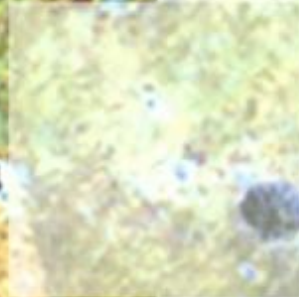
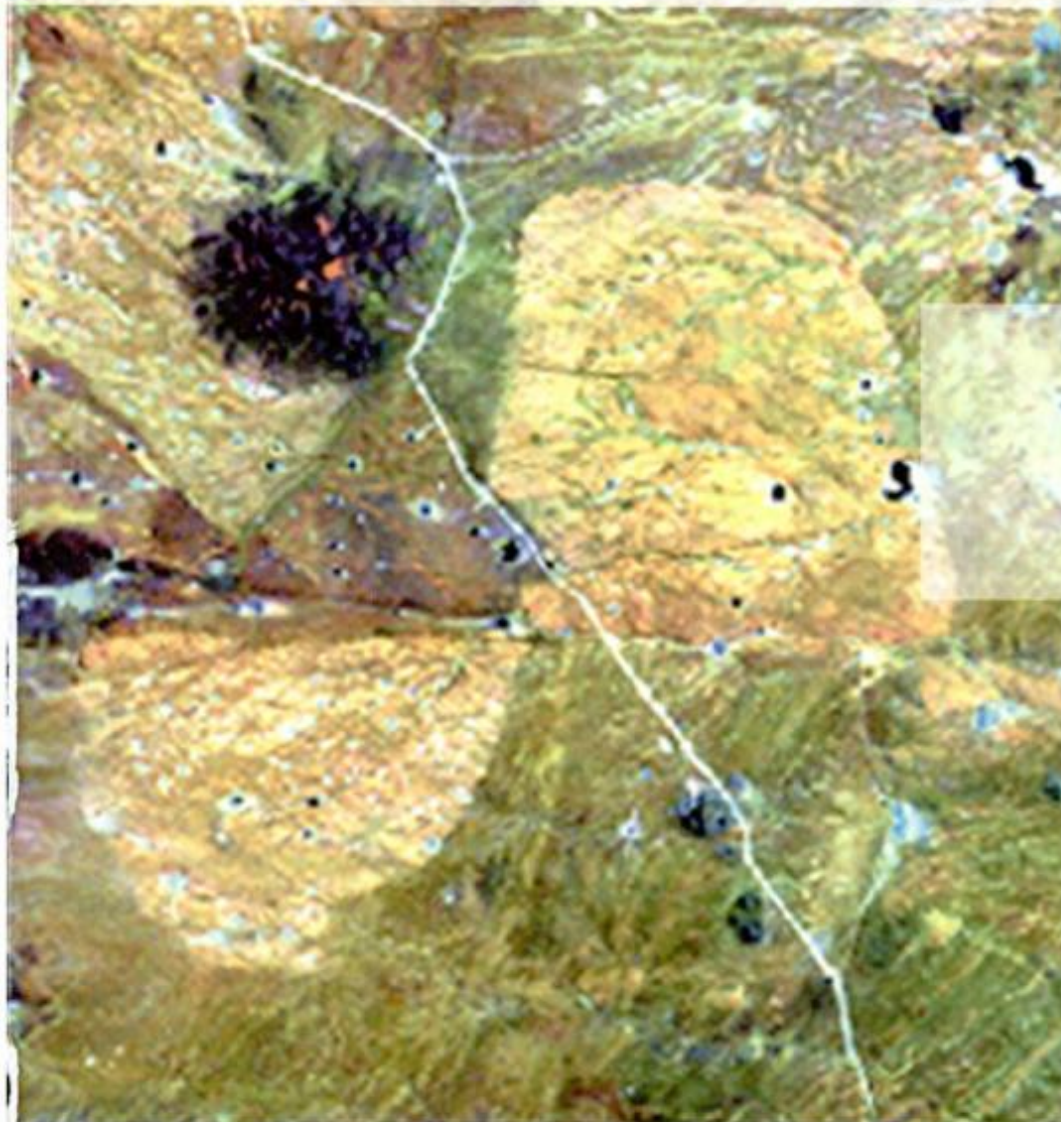


