expuesto por unos 15 m de espesor en la cantera centro de la Cementera. Estratigráficamente más arriba, en la zona de Los Catutos, afloran alrededor de 40 m de sedimentos en los que se destacan dos bancos duros de calizas intercalados con rocas friables (posiblemente pelitas) muy cubiertas, que se representan en el perfil de la Fig. 2.

Las calizas litográficas de Neuquén se habrían depositado en condiciones marinas abiertas a profundidades de entre 30 y 50 m aproximadamente (Leanza y Zeiss 1990). Entre la fauna registrada se observan muy pocos organismos bentónicos. El clima habría sido cálido con bajo aporte clástico y gran aporte de mica.

Nanofósiles calcáreos

Materiales y métodos

En el presente estudio se analizaron 40 muestras en búsqueda de nanofósiles calcáreos. Estas, corresponden a tres perfiles estratigráficos realizados por uno de los autores (R.A.S) en el área de las canteras Los Catutos (Muestras ZAPD y ZAPE) y Loma Negra Sur (Muestras ZAPB), situadas unos 20 km al sudoeste de la localidad de Zapala. Los perfiles ZAPD y ZAPE integrados cubren el espesor total del Miembro Los Catutos, al igual que el perfil ZAPB. En casi todos los tipos litológicos se recuperaron nanofósiles calcáreos y, con excepción de unas calizas muy induradas, 33 muestras resultaron ser fértiles (Tablas 1 y 2).

Para el procesamiento del material se utilizó la técnica de frotis ("smear slides"), las observaciones se re-

Tabla 1: Especies de nanoplancton calcáreo determinadas en el perfil ZAPB. Se adjunta la posición estratigráfica con relación a la base del intervalo X (véase Fig. 2).

Posición estratigráfica (m s/nivel X)	Esesor del banco (m)	Litología	Muestras (Perfil ZAPB)	Preservación	Abundancia	<i>Crepidolithus crassus</i>	<i>Cyclagelosphaera margereli</i>	<i>Diazomalolithus lehmanii</i>	<i>Ellipsagelosphaera britannica</i>	<i>Etmorhabdus gallicus</i>	<i>Miravetesina favula?</i>	<i>Podorhabdus sp</i>	<i>Polycostella beckmanii</i>	<i>Schizosphaerella punctulata</i>	<i>Watznaueria barnesae</i>	<i>Watznaueria biporta</i>	<i>Watznaueria fossacincta</i>	<i>Watznaueria ovata</i>	<i>Zeughrabdotus erectus</i>	<i>Zeughrabdotus embergerii</i>
26,50	1,10	F	104	P	R		F	R					R		R				R	
25,40	0,30	F	103	P	R		R	R							R					
25,10	0,60	F	102	P	R		R	R							R					
24,50	0,60	F	101	M	F		F	F							F					
23,90	0,30	F	100	M	A		A	F		R		R			F				R	
23,03	1,00	C	82	P	F			R							R		R			
10,26	0,07	M	70	M	F			F							F		F			
10,19	0,27	C	69																	
9,91	0,26	M	68																	
9,62	0,04	C	89-3																	
9,58	0,04	C	89-2	P	R			R							R					
9,54	0,04	C	89-1	M	F	R	F	F			R				F				R	
9,54	0,04	C	89	P	R										R					
9,50	0,04	C	88	P	R			R							R					
9,46	0,04	C	87	P	R		R	R							R					
9,42	0,04	C	86	P	R			R							R					
9,38	0,04	C	85	M	F		F	F								F	R			
9,34	0,04	CL	84	P	R		R	R							R	R				
9,30	0,04	CL	83	P	R		R	R							R					
9,26	0,04	M	66	M	F		F	F							F	R			R	
8,17	0,06	M	64	M	R		R	R							R			R	R	R
8,11	0,78	C	63	P	R			R												
6,80	0,63	C	60	P	R			R												
6,17	0,11	M	59	P	R		R	R							R					
5,47	0,09	M	56	P	R			R							R			R		
5,06	0,45	C	54																	
4,61	0,18	C	53	P	R			R												
4,09	0,05	M	51	P	R		R	R							R			R		
3,20	0,34	C	46	P	R			R							R					
2,87	0,18	C	45	P	R		R	R							R					
2,69	0,14	C	44	P	R		R	R												
2,25	0,17	M	41	M	A		F	R	A				R		A				R	
2,09	0,39	C	40	M	R		R	R							R					
0,55	0,42	C	32																	
0,13	0,13	M	31	M	F		R	F					R	R	F		R			R

alizaron con un fotomicroscopio II Zeiss, de 1250 aumentos, con luz paralela y plano polarizada. Las fotografías se efectuaron mediante el microscopio óptico. Se confeccionaron los cuadros de distribución de las especies correspondientes. Asimismo, se efectuó un estudio semicuantitativo, reconociendo y contabilizando

las especies en por lo menos dos recorridos sucesivos transversales del preparado. Para la abundancia se definió el siguiente criterio: A: abundante = se reconoce más de 1 espécimen por cada campo de observación al microscopio; C: común = un espécimen cada 2 a 10 campos; F: escaso = un espécimen cada 11 a 50 cam-

Tabla 2: Especies de nanoplancton calcáreo determinadas en los perfiles ZAPD+E. Se adjunta la posición estratigráfica con relación a la base del intervalo X (véase Fig. 2), el espesor del banco muestreado, la litología (M = marga; C = caliza; CL = caliza laminada; F = fangolita), abundancia (A = abundante; C = común; F = escaso; R = raro) y preservación (P = pobre; M = moderada).

Posición estratigráfica (m s/nivel X)	Espesor del Estrato (m)	Litología	Muestras (Perfil ZAPB+ZAPE)	Preservación	Abundancia	<i>Cyclagelosphaera margereli</i>	<i>Diazomatholithus lehmanii</i>	<i>Ellipsagelosphaera britannica</i>	<i>Microstaurus</i> sp.	<i>Nannoconus</i> sp.	<i>Polycostella beckmanii</i>	<i>Watznaueria barnesae</i>	<i>Watznaueria fossacincta</i>	<i>Zeughrabdotus erectus</i>	<i>Zeughrabdotus embergerii</i>
16,05	0,38	C	163	P	R										
10,16	0,03	M	153	P	R	F	F	R	R		F				
10,13	0,38	CL	152	P	F	R		R			R		R		
9,01	0,22	M	146	P	F	R	R	F		R	F		R		
5,21	0,22	C	196	P	R	R		R			R				
1,46	0,05	M	180	M	F	F	R	F			F	R			
0,29	0,04	M	173	M	F	F		F			F	R	R		
-7,00	5,6	F	206	M	F	F		F			F		R		

pos; R: raro = un espécimen cada más de 51 campos.