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 56 N° 4 2001



56 4
Revista de la Asociación
Geológica Argentina

417-574
Diciembre 2001

ISSN
0004-4822



Buenos Aires
Argentina

Revista de la Asociación Geológica Argentina

Volume 56, Number 4, December 2001

CONTENTS

ARTICLES

- Hydrostatic analysis of Bermejo Basin (Province of San Juan, Argentina)
M. E. Gimenez, M. P. Martínez and A. Introcaso 419-424
- The La Pola Formation (Upper Ordovician): an erosive relict of the Hirnantian glaciation in the Argentine Precordillera
R. A. Astini 425-442
- Sedimentary palaeoenvironments and provenance of the Miocene Vinchina Formation, north-western La Rioja Province
A. Tripaldi, L. Net, C. Limarino, S. Marensi, G. Re and A. Caselli 443-465
- The Barrancas rock-avalanche, of northern Neuquén Province (Argentina): its relation to the outburst flood of December 29, 1914
E. F. González Díaz, A. D. Giaccardi and C. H. Costa 466-480
- Geological interpretation of geophysical data from eastern La Pampa province
J. Kostadinoff, E. Llambías, A. Raniolo and G. Álvarez 481-493
- Counterclockwise tectonic rotation of the Del Salto Formation (Lower Permian), San Juan Province
A. E. Rapalini and M. Mena 494-502
- Magnetic parameters in late Cenozoic loess and paleosols in the Gorina Quarry of La Plata, Buenos Aires Province, República Argentina: palaeoclimatic and palaeoenvironmental significance
J. C. Bidegain, A. J. van Velzen and Y. Rico 503-516
- Geophysical evidence of the underground continuity of the Miocene dacitic volcanism of the Pozuelos depression, Province of Jujuy, Argentina, and its mining potential
C. J. Chernicoff 517-528
- Relation between the shear zone and the diabase dyke of Sierra del Tigre, Tandil, Buenos Aires Province
R. R. Fernández, H. J. Echeveste, C. Cábana and M. Curci 529-534
- Petrology of the Virorco and El Fierro bodies of the mafic-ultramafic belt of the eastern border of Sierra de San Luis
N. Brogioni 535-547
- Relationships between the Bajo Pobre and Chon Aike Formations (Middle to Upper Jurassic) in the area of Estancia el Fenix-Cerro Huemul, central-west zone of the Deseado Massif, Santa Cruz Province
H. Echeveste, R. Fernández, G. Bellieni, M. Tessone, E. Llambías, I. Schalamuk, E. Piccirillo and A. De Min 548-558
- Petrology, geochemistry and tectonic implications of Triassic volcanism (Puesto Viejo Formation), San Rafael Massif, Mendoza
L. E. Kleiman and J. A. Salvarredi 559-570

NEWS

- The Amsterdam declaration on global change
E. I. Isla 571

ACKNOWLEDGEMENT TO REVIEWERS 572

INDEX OF VOLUME 56 (2001) 573-574

ON THE COVER

Satellite view of Calvo Granite, southeast of La Esperanza, cut by the right-lateral Loma Blanca strike-slip fault, Río Negro Province. Cover photograph of Hoja Los Menucos, IGRM-SEGEMAR. Approximate scale: 1:125,000.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 121106) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.
Subscriptions. Subscription for members of the Asociación Geológica Argentina are included in the dues. Non-member subscriptions: US\$ 100 or US\$ 90 in Argentina (incl. mailing costs). Back issues, if available, may be ordered from the Asociación. Price list on request.

REVISTA DE LA ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

VOLUMEN 56, NÚMERO 4, DICIEMBRE 2001

CONTENIDO

ARTÍCULOS

- Análisis hidrostático de la cuenca del Bermejo, provincia de San Juan, Argentina
M. E. Gimenez, M. P. Martínez y A. Introcaso 419-424
- La Formación La Pola (Ordovícico Superior): relicto erosivo de la glaciación himantiana en la Precordillera argentina
R. A. Astini 425-442
- Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja
A. Tripaldi, L. Net, C. Limarino, S. Marensi, G. Re y A. Caselli 443-465
- La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914)
E. F. González Díaz, A. D. Giaccardi y C. H. Costa 466-480
- Interpretación geológica de los datos geofísicos del sector oriental de la provincia de La Pampa
J. Kostadinoff, E. Llambías, A. Raniolo y G. Álvarez 481-493
- Rotación tectónica antihoraria de la Formación Del Salto (Pérmico inferior), provincia de San Juan
A. E. Rapalini y M. Mena 494-502
- Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico tardío en la cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales
J. C. Bidegain, A. J. van Velzen y Y. Rico 503-516
- Evidencias geofísicas de la continuidad del volcanismo dacítico mioceno en el subsuelo de la depresión de Pozuelos, provincia de Jujuy, y su potencialidad minera
C. J. Chernicoff 517-528
- Relación entre la zona de cizalla y el dique de diabasa de la sierra del Tigre, Tandil, provincia de Buenos Aires
R. R. Fernández, H. J. Echeveste, C. Cábana y M. Curci 529-534
- Petrología de los cuerpos Viroco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis
N. Brogioni 535-547
- Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico Medio a Superior) en el área Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz
H. Echeveste, R. Fernández, G. Bellieni, M. Tessone, E. Llambías, I. Schalamuk, E. Piccirillo y A. De Min 548-558
- Petrología, geoquímica e implicancias tectónicas del volcanismo triásico (Formación Puesto Viejo), Bloque de San Rafael, Mendoza
L. E. Kleiman y J. A. Salvarredi 559-570
- COMENTARIO DE ACTUALIDAD
- Declaración de Amsterdam sobre Cambio Global
F. I. Isla 571
- AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS 572
- ÍNDICE DEL VOLUMEN 56 (2001) 573-574

This One



YOXE-HAP-DUP6

TAPA

Imagen satelital del Granito Calvo al sureste de La Esperanza, seccionado por la falla transcurrente dextral de Loma Blanca, provincia de Río Negro. Foto de tapa de la Hoja Los Menucos del IGRM-SEGEMAR. Escala aproximada: 1:125.000.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 121106) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er piso, C1006ACG Buenos Aires, Argentina. Tel.-Fax: 54-11-4325-3104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Las opiniones vertidas en esta publicación son responsabilidad de los autores y no reflejan posiciones oficiales de la Asociación Geológica Argentina.

Suscripciones. El precio de la suscripción para los miembros de la Asociación Geológica Argentina está incluido en la cuota anual. Precio de la suscripción para otras personas e instituciones es: US\$ 100 o US\$ 90 dentro de Argentina (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.



REVISTA

Directora

M.K. de Brodtkorb, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

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

Editores Asociados

R. Allmendinger, Cornell University, EE.UU.
R. Andreis, Buenos Aires
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, CRILAR-CONICET, Anillaco
E. Llambías, Universidad Nacional de La Plata
H. Miller, Universität München, Alemania
R. Mon, Universidad Nacional de Tucumán
E. Mutti, Universidad de Parma, Italia
R. Pankhurst, British Antarctic Survey
J. Rabassa, CADIC-CONICET, Ushuaia
V.A. Ramos, Universidad de Buenos Aires
C. Rapela, Universidad Nacional de La Plata
M. Thomson, British Antarctic Survey

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

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA

Miembro de la American Association of Petroleum Geologists y de la Geological Society of America

COMISIÓN DIRECTIVA (1999-2001)

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*

Presidenta: Lic. Norma E. Pezzutti.
Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.
Secretaria: Dra. Milka K. de Brodtkorb.
Tesorera: Lic. Susana Valencio.
Vocales titulares: Lic. Mariela Etcheverría, Dra. Silvana Geuna, Dr. Alberto C. Riccardi, Dra. Luisa M. Villar.
Vocales suplentes: Dra. Graciela Mas, Dra. Paulina Nabel, Lic. Luis Stinco, Dr. Eduardo Zappettini.

ÓRGANO DE FISCALIZACIÓN

Titulares: Dr. P.N. Stipanovic, Dr. H. Rimoldi.
Suplente: Dr. Augusto P. Calmels.

Delegados en el interior

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

Delegados en Buenos Aires

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

Delegados en el exterior

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

Copyright © 2001. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy license by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 \$00.00+\$00.50.

Análisis hidrostático de la cuenca del Bermejo, provincia de San Juan, Argentina

Mario Ernesto GIMENEZ¹, Myriam Patricia MARTÍNEZ^{1,2} y Antonio INTROCASO^{2,3}

¹ Instituto Geofísico Sismológico F. Volponi, Facultad de Cs. Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, Avda. Ignacio de La Roza y Meglioli S/N, Rivadavia, 5400 San Juan. E-mail: cea@unsj.edu.ar, mpm@unsj.edu.ar

² CONICET

³ Instituto de Física de Rosario, Facultad de Cs. Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario, Avenida Pellegrini 250, 2000 Rosario. E-mail: geofisic@fceia.unr.edu.ar

RESUMEN. A partir de una base de datos gravimétricos y de información sísmica (refracción y reflexión), se evaluó el estado de compensación isostática bajo la hipótesis de Airy, en la cuenca del Bermejo, provincia de San Juan, Argentina. El modelo hidrostático de Airy, nos permitió comprobar que la cuenca estaría muy próxima a alcanzar la compensación hidrostática. En la carta de anomalía isostática se observan residuos de ± 20 mGal. Estos residuos podrían minimizarse en lo futuro (cuando cese el estado compresivo actual), mediante pequeños movimientos basculantes.

Palabras clave: Isostasia, Cuenca del Bermejo, Andes

ABSTRACT. *Hydrostatic analysis of Bermejo Basin (Province of San Juan, Argentina).* The compensation state of the Bermejo Basin (Province of San Juan, Argentina), was evaluated using gravity and seismic information (refraction and reflection), and the isostatic Airy hypothesis. The hydrostatic Airy model, permitted us to prove that the basin is close to reaching hydrostatic compensation. The isostatic anomaly map shows residues of ± 20 mGal, which are likely to reach a minimum when the present compressive stress state is removed by small oscillating movements.

Key words: Isostasy, Bermejo Basin, Andean

Introducción

Las cuencas de antepaís y los frentes de corrimientos orogénicos, están generalmente vinculados y constituyen los registros geológicos de una orogenia.

Los sedimentos de las cuencas sedimentarias son normalmente preservados a través del tiempo, y con frecuencia los estratos de las cuencas de antepaís son analizados para estudiar las deformaciones producidas por el frente orogénico. En particular, se analizan los desplazamientos en el frente de falla, extraídos de los registros sedimentarios en combinación con técnicas de datación geológica (Jordan *et al.* 1988).

Los registros estratigráficos de una cuenca de antepaís reflejan dos factores de control importantes e independientes entre sí. El primero controlado por una subsidencia regional: isostasia flexural, impuesta por la flexión de la litosfera sobre la cual se ubica la cuenca. La causa de la flexión puede ser de dos tipos: 1) la carga de la gruesa pila de sedimentos del frente de corrimiento y 2) los contrastes de densidad subcortical. La reología de la litosfera y la contribución relativa de los dos tipos de cargas determinan la ondulación de la cuenca flexionada.