Para la preservación de los ejemplares se consideró: P: pobre, si las evidencias de disolución fueran pronunciadas, tales como disolución casi completa de alguno de los escudos, márgenes de los escudos festoneados, elementos parcialmente fragmentados, elevada birrefringencia e indefinición de los elementos diagnósticos de la especie debidos a la recristalización. En tales condiciones resulta muy dificultoso el reconocimiento de la especie. M: moderada, si existieran rasgos de disolución parcial en el cocolito, pero la especie considerada resulta perfectamente identificable. G: buena, si las evidencias de disolución o recristalización fueran mínimas y se reconoce con claridad la especie bajo estudio.

Bioestratigrafía

Se recuperó una asociación poco diversificada de nanofósiles calcáreos, constituida principalmente por *Watznaueria barnesae*, *Ellipsagelosphaera britannica*, *Cyclagelosphaera margereli* y *Polycostella beckmanii*, todas especies muy resistentes a la disolución; esta última especie indica una edad tithoniana media (Fig.

3). Menos abundantes fueron: *Etmorhabdus gallicus*, *Crepidolithus crassus* y *Schizospaherella punctulata*, restringidas al Jurásico.

La preservación del material es en general pobre, se advierte un importante grado de disolución y recristalización, manifiesto en la corrosión parcial de los escudos o de las estructuras que componen el área central y por cierto grado de recristalización visible en los placolitos.

La presencia de *Polycostella beckmanii* en dos de los tres perfiles estudiados (muestras ZAPB 31, 41, 104, y muestra ZAPD 146), permitió asignar a las sedimentitas una edad tithoniana media. *Polycostella beckmanii* es una especie que presenta su primera aparición (F.O) en el Tithoniano medio, y permite subdividir la Zona (NJ20) de *Conusphaera mexicana* del Tithoniano inferior y medio (Bralower et al. 1989), en las Subzonas NJ20a y NJ20b; esta última Subzona representa el Tithoniano medio (Fig. 2).

La Subzona NJ20b queda definida entre la primera aparición de *Polycostella beckmanii* (Fig. 3) y la primera aparición de *Helenea chiasta* (Bralower et al. 1989 Bown y Cooper 1998). La resistencia a la disolución que posee *Polycostella beckmanii*, permite considerarla una especie diagnóstica confiable en muestras de afloramiento (Bown y Cooper 1998). *Helenea chiasta* no ha sido reconocida en las muestras estudiadas.

En los tres perfiles analizados se advirtió un incremento de ejemplares de la familia Ellipsagelosphaeracea, con un predominio de *Watznaueria barnesae* respecto a *Ellipsagelosphaera britannica* en los niveles superiores del perfil, (a partir de la muestra ZAPB 80 y en el perfil ZAPE). Bown y Cooper (1998) advierten un incremento en la cantidad de ejemplares del género *Watznaueria* en el Tithoniano inferior y medio para el dominio boreal (Volgiano). Ultimamente se ha focalizado la atención en la relación entre *Watznaueria barnesae* y *Ellipsagelosphaera britannica*, la cual tiende a aumentar en el Tithoniano (Wise com. verb. 1998).

Miravetesina favula fue encontrada sólo en el perfil ZAPB (muestra ZAPB 89-1, Tabla 1), posiblemente debido a su escaso potencial de preservación. Se trata de una especie que tiene su primera aparición en el Tithoniano medio y ha sido registrada en los Sitios 391C y 534A del Océano Atlántico Septentrional (Bralower et al. 1989) y se la encuentra hasta el Valanginiano.

Otras especies que confirmaron la edad jurásica fueron: *Etmorhabdus gallicus* y *Crepidolithus crassus*. *Etmorhabdus gallicus* está restringida al Jurásico y no supera el límite superior del Tithoniano, aparece por primera vez en el Pliensbachiano y disminuye progresivamente en abundancia durante el curso del Tithoniano. *Crepidolithus crassus*, registrada en el perfil ZAPB (muestra 89-1), es una especie muy característica del Jurásico inferior pero que extiende su biocrón hasta el Portlandiano. *Diazomatholithus lehmanii*, una especie que se encuentra distribuida en los tres perfiles estudiados, es frecuentemente encontrada en