El segundo factor de control depende de la característica de los estratos que no pueden ser genera-

dos independientemente en la cuenca. Los tres controles mayores de este segundo orden son: el control de la litología del frente de plegamiento, el clima y el nivel eustático del mar sobre un nivel base.

Para el propósito de establecer el tiempo de deformación, y características geológicas de los estratos, se obtienen mejores resultados analizando los controles de primer orden (Jordan *et al.* 1988).

La deformación de la litosfera causada por las cargas topográficas implica un apartamiento de la posición de equilibrio de los distintos estratos que la componen, donde la discontinuidad más importante es el Moho.

El caso más simple corresponde a una litosfera con $D = 0$ (D : rigidez flexural). En esta situación toda la deformación se produce exclusivamente por debajo de la carga, de tal manera que se genera una raíz que la compensa por flotación (modelo isostático de Airy).

Analizaremos la cuenca de antepaís del Bermejo, mediante un estudio isostático del tipo Airy, evaluando el balance de masas y su movilidad futura. Para ello, evaluaremos el efecto gravimétrico de la cubeta sedimentaria, el cual será descontado de la carta de anomalía de Bouguer de la cuenca. De esta manera, se obtendrá una carta gravimétrica que responderá sólo a

efectos subcorticales y profundos. Posteriormente, se evaluará el efecto gravimétrico de la antirraíz cortical producida por la cuenca del Bermejo, que descontada de la anterior carta corregida del efecto sedimentario, indicará el grado de compensación isostática de la misma. Como es bien conocido, para que la cuenca se encuentre en equilibrio hidrostático la anomalía isostática deberá ser igual a cero; caso contrario estará sobrecompensada si la anomalía isostática es positiva, y por el contrario subcompensada si los valores son negativos.

Son muy importantes las implicancias geológicas de cualquiera de las dos situaciones de desequilibrio isostático, ya que en cualquiera de ellas, los movimientos tendientes a búsqueda del equilibrio estarán íntimamente ligados a movimientos de bloques corticales y subcorticales, los que serán evidenciados por el incremento de la sismicidad de la zona.

La cuenca del Bermejo se inserta dentro de las Sierras Pampeanas occidentales, presenta una disposición alargada en sentido meridiano, se ubica en la zona centro - este de la provincia de San Juan, entre los 29° 30' y los 31° 30' S y entre los 69° 15' y los 67° 15' O, alcanzando un ancho máximo de 80 km en la mitad sur de la misma (Fig. 1).

La espesa secuencia sedimentaria, fundamentalmente de edad terciaria (Baldis *et al.* 1979; Jordan

y Allmendinger 1986, entre otros) se ubica entre dos unidades fundamentales: la Precordillera al oeste, y la sierra de Valle Fértil - La Huerta al este. El límite estructural entre la sierra de Valle Fértil y la cuenca del Bermejo es la megafractura Desaguadero-Bermejo.

Metodología

Para realizar el análisis isostático de la cuenca del Bermejo, se contó con una carta de anomalías simples de Bouguer calculadas en el sistema internacional IGNS'71, referida a la estación fundamental de Miguelete, provincia de Buenos Aires. La misma contiene más de 1.000 puntos de observación gravimétrica para la zona de estudio, pertenecientes a la base de datos del Instituto de Física de Rosario, Universidad Nacional de Rosario y al Instituto Geofísico Sismológico Ing. F. S. Volponi, Universidad Nacional de San Juan.

La reducción de la gravedad y el cálculo de la anomalía de Bouguer, se realizó mediante el *software* GRAVPAC de Lacoste & Romberg. La densidad usada para la corrección de Bouguer fue de 2,67 g/cm³. En la figura 2 se puede observar la carta de anomalías de Bouguer.

Además se contó con valores de perfiles de sismica de refracción de la petrolera estatal Yacimientos Petrolíferos Fiscales, ahora Repsol, y con una carta inédita de isóbatas de basamento de la cuenca del Bermejo, obtenida por la misma empresa.

La hipótesis de Airy consiste esencialmente en suponer que cada trozo de corteza está en equilibrio hidrostático. Cuanto más alta es la montaña, más profundamente se hunden sus raíces en el manto. Todo pasa como si cada prisma vertical de distinta altitud que compone a la corteza terrestre, flotara en un material viscoso que le permitiera realizar lentos movimientos verticales en busca de su equilibrio hidrostático.

La metodología clásica que involucra el análisis de anomalías isostáticas requiere conocer en áreas continentales y oceánicas, la topografía de las masas excedentes (masas visibles), y del fondo oceánico no visible respectivamente.

Para el caso que nos ocupa, de cuencas sedimentarias continentales, propondremos un modelo en la hipótesis de Airy, siguiendo las ideas de Introcaso (1993).

Corteza de una capa

Primero analizaremos el caso de una cuenca simple de una capa homogénea. Para ello, asumimos una cubeta colmada de sedimentos emplazada en una corteza simple con la discontinuidad de Mohorovicic.

Suponemos también que la corteza ha sido atenuada

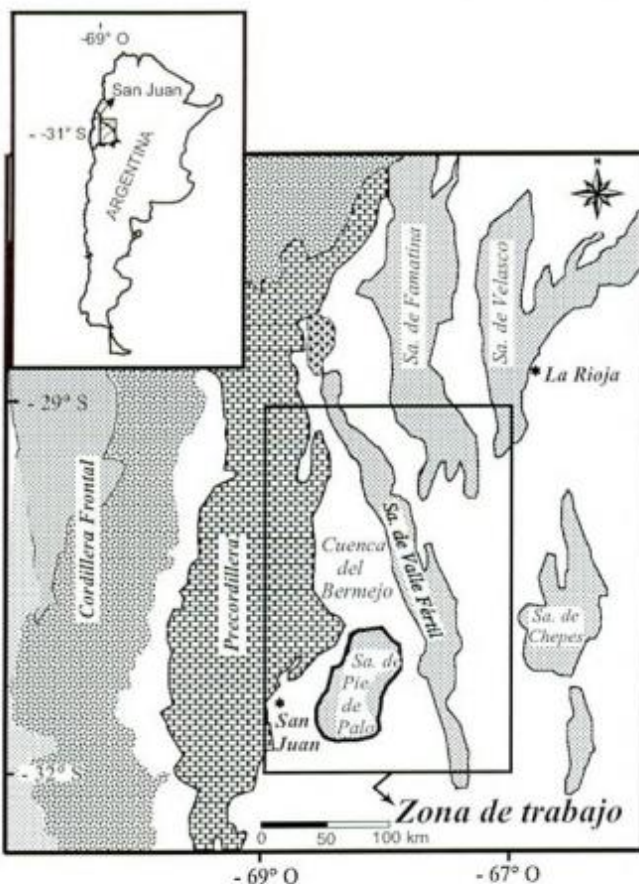


Figura 1: Mapa de ubicación de la cuenca del Bermejo.

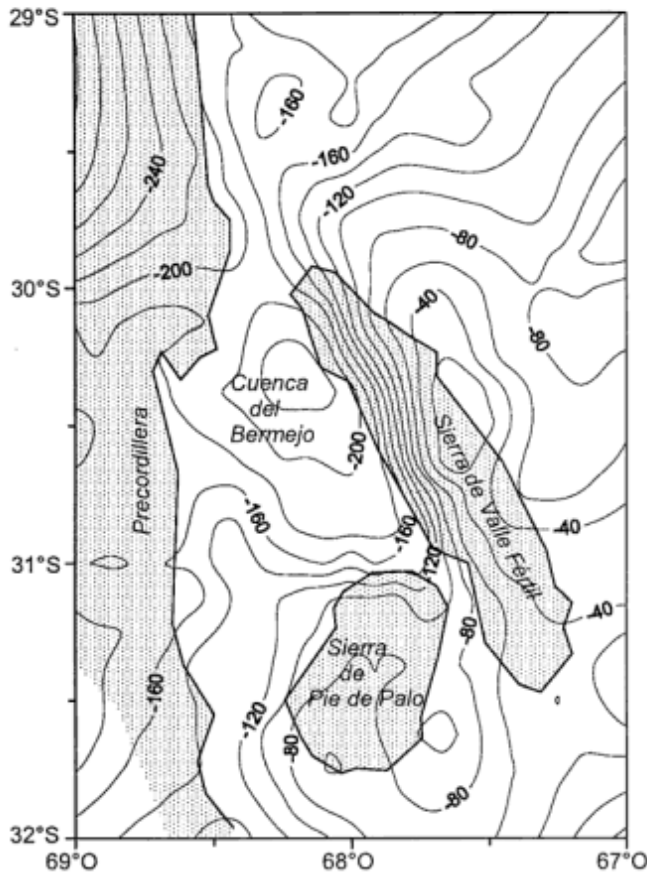


Figura 2: Carta de anomalías de Bouguer calculada en el sistema INGS'71, que abarca completamente la cuenca del Bermejo. Equidistancia 20 mGal.

ante una fuerte distensión (estiramiento). Tomamos dos bloques adyacentes, uno de corteza normal «Tn» y el otro con una carga sedimentaria de espesor «hs» y una antirraíz «Dr'». Igualamos las presiones en el fondo de la corteza y encontramos la siguiente ecuación:

$$\Delta r' = \frac{\rho c - \rho s}{\rho m - \rho c} \times h s \quad \text{Ec. 1}$$

donde:

- hs: profundidad de los sedimentos
- Δr': antirraíz en la corteza
- ρ s: densidad de los sedimentos que colman la cuenca
- ρ c: densidad de corteza
- ρ m: densidad del manto superior

La Ec. 1, nos permite de manera simple predecir las «antirraíces corticales» en una cuenca sedimentaria continental.

Corteza de dos capas

Presentamos aquí el caso de una corteza de dos capas, con discontinuidad intermedia (Fig. 3).