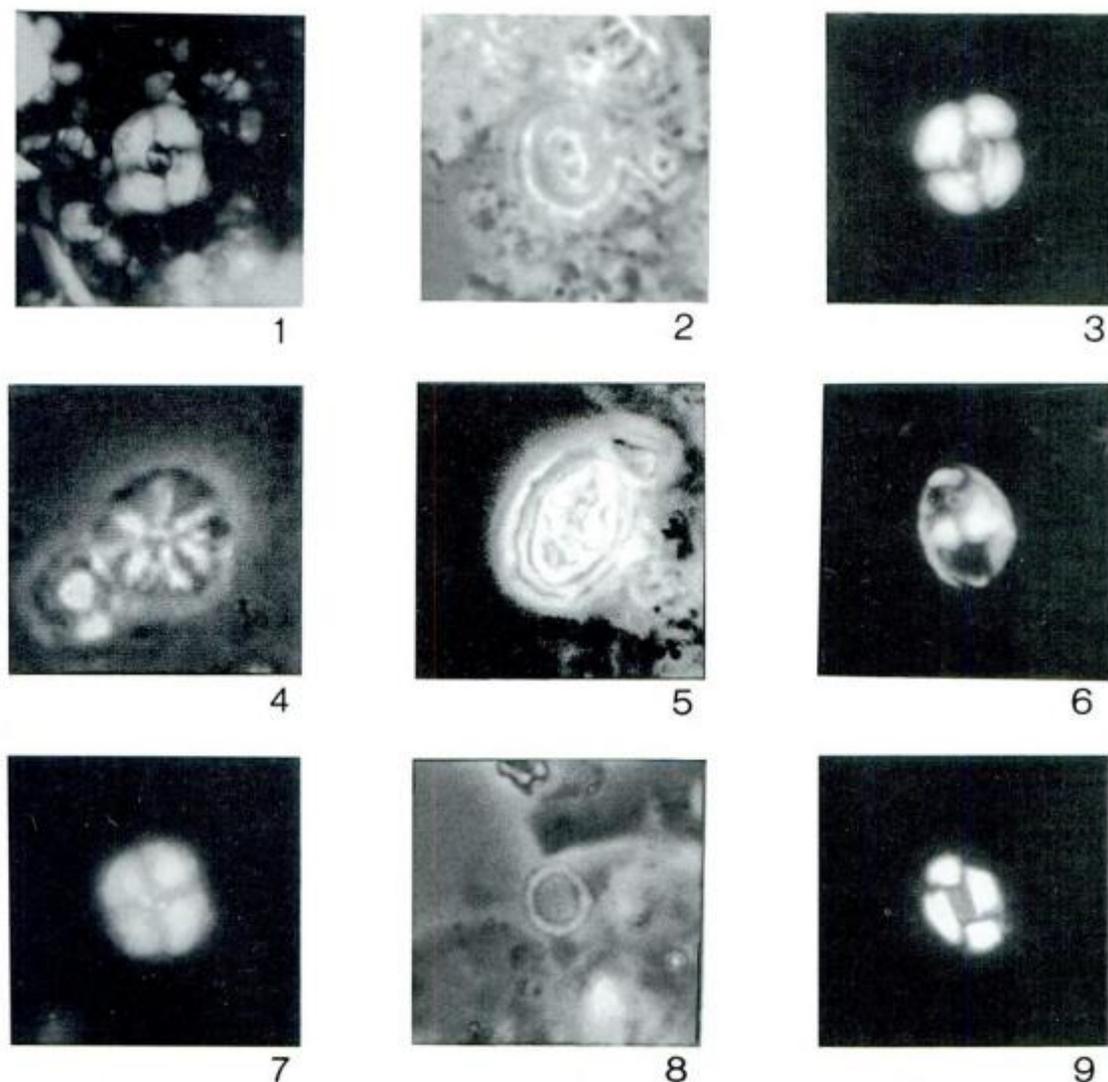


Figura 3: 1, *Ellipsagelosphaera britannica*, nicoles cruzados, X 2500. Perfil ZAPB, muestra 89-1. 2, *Ellipsagelosphaera britannica*, luz paralela, X 2500. Perfil ZAPB, muestra 89-1. 3, *Watznaueria fossacincta*, nicoles cruzados, X 2500. Perfil ZAPB, muestra 85. 4, *Polycostella beckmanni*, luz paralela, X 4000. Perfil ZAPB, muestra 41. 5, *Zeugrhabdotus embergeri*, nicoles cruzados, X 2000. Perfil ZAPB, muestra 64. 6, *Zeugrhabdotus erectus*, nicoles cruzados, X 2500. Perfil ZAPB, muestra 89-1. 7, *Cyclagelosphaera margerelii*, nicoles cruzados, X 3000. Perfil ZAPB, muestra 100. 8, *Diazomatolithus lehmanii*, luz paralela, X 4000. Perfil ZAPB, muestra 41. 9, *Watznaueria ovata*, nicoles cruzados, X 2500. Perfil ZAPB, muestra 51.

asociaciones del Jurásico superior y del Cretácico inferior.

Los nanofósiles recuperados, aunque en general escasos, permitieron asignar a la asociación una edad tithoniana media e incluirla en la Zona NJ20b (Bralower *et al.* 1989, Bown y Cooper 1998).

Duración de los ciclos marga-caliza y su relación con ciclos climáticos controlados por cambios de la órbita terrestre

De acuerdo con Leanza y Zeiss (1990, 1992) las calizas representan la parte más alta del Tithoniano Medio. Siguiendo a estos autores, en Neuquén esto corres-

ponde a la Zona de *Windhausenicerias internispinosum*, la más alta de las tres en que se divide el Tithoniano Medio. Dentro de esta zona, el intervalo principal de margas y calizas corresponde a la Subzona de *Catutosphinctes rafaelli*, la estratigráficamente inferior de las dos propuestas. Dicho intervalo sedimentario ha sido muestreado banco por banco, aunque los extremos superior e inferior del perfil alcanzarían a las zonas inmediatamente por encima y por debajo. La duración del Tithoniano medio puede ser estimada en alrededor de 3 ma (Gradstein *et al.* 1995). Por lo tanto, el tercio superior del Tithoniano Medio, coincidente con una Zona, tendría una duración aproximada de 1 ma. Coincidentemente, los diversos intentos realizados para estimar la duración de los pisos del Jurásico en función de la bioestratigrafía, indican una duración promedio de

aproximadamente 1 ma para cada zona (Gradstein *et al.* 1995 y referencias allí citadas). Por otra parte, si se calcula independientemente la duración de las subzonas del Jurásico, ésta promediarían los 0,45 ma, lo que coincide muy bien con la duración de 0,5 ma que surge al dividir la Zona de *internispinosum* en dos.

En función de la discusión del párrafo anterior, y si tomamos en cuenta el espesor de 25 m que se atribuye en promedio al "manto principal" (nombre que recibe el intervalo principal de calizas y margas en explotación), podemos calcular una tasa de sedimentación aproximada de alrededor de 50 m cada millón de años (5 cm/ka). Es interesante destacar que esta es una velocidad de sedimentación relativamente alta para plataformas carbonáticas. El rango de valores conocido para ellas se extiende entre 3 y, justamente, 50 m cada millón de años (Ricken 1991). La existencia de altas tasas de sedimentación se ve confirmada por la muy buena preservación de los restos fósiles, hasta el extremo de que se conserven delicadas mudas de callianásidos (Aguirre-Urreta y Scasso 1998), muy difíciles de hallar aún en ambientes de baja energía. El proceso de fosilización se vio favorecido por el rápido sepultamiento de estos restos por una fina lluvia de carbonato. La existencia de tasas de sedimentación alta y la ausencia de discontinuidades marcadas hace que esta secuencia sea especialmente apta para calcular la duración de los ciclos marga-caliza. En efecto, en estas condiciones de sedimentación el tiempo representado físicamente por los bancos será mucho mayor que el tiempo representado por las discontinuidades (Miall 1997, cap. 12).

Dentro de los 25 m de espesor del "manto principal" de calizas se reconocieron entre 26 y 29 ciclos compuestos por pares de marga-caliza (en dos perfiles, ZAP B y ZAP D-E respectivamente). Es de destacar que los pares son claramente visibles en la parte inferior de la columna y hacia el techo son menos marcados debido al poco desarrollo de las margas. Allí, en no más de tres casos, "faltan" los niveles de margas intercalados, dando lugar a la superposición de bancos de caliza. En estos casos se consideró al banco de caliza como representante de un ciclo trunco y se lo incluyó dentro del número de ciclos total. Si consideramos un número promedio de 27,5 ciclos, esto nos indicaría una duración promedio por par de alrededor de 18200 años (18,2 ka), que se encuentran dentro de la banda de frecuencias de los ciclos de Milankovitch.