Igualando las presiones que originan los dos bloques contiguos, en la base de la corteza (discontinuidad de Mohorovicic), obtenemos la expresión dada en la Ec. 2:

$$\Delta r' = \frac{h s \times (\rho c s - \rho s)}{(\rho m s - \rho c i)} + \frac{\Delta s' \times (\rho c s - \rho c i)}{(\rho m s - \rho c i)} \quad \text{Ec. 2}$$

siendo:

- ρs: densidad de los sedimentos
- ρcs: densidad de corteza superior
- ρci: densidad de corteza inferior
- ρms: densidad del manto superior
- hcs: espesor de corteza superior
- hci: espesor de corteza inferior
- hs: profundidad de la cubeta sedimentaria
- Δs': antirraíz en la discontinuidad intermedia
- Δr': antirraíz en corteza inferior

La Ec. 2 es la expresión más completa que encontrara Introcaso (1993). En ésta intervienen varias densidades; entonces, en primer lugar se explicará cómo se determinaron y luego adecuaremos esta expresión al estudio hidrostático de la cuenca del Bermejo.

La densidad promedio de los sedimentos (ρs) se propuso a través del análisis de secciones sísmicas de refracción, obteniéndose en cada una de ellas el promedio ponderado de la velocidad de ondas de compresión.

La velocidad media para cada perfil de refracción se calculó de acuerdo con la expresión Ec. 3:

$$V_m = \frac{c_i \times V_i}{e_i} \quad \text{Ec. 3}$$

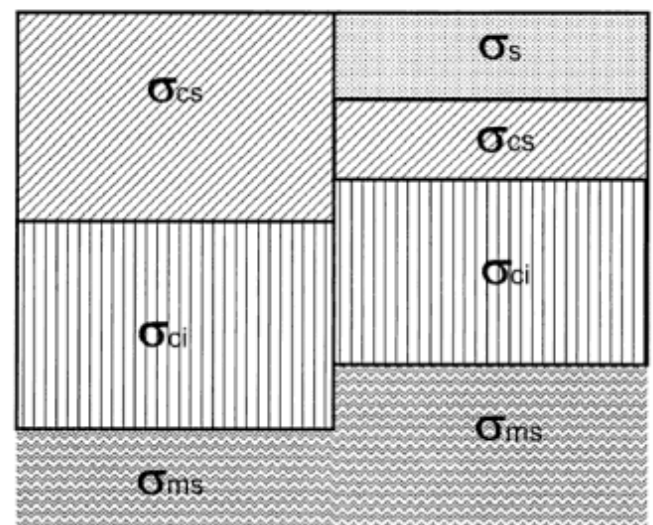


Figura 3: Dibujo esquemático de una corteza de dos capas conteniendo una cuenca sedimentaria y una discontinuidad intermedia, comparada con una corteza normal de dos capas.

Donde:

e_i : espesor de cada capa;

V_i : velocidad de cada capa;

V_m : velocidad media para cada perfil de refracción.

El valor de velocidad media obtenido para los sedimentos de la cuenca del Bermejo fue de: $V_m = 3.411$ metros por segundo.

Como en general la velocidad de las ondas sísmicas está en relación directa con la densidad de los sedimentos que atraviesan, es posible transformar las velocidades en valores de densidad, mediante relaciones como la de Nafe y Drake (1958, en Grant-West 1965); de esta manera se obtiene la densidad de los sedimentos ($\rho_s = 2,3 \text{ g/cm}^3$).

A partir de datos sismológicos (Smalley *et al.* 1993; Regnier *et al.* 1994) encontramos valores de velocidades de 5,88 km/s, para el basamento de la cuenca ubicado a 10 km de profundidad. Con este valor de velocidad, nuevamente a través de la curva Densidad-Velocidad (Nafe y Drake 1958, en Grant-West 1965), obtenemos la densidad del basamento cristalino $\rho_{cs} = 2,7 \text{ g/cm}^3$.

El contraste de densidad ($\Delta \rho$) entre los sedimentos y el basamento resulta ser:

$$\Delta \rho = \rho_s - \rho_{cs} = -0,4 \text{ g/cm}^3 \quad \text{Ec. 4}$$

La densidad de la corteza inferior (ρ_{ci}) se asume como de $2,9 \text{ g/cm}^3$, y la del manto superior (ρ_{ms}) como de $3,3 \text{ g/cm}^3$, basándonos en valores calculados mundiales informados por Woollard (1969).

Resultados obtenidos

Para determinar cuál es el efecto gravimétrico causado por los sedimentos que colmatan la cuenca, se dispuso de una carta inédita, perteneciente a Y.P.F., de isóbatas de basamento cristalino (Fig. 4), obtenida mediante sísmica de reflexión. Se asimilaron estas isóbatas a láminas poligonales cerradas y, mediante un número impar de ellas para posibilitar la integración numérica (Talwani y Ewing 1960; Guspí 1984), se evaluó el cálculo del efecto gravimétrico directo del paquete sedimentario (ES).

El contraste de densidad utilizado entre sedimentos-basamento fue el obtenido en la expresión Ec. 4.

El efecto gravimétrico del paquete sedimentario (ES, Fig. 5), fue descontado de la carta de anomalías de Bouguer (AB, Fig. 2), obteniendo la anomalía de Bouguer corregida por efecto sedimentario (ABC, Fig. 6), o sea:

$$ABC = AB - ES \quad \text{Ec. 5}$$

La carta obtenida en la figura 6, responde solamente a efectos profundos, ya que al realizar el cálculo de la anomalía de Bouguer, se aplicaron las correcciones por altura y masa (corrección de aire libre y Bouguer), reduciendo los datos al nivel del mar. Posteriormente se evaluó el efecto gravimétrico

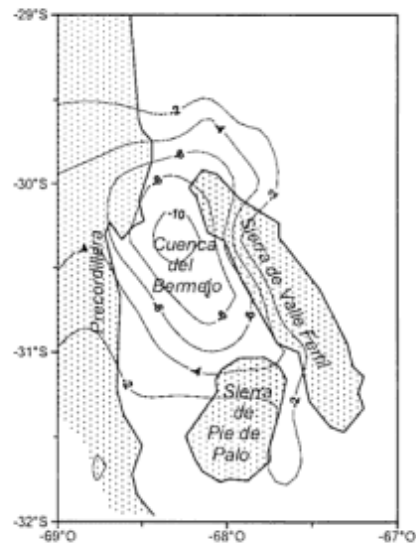


Figura 4: Carta de isóbatas de basamento de la cuenca del Bermejo y regiones vecinas. Digitalizada de Y.P.F. con una equidistancia de 1 kilómetro.

que producen las raíces (Cordillera Andina, Precordillera, y Sierras Pampeanas vecinas) y antirraíz (cuenca del Bermejo).

Para evaluar la antirraíz, debemos reemplazar los valores de densidad en la expresión Ec. 2, así obtenemos:

$$\Delta r' = \frac{h_s \times (2,7 \text{ g/cm}^3 - 2,3 \text{ g/cm}^3)}{(3,3 \text{ g/cm}^3 - 2,9 \text{ g/cm}^3)} + \frac{\Delta s' \times (2,7 \text{ g/cm}^3 - 2,9 \text{ g/cm}^3)}{(3,3 \text{ g/cm}^3 - 2,9 \text{ g/cm}^3)} \quad \text{Ec. 6}$$

dato que $\Delta s' = 0$ para la Cuenca del Bermejo, ya que no existen evidencias geofísicas de una antirraíz en corteza intermedia, por lo tanto la expresión de

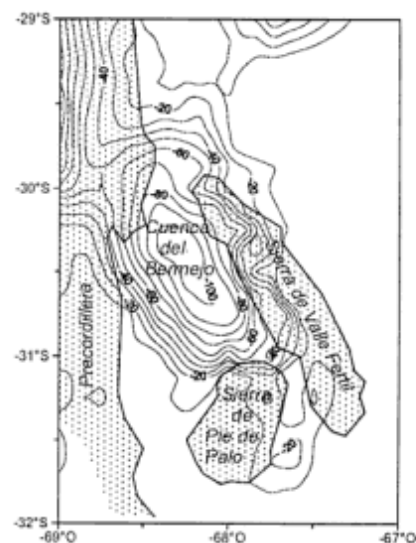


Figura 5: Carta de efecto gravimétrico de los sedimentos de la cuenca del Bermejo y zonas aledañas, calculadas con densidades de $2,3 \text{ g/cm}^3$.

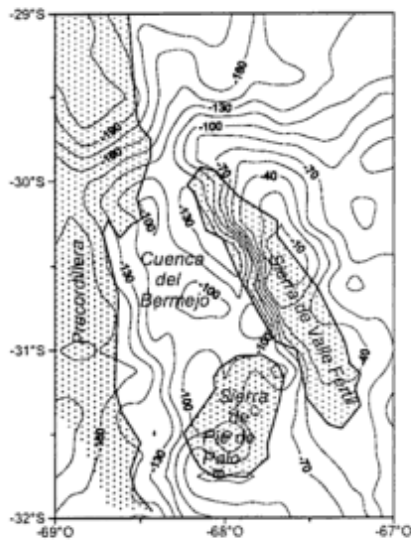


Figura 6: Carta de anomalía de simples de Bouguer corregida por efecto sedimentario (ABC), equidistancia 15 mGal.

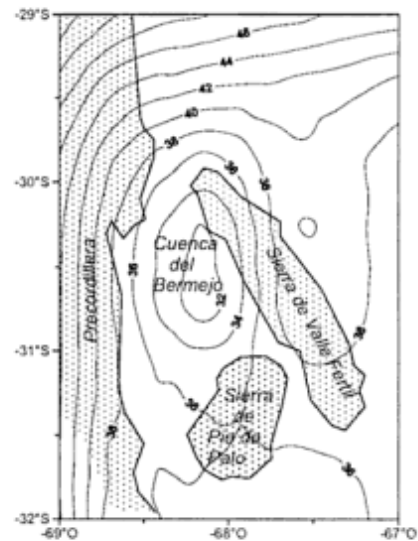


Figura 7: Carta hidrostática del Moho, que incluye hipotéticas antirraíces correspondientes a la cuenca del Bermejo, y raíces bajo las sierras circundantes.