Ciclos de duraciones cercanas a los 20 ka se relacionan con la duración del movimiento de precesión del eje terrestre (*e.g.* Fischer 1991, Schwarzacher 1991) que presenta modas entre 19 ka (P1) y 24 ka (P2) ka. Según estos autores, el efecto de la precesión sería por sí mismo incapaz de generar cambios perceptibles en el registro sedimentario del planeta, pero retroalimentado por factores atmosféricos y oceánicos generaría cambios climáticos que a su vez se reflejan en el tipo de aporte sedimentario a la cuenca. Esto ha sido estudiado en particular para las alternancias de margas y ca-

lizas por numerosos autores (una síntesis puede consultarse en Einsele y Ricken 1991) y puede aplicarse a nuestro caso (Alonso y Scasso 1998). En consecuencia, los cambios en la sedimentación habrían sido controlados por cambios en la órbita del planeta (*orbital forcing*). En ciclos de margas y calizas compactas de plataforma externa, talud, mares epicontinentales o profundos, las periodicidades observadas más frecuentemente para este tipo de ciclos se encuentran típicamente los 10 y los 50 ka (Einsele y Ricken 1991). Por otra parte las tasas de sedimentación suelen variar entre 0,5 y 4 cm/ka. En las calizas y margas del miembro Los Catutos ambos parámetros (periodicidad = 18,2 ka; tasa de sedimentación = 5 cm/ka) son comparables a los de la literatura, con una periodicidad muy próxima a la de precesión del eje terrestre.

Conclusiones

Mediante nanofósiles calcáreos se confirmó la edad tithoniana media tardía de las rocas carbonáticas correspondientes al Miembro Los Catutos de la Formación Vaca Muerta.

A partir de las zonas de nanofósiles calcáreos y de amonites se estimó la duración total del intervalo analizado: 1 ma sería el lapso involucrado en la sedimentación del manto principal de calizas, de 25 metros de espesor. De ello deriva la alta tasa de sedimentación (5 m/ka promedio) calculada para la columna. Esta tasa de sedimentación alta es también indicada por la buena preservación de restos fósiles muy delicados.

Los ciclos marga-caliza estudiados, presentan una duración individual cercana a los 20 ka, lo que permitió asignarlos a cambios climáticos vinculados al movimiento de precesión del eje terrestre, que a su vez se reflejan en el tipo de aporte sedimentario.

Agradecimientos

Este trabajo fue realizado mediante un subsidio de la Fundación Antorchas. Agradecemos a Loma Negra S. A. la autorización para trabajar en sus canteras de Zapala, a A. Giusiano, W.M. Bausch, P. Bosch y H. Lippai su ayuda en las tareas de campaña, a Sherwood Wise por las valiosas sugerencias taxonómicas de nanofósiles calcáreos. También agradecemos a los Departamentos de Geología de la Florida State University, en donde se prepararon y observaron las muestras micropaleontológicas, y de las Universidades de Buenos Aires y Erlangen en donde se elaboraron los restantes aspectos. Las revisiones de M.B. Aguirre-Urreta, H. Leanza, N. Malumán y A. Riccardi contribuyeron para mejorar este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Aguirre-Urreta, M.B. y Scasso, R.A., 1998. Callianásidos (Crustacea, Decapoda) de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano) del Neuquén. 7° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Resúmenes, p. 95. Bahía Blanca.
- Alonso, M. S. y Scasso, R.A., 1998. Asociaciones de arcillas en ciclos marga-caliza del Jurásico superior de Neuquén. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 1, p. 213. Buenos Aires.
- Angelozzi, G., 1988. Nanofósiles toarcianos en la Formación Los Molles del perfil Picun-Leufú, cuenca del Neuquén. República Argentina. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 3: 137-144. Mendoza.
- Bown, P.R. 1987. Taxonomy, evolution and biostratigraphy of late Triassic-early Jurassic calcareous nannofossils. Special Papers in Paleontology, 38:1-118.
- Bown, P., 1992. Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils of the Queen Charlotte Islands, British Columbia. Journal of Micropaleontology, 11(2): 177-188. London.
- Bown, P. y Cooper, M. K., 1998. Jurassic. En: Bown, P., (Ed.): Calcareous Nannofossil Biostratigraphy, p. 34-85. Kluwer Academic Publishers. Cambridge.
- Bralower, T., Monechi, S. y Thierstein, H., 1989. Calcareous Nannofossils zonation of the Jurassic-Cretaceous boundary interval and correlation with the Geomagnetic Polarity Time scale. Marine Micropaleontology, 14: 153-235.
- Cione, A., Gasparini, Z., Leanza, H. y Zeiss, A., 1987. Marine oberjurassische Plattenkalke in Argentinien (Ein erster Forschungsbericht). Archaeopteryx, 5: 13-22.
- Crux, J., 1987. Early Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphic events. Newsletters on Stratigraphy, 17 (2):79-100.
- de Kaenel, E. y Bergen, J., 1993. New Early and Middle Jurassic coccolith taxa and biostratigraphy from the eastern proto-Atlantic (Morocco, Portugal and DSDP Site 547 Eclogae Geologicae Helveticae, 86 (3): 861-903.
- de Kaenel, E., Bergen, J. y Von Salis Perch-Nielsen, K., 1996. Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. Bulletin de la Société Géologique de France, 167(1): 15-28.
- Deflandre, G., 1939. Les stéphanolithes, représentants d'un type nouveau de coccolithes du Jurassique supérieur. Comptes Rendus (Hebdomadaires des Séances) de l'Académie des Sciences, 208: 1331-1333.
- Deflandre, G., 1952. Classes des coccolithophorides. En: Grassé, P. P. (Ed.): Traité de Zoologie, 1, Mason and Cie: 439-470. Paris.
- Einsele, G. and Ricken, W., 1991. Limestone-marl alternations-an overview. En: Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A., (Eds.): Cycles and events in stratigraphy, p. 23-47. Springer Verlag. Berlin.
- Fischer, A.G., 1991. Orbital cyclicity in Mesozoic strata. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (Eds.): Cycles and events in stratigraphy, Springer-Verlag, p. 48-62. Berlín.
- Gasparini, Z., Leanza, H. y Garate Zubillaga, J. I., 1987. Un Pterosaurio en las calizas litográficas tithonianas de Los Catutos, Neuquén, Argentina. Ameghiniana, 25: 23-34.
- Gradstein, F., Agterberg, F., Ogg, J., Hardenbol, J., Van Veen, P., Thierry, J. y Huang, Z., 1995. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. En: Berggren, W. A., Kent, D.V., Aubry, M. V. y Hardenbol, J., (Eds.): Geochronology Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. SEPM Special Publication 54, p. 95-126. Tulsa, EE.UU.
- Grün von, W. y Zweili, F., 1980. Das kalkige nannoplankton der Dogger-Malm-Grenze im Berner Jura bei Liesberg. Jahrbuch Geologischen Bundesanstalt. B-A Band 123, Heft 1: 231-341.
- Lambert, L.R., 1956. Descripción geológica de la Hoja 35b Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 83: 1-93. Buenos Aires.
- Leanza, H., 1973. Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, provincia del Neuquén, Rep. Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 28: 97-132.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A., 1977. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 32: 248-264.
- Leanza, H. y Zeiss, A., 1990. Upper Jurassic Lithographic Limestones from Argentina (Neuquén Basin): Stratigraphy and Fossils. Facies, 22:169-186.
- Leanza, H. y Zeiss, A., 1992. On the ammonite fauna of the Lithographic Limestones from the Zapala region (Neuquén province, Argentina), with the description of a new genus. Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1, H.6: 1841-1850.
- Legarreta L. y Gulisano, C.A., 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior - Terciario inferior), Argentina. En: Chebli, G.A. y Spalletti, L.A. (eds.): Cuenca Sedimentaria Argentina. Serie de Correlación Geológica 6: 221-244. Tucumán.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: MacDonald, D.I.M (Ed.): Sedimentation, Tectonics and Eustasy. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 12: 429-450. Amsterdam.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1996. The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleogeology, 120: 303-330. Amsterdam.
- Medd, A. W. 1982. Nannofossil zonation of the English middle and upper Jurassic. Marine Micropaleontology, 7(1): 43-95.
- Miall, A.D., 1997. The geology of stratigraphic sequences. Springer, 427 p., Berlin, Heidelberg, New York.
- Nöel, D., 1957. Coccolithes des terrains Jurassiques de l'Algérie. Publications du Service de la carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série), Bulletin 8: 303-385. Paris.
- Nöel, D., 1959. Etude des coccolithes du Jurassique et du Cretacé inférieur. Publications du Service de la carte Géologique de l'Algérie (Nouvelle Série), Bulletin 20: 155-196. Paris.
- Nöel, D., 1965. Sur les coccolithes du Jurassique Européen et d'Afrique du Nord. Edition du Centre National de la Recherche Scientifique: 1-209. Paris.
- Nöel, D., 1973. Nannofossiles calcaires de sédiments jurassiques finement laminés. Bulletin du Musée National d'Histoire Naturelle, 3e serie, (75): 95-156. Paris.
- Ricken, W., 1991. Time span assessment - an overview. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds.): Cycles and events in stratigraphy, Springer-Verlag, p. 773-794. Berlín.
- Schwarzacher, W., 1991. Milankovitch cycles and the measurement of time. En: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds.): Cycles and events in stratigraphy, Springer-Verlag, p. 855-863. Berlín.
- Simeoni, M., 1995. Microfósiles calcáreos marinos jurásicos de la Formación Lotena en Picún Leufú (Neuquén), Argentina. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 255-264. Trelew.
- Wise, S. y Wind, H., 1977. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36 drilling on the Falkland Plateau, SW. Atlantic Sector of the Southern Ocean. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 36: 269-491. Washington.

Recibido: 19 de junio, 1999

Aceptado: 26 de noviembre, 1999

NOTA BREVE

Primer hallazgo de amonites en el Triásico de la Argentina

A.C. RICCARDI¹ y M.P. IGLESIA LLANOS²

¹Departamento Paleozoología Invertebrados, Museo de La Plata, 1900 La Plata

²Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio", Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires

ABSTRACT. First record of ammonites in the Triassic of Argentina. The finding of the ammonite species *Choristoceras cf. marshi* Hauer in the Upper Triassic of the Rio Atuel region, province of Mendoza, allows to assign a definite late Rhaetian age to that part of the succession. The first *in situ* Hettangian ammonites are about 70 m higher and are equivalent to the middle part of the Planorbis Zone. The Triassic-Jurassic boundary is probably located immediately above the last record of Rhaetian fossils.

Antecedentes

Hasta hace pocos años la existencia de sedimentitas marinas triásicas en la Argentina no había sido comprobada (antecedentes en Riccardi *et al.* 1997a). Estudios efectuados en la región del río Atuel, sur de la provincia de Mendoza, permitieron documentar (Riccardi *et al.* 1997b) la presencia de restos de invertebrados y plantas que demostraban fehacientemente el hallazgo de Triásico marino en la Argentina. No se había comprobado, sin embargo, la presencia de amonites de tal edad.

Entre fines de 1998 y principios de 1999, en el curso de campañas destinadas a tomar muestras del Triásico marino para estudios paleomagnéticos, los autores hallaron amonites que permitieron asignar estos niveles en forma precisa al Retiano tardío. Este es el primer registro de amonites triásicos en la Argentina y permite definir con precisión la ubicación del límite Triásico-Jurásico en la sección estudiada. En este sentido, es de destacar que dicha sección es una de las pocas en el mundo en la que tanto el Triásico superior como el Jurásico inferior corresponden a facies marinas fosilíferas, por lo que presenta especial interés para el estudio de la transición triásico-jurásica.

El material fósil que se menciona e ilustra se encuentra depositado en el Departamento Paleozoología Invertebrados, Museo de La Plata (MLP).

Estratigrafía

El Triásico marino del sur de Mendoza aflora en el arroyo Alumbre, un afluente del arroyo Malo, c. 3 km

aguas arriba de la desembocadura de este último en el río Atuel (Fig. 1).

El curso medio del arroyo Alumbre atraviesa el núcleo de un anticlinal de rumbo prácticamente norte-sur, conformado por sedimentitas fosilíferas del Triásico, Hettangiano y Sinemuriano. Este anticlinal se encuentra afectado a lo largo del rumbo por una falla de tipo normal. El Triásico aflora sólo en el flanco occidental, que presenta una posición relativamente más elevada y tiene una inclinación aproximada de 60° al oeste.

La sucesión corresponde a facies marinas, incluidas en su mayor parte en las Formaciones Arroyo Malo y El Cholo (véase Riccardi *et al.* 1997a). En el arroyo Alumbre, la Formación Arroyo Malo está cubierta por lentes de psefitas clastosostenidas atribuidos a la Formación El Freno, ubicados entre niveles con amonites correlacionables con la Zona de Planorbis del Hettangiano, de acuerdo con observaciones de los autores del presente trabajo (*cf.* Riccardi *et al.* 1997a).

Los amonites triásicos fueron hallados sueltos entre 125 y 135 metros de la base de la sucesión aflorante (Fig. 1). De acuerdo con las características litológicas de la matriz y de preservación de los fósiles, corresponden a los mismos niveles estratigráficos de los hallazgos. De éstos niveles y/o de los inmediatamente subyacentes provienen bivalvos, gastrópodos, braquiópodos, cnidarios, nautiloideos y plantas (Riccardi *et al.* 1997a), así como microfósiles (Ballent 1994).

Taxonomía

El material consta de tres ejemplares. Uno de ellos es un fragmento de vuelta (MLP 28535) y los restantes son impresiones en las que se pueden observar las

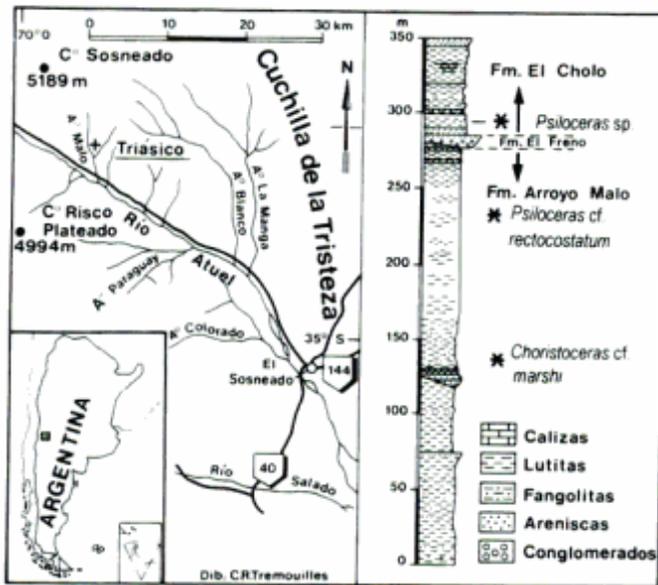


Figura 1: Mapa de ubicación y perfil estratigráfico con niveles con *Choristoceras cf. marshi* Hauer, Retiano, y *Psiloceras* spp., Hettangiano.

vueltas interiores, grado de enroscamiento y características de la costulación en toda la ontogenia.

El ejemplar más grande (MLP 28536; Fig. 2a) tiene un diámetro máximo (DM) de c. 43 mm, el diámetro umbilical (DU) es de c. 22,5 mm y la altura de la vuelta (H) es de 13,5 mm. El enroscamiento es muy evolutivo ($DU/DM = 0,51-0,56$) y la última vuelta parece comenzar a perder contacto con la precedente. Las costillas, aproximadamente 9 en un cuarto de vuelta, son ligeramente retroradiadas y con una suave concavidad adapical en la parte superior del flanco, la que se encuentra más claramente desarrollada en las vueltas interiores. Las costillas son anchas y redondeadas y su grosor aumenta gradualmente en dirección a la región ventral, donde parecen formar tubérculos según lo que se observa en las vueltas interiores. La otra impresión (MLP 28537; Fig. 2b) es de menores dimensiones (DM = 29,4; DU = 14,8; H = 7), pero es más evolutiva ($DU/DM = 0,50$), con vueltas de menor altura ($H/DM = 0,24$), y costillas relativamente más anchas.

El ejemplar más grande (Fig. 2a) es comparable con la especie *Choristoceras marshi* Hauer, tal como ha sido ilustrada por Mojsisovics (1893, p. 560, lám. 135, figs. 13-29 y lám. 136, figs. 6-8; Wiedmann 1973, lám. 1, figs. 4A-C; Wiedmann *et al.* 1978, figs. 2A-C; Chong e Hillebrandt 1985, lám. 1, fig. 7; Hillebrandt 1990, lám. 1, fig. 8; 1994 lám. 1, figs. 21-22). El tamaño es ligeramente mayor que el del material de Mojsisovics (1893) (DM= 17-38,5 mm), pero la relación DU/DM y H/DM , donde las vueltas se hallan en contacto, es similar en ambas especies (0,43-0,56 y 0,31-0,37 respectivamente). El número y características de las costillas también es similar, especialmente con la "Var. *robusta*" de Mojsisovics (1893, pl. 135, figs. 25-29), aunque el

grosor de las mismas en las vueltas externas es mayor en el ejemplar argentino. Para un mismo diámetro la costulación de éstos se asemeja a la de material del Retiano del norte de Chile (Chong e Hillebrandt 1985, pl. 1, fig. 6; Hillebrandt 1990, pl. 1, fig. 8) y del Perú (Hillebrandt 1994, lám. 1, figs. 21-22) identificado como *Choristoceras cf. marshi* Hauer. Se diferencia de *C. zlamense* Mojsisovics (1893, pl. 134, figs. 15-17), por tener esta especie una mayor involución y costillas más flexuosas y con una variación más amplia en su grosor entre las regiones umbilical y ventral. De las otras especies de *Choristoceras* mencionadas para América del Sur, *C. nobile* Mojsisovics (1893, pl. 134, figs. 9-14; Tozer 1979b, pl. 63, fig. 8a-b; Hillebrandt 1990, pl. 1, figs. 2-6) tiene costillas más finas. En cuanto a *C. crickma-*

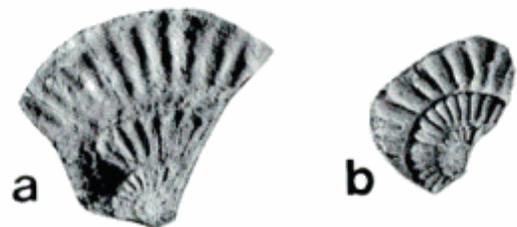


Figura 2: a, *Choristoceras cf. marshi* Hauer (MLP 28536); b, *Choristoceras* sp. (MLP 28537). Arroyo Alumbre, provincia de Mendoza. X 1.

yi Tozer (1979a, pl. 16.1, figs. 4-6; Tozer 1979b, pl. 63, figs. 8a-b; Hillebrandt 1990, pl. 1, fig. 9) sería, según Tozer (1979a, p. 130), una variedad más desenroscada de *C. marshi*, especie de la cual diferiría en la línea de sutura. Esta última no es observable en el ejemplar argentino, el cual parece tener costillas más gruesas.

El ejemplar más pequeño (Fig. 2b) podría representar una variedad más evolutiva de *Choristoceras marshi*, e.g. *C. crickmayi*, o de especies con DU/DM mayor, i.e. *Choristoceras* sp. (en Hillebrandt 1994, lám. 1, fig. 18).

Edad

Choristoceras Hauer es un género cosmopolita característico del Retiano (Wiedmann *et al.* 1978) y la especie *C. marshi* Hauer se restringe al Retiano más alto, i.e. Zona de Marshi/Crickmayi de Europa y América del Norte (véase Tozer 1979a, b).

Límite Triásico-Jurásico

En Riccardi *et al.* (1988, 1991) se habían ubicado los primeros niveles con amonites del Hettangiano a casi 300 m de la base de la sucesión aflorante, i.e. a 175 m

por arriba del correspondiente a *Choristoceras*. Dicho material había sido correlacionado, en forma tentativa, con la parte inferior de la Zona de Planorbis y con seguridad con su porción superior, i.e. Subzona de Johnstoni, y con la parte baja de la Zona de Liasicus, i.e. Subzona de Portlocki.

Ahora los autores han hallado invertebrados triásicos hasta aproximadamente 150 m sobre la base de la sucesión aflorante. Por su parte los primeros ejemplares de *Psiloceras*, i.e. *P. rectocostatum* Hillebrandt (1988, lám. 1, figs. 2-4) han sido encontrados a los c. 230 m de la base. Esta especie caracteriza la zona homónima, que es considerada (Hillebrandt 1988) parcialmente equivalente a las Subzonas de Johnstoni y Plicatulum de la Zona de Planorbis. Los c. 80 m intervinientes, donde hasta la fecha no se han hallado restos fósiles, corresponderían -por lo menos en parte- a la parte más baja de la Zona de Planorbis, i.e. Zonas de Primocostatum y Tilmanni de la zonación andina (véase Hillebrandt 1988).

Cabe destacar que en los mismos niveles donde se documentó la presencia de *Choristoceras*, también se hallaron *ex situ* dos fragmentos de amonites de pequeño tamaño (DM = 11 y 23 mm) con ornamentación irregular, del tipo ilustrada para las vueltas interiores de *Psiloceras erugatum* Buckman, especie indicativa de la base de la Zona de Planorbis (véase Bloos y Page 1998, lám. 1). De confirmarse las afinidades de este material, su presencia en estos niveles permitiría inferir que el límite Triásico-Jurásico en la sucesión del arroyo Alumbre se encuentra cerca de los 150 m de la base del perfil.

Agradecimientos

Se agradece a P.N. Stipanovic, Academia Nacional de Ciencias y E. Olivero, CADIC-CONICET, por sus comentarios. Los errores que se puedan encontrar son responsabilidad exclusiva de los autores. Este trabajo fue financiado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PIP 4735/96) y la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica (PICT 1661).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ballent, S.C., 1994. New marine microfaunas from the Triassic-Jurassic boundary in the Atuel river area (Mendoza, Argentina). 4th International Congress on Jurassic Stratigraphy and Geology, Abstracts, p. 55. Mendoza.
- Bloos, G. y Page, K.N., 1998. The basal Jurassic ammonite succession in the North-West European Province - Review and results. 5th International Symposium on the Jurassic System, Vancouver, pp. 1-12. (Preprint).
- Chong, D.G. e Hillebrandt, A.v., 1985. El Triásico preandino de Chile entre los 23° 30' y 26° 00' de lat. Sur. Actas 4º Congreso Geológico Chileno, 1: 162-210. Antofagasta.
- Hillebrandt, A. v., 1988. Ammonite biostratigraphy of the South American Hettangian. 2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy, 1: 55-70.
- Hillebrandt, A. v., 1990. The Triassic/Jurassic boundary in northern Chile. Cahiers Université Catholique de Lyon, Serie Sciénces, 3: 27-53. Lyon.
- Hillebrandt, A. v., 1994. The Triassic/Jurassic boundary and Hettangian biostratigraphy in the area of the Utcubamba Valley (Northern Peru). Geobios, M.S. 17: 297-307.
- Mojsovics, E., 1893. Die Cephalopoden der Kalke. Abhandlungen der Kaiserlich-Königlichen Geologischen Reichsanstalt, 6(2): 1-835.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C., 1988. Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. Actas 5º Congreso Geológico Chileno, 2: 359-373. Santiago de Chile.
- Riccardi, A.C. Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. y Ballent, S.C., 1991. Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 4(3): 159-170.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P., 1997a. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 52(2): 228-234.
- Riccardi, A.C., Scasso, R., Iglesia Llanos, M.P., Lanés, S., Damborenea, S.E. y Manceñido, M.O., 1997b. Hallazgo de Triásico marino fosilífero en la Argentina. 8º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 578-579.
- Tozer, E.T., 1979a. Latest Triassic faunas and biochronology, Western Canada. Geological Survey of Canada, Paper 79-1B: 127-135.
- Tozer, E.T., 1979b. Latest Triassic (Upper Norian) ammonoid and *Monotis* faunas and correlations. Rivista Italiana di Paleontologia, 85: 843-876.
- Wiedmann, J., 1973. Upper Triassic Heteromorph Ammonites. En: Hallam, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography, pp. 235-249. Elsevier Scientific Publishing Co.
- Wiedmann, J., Fabricius, F., Krystyn, L., Reitner, J. y Urlichs, M., 1978. Über Umfang und Stellung des Rhaet. Newsletters on Stratigraphy, 8: 133-152.

Recibido: 1 de junio, 1999

Aceptado: 12 de setiembre, 1999

NECROLÓGICA

† José María Sala
1924-1999



El 30 de agosto de 1999 se produjo el fallecimiento de José María Sala, lo cual constituye una irreparable pérdida para distintos ámbitos, no sólo por su trayectoria, que es ampliamente reconocida, sino por su calidad humana. Para la Universidad y el Museo de La Plata ha sido un investigador y un profesor con mayúsculas y para la comunidad geológica en general, una personalidad de trascendencia a nivel nacional e internacional.

En sus 50 años de actuación profesional, ha trabajado prácticamente en todo el país, dedicándose con más intensidad y por más de 40 años a los problemas hidrogeológicos de la Provincia de Buenos Aires.

Fue Profesor Extraordinario de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata y Miembro de las Comisiones Asesoras de la Comisión Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires.

Su trayectoria docente incluyó el desempeño como Profesor Universitario de Hidrogeología, dirección de proyectos, personal de investigación y tesis doctoral, siendo autor de más de 200 publicaciones. Entre estas se destacan distintos aportes originales que son ampliamente conocidos y frecuentemente aplicados para la resolución de problemas de las aguas subterráneas que resultan particulares para las llanuras de nuestro país.

Estuvo a cargo del planeamiento y organización de los primeros estudios regionales sistemáticos de aguas subterráneas en equipos multidisciplinarios a nivel de nuestro país (1962). A partir de estos trabajos realizados en el Noreste de la Provincia de Buenos Aires, se constituye en el propulsor de una línea de trabajo y una reconocida escuela de hidrogeología, participando en la formación de numerosos especialistas en el tema.

En la década del 60, a partir de su iniciativa, comienza el dictado de la Cátedra de Hidrogeología como asignatura en la carrera de Geología en la Universidad Nacional de La Plata. A su vez en la década del 70 propicia la creación de la Cátedra de Hidrología General,

impulsando el desarrollo de una disciplina geocientífica que actualmente ha adquirido plena relevancia.

Se podría efectuar un análisis pormenorizado de sus antecedentes curriculares, pero probablemente sea más conveniente resumir su actividad más reciente. En los meses previos a su fallecimiento, se encontraba trabajando intensamente y era una de sus preocupaciones, la evolución de las inundaciones en el Noroeste de Buenos Aires, sur de Santa Fe y Este de Córdoba y La Pampa, que en su periódica recurrencia habían alcanzado un nivel preocupante en abril - mayo de 1999. Su seguimiento le llevaba a sostener que en esta región llana, el régimen de las aguas subterráneas, la constitución hidrogeológica y geomorfológica tenían un papel que muchas veces no era considerado con el detalle requerido para afrontar el problema.

Consideraba que las inundaciones eran el resultado de la reacción del medio hidrogeológico frente a una sucesión de años lluviosos. A su vez planteaba que si bien los anegamientos producían inconvenientes y pérdidas de todo tipo a quienes habitan la región, un período húmedo en el balance a nivel país y provincia era beneficioso. Estas condiciones incrementaron la producción agrícola y la extendieron hacia regiones que en períodos secos, correspondieron a zonas semiáridas y áridas. Se debían desarrollar acciones, que permitan auxiliar y atenuar los problemas que se crean a los damnificados, pero dudaba de la efectividad de las grandes obras para drenar la región, ya que sus efectos secundarios podrían ser más perjudiciales que los aparentes beneficios del momento.

Sostenía que sólo estudios con rigurosidad científica, que abarquen aspectos hidrológicos globales (incluyendo la interacción aguas superficiales - aguas subterráneas), realizados con objetividad, darían el aval a obras que podrían atenuar (no solucionar) los problemas derivados de un desastre natural.

En general, lamentaba que los estudios iniciados hayan sido interrumpidos o suprimidos, no por culpa de los profesionales sino por razones políticas.

En su último escrito, en una carta dirigida al director del Diario El Día de La Plata, el 5 de junio de 1999, asociado con la difusión de planes de grandes obras que pretendían solucionar las inundaciones expresaba la necesidad de efectuar los estudios que garanticen un diagnóstico preciso adecuado a la gravedad del problema, y para estos casos, consideraba que era una cuestión de estado llevar adelante estudios científicos permanentes sistemáticos de hidrología global e implementar y desarrollar redes de medición hidrometeorológicas, freaticométricas, de niveles de lagunas y caudales de arroyos, con una continuidad que esté exenta de los vaivenes políticos como sucede y ha sucedido.

Quienes compartimos tareas profesionales, de docencia e investigación, como alumnos, colegas o discípulos debemos valorar su honestidad e imparcialidad en sus procedimientos y reconocer que probablemente uno de los mejores homenajes, será tener presente su metodología

de trabajo que lo llevaba a la búsqueda de la verdad para desentrañar los secretos de la naturaleza, y así lograr la sociedad que aspiraba, desarrollada en armonía con el medio natural y con las aguas superficiales y subterráneas en particular. Su profunda vocación por las ciencias naturales se asoció con una permanente capacidad de creación que desarrolló con plena sinceridad en sus actividades. Fue siempre respetuoso de todas las ideas, habiendo adquirido especiales condiciones para superar los problemas e injusticias que se le presentaron.

Si bien su trayectoria es ampliamente reconocida en distintos ámbitos, la rectitud en sus actividades constituyó su cualidad de mayor valor, sin olvidar que para su familia, que a la vez fue su soporte, representó un marido, un padre, un abuelo ejemplar.

Eduardo Kruse
Universidad Nacional de La Plata, CONICET

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 Helvetica 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 metagenéticos 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 Sosneño 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): 347-406.

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 encarar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Clasificación de los Artículos

a) Artículos normales: la extensión del texto, excluida la bibliografía, no será mayor de 30 páginas. Se publicarán en lo posible en orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) Artículos cortos: que presentan desarrollos novedosos de trascendencia internacional. La extensión no deberá superar las 10 páginas (excluida la bibliografía). El resto de las normas son similares a las de los artículos normales. Recibirán un tratamiento editorial especial.

c) Notas breves: artículos cortos, menos de 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
YPF S.A.
Panamerican Energy LLC.
Petrolera Argentina San Jorge

y los aportes de:

S. Archangelsky
J.C. Benvenuti
M.K. Brodtkorb
A.R. Gramajo
H.J. Pendola
O. Ruiz Huidobro
E.R.D. Saccone
F. Vervoorst

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

Se terminó de imprimir el 30 de diciembre de 1999
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 18x23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every 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 2ª 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-Melchue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Unpublished).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(2): 147-176.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4): 347-408.
- Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Authors; Reprints and costs to be paid by authors

To publish in the *Revista* the author must be a member of the Asociación Geológica Argentina. In papers by two or more authors, at least half of them must be members of the Asociación Geológica Argentina. Copyright to all papers published in the *Revista* belongs to the Asociación Geológica Argentina. Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs. Costs for excesses of pages and figures, changes in the page proofs or reprints must be paid when returning the proofs.

Kinds of contributions

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**

ISSN 0004-4822

Volumen 54 - Número 3 - Págs. 193-304
Buenos Aires - Setiembre 1999

Registro de la Propiedad
Intelectual 999530

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

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