$\Delta r'$, obtenida de Ec. 6, será:

$\Delta r' = hs$; o sea que las antirraíces de la cuenca estarían dadas por hs descontadas de la profundidad de corteza normal T_n .

Para evaluar las raíces tanto cordilleranas como de las sierras vecinas, se aplica la expresión:

$$\Delta R = \frac{\rho t}{(\rho_{ms} - \rho_{ci})} \times ht \quad \text{Ec. 7}$$

donde:

ρt : densidad de la masa topográfica ($2,67 \text{ g/cm}^3$)

ρ_{ms} : densidad del manto superior ($3,3 \text{ g/cm}^3$)

ρ_{ci} : densidad de la corteza inferior ($2,9 \text{ g/cm}^3$)

ht : altura promedio respecto del nivel medio del mar

ΔR : raíz por debajo del espesor cortical normal

El valor $2,67 \text{ g/cm}^3$ es el mismo que se utiliza comúnmente para la corrección de Bouguer.

Reemplazando en Ec. 7, resulta: $\Delta R = 6,675 \times ht$;

Por lo tanto considerando la altura topográfica respecto del nivel del mar, y afectándolo por la constante calculada y sumadas al T_n , obtenemos las raíces en la hipótesis de Airy.

La figura 7 representa el modelo de Moho hidrostático resultante de la combinación de raíces y antirraíces. El efecto gravimétrico directo que produce el Moho hidrostático (Fig. 7), se puede ver en la figura 8. Este efecto gravimétrico invertido de signo se corresponde con la corrección isostática (CI).

Finalmente para el cálculo de la anomalía isostática (AI, Fig. 9), se procedió a descontar de la carta de anomalía de Bouguer corregida por efecto sedimentario (Fig. 6), la carta de corrección isostática (Fig. 8).

Resulta: $AI = ABC + CI$ Ec. 8

Si con la corrección de Bouguer se eliminan las

elevaciones topográficas en exceso, y luego se normaliza a la corteza superior, a través de la corrección por efecto sedimentario, entonces, la anomalía de Bouguer corregida (ABC) respondería al efecto de la hipotética antirraíz. Para mantener el equilibrio isostático es necesario que:

$$AI = ABC + CI = 0$$

Analizando la carta de anomalías isostáticas (Fig. 9), se observa que la $AI \neq 0$, alternando entre positivos y negativos con valores máximos de $\pm 20 \text{ mGal}$.

Estos residuos de AI son chicos comparados con los valores de anomalía de Bouguer.

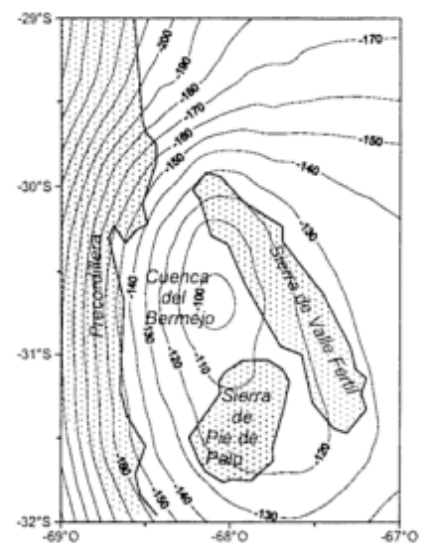


Figura 8: Carta de efecto gravimétrico del Moho hidrostático, con equidistancia de 10 mGal.

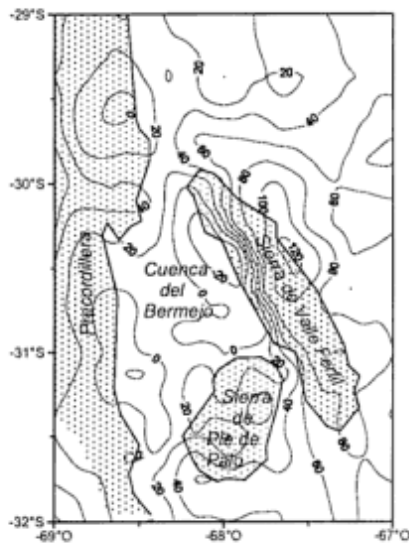


Figura 9: Carta de anomalías isostáticas en la hipótesis de Airy para la cuenca del Bermejo y regiones vecinas, equidistancia 20 mGal.

Discusión y conclusiones

La corrección de Bouguer elimina las elevaciones topográficas en exceso; luego se normaliza a la corteza superior, a través de la corrección por efecto sedimentario.

La anomalía de Bouguer corregida respondería al efecto de la hipotética antirraíz. Denominamos a ésta ABC. Por esto y para mantener el equilibrio isostático es necesario que: $AI = ABC + CI = 0$.

Si analizamos la carta de anomalías isostáticas podemos observar:

a) $AI < 0$, ubicadas en un mínimo centrado al N-E de la cuenca,

b) $AI = 0$, representada por la isólinea de 0 mGal que se encuentra aproximadamente coincidente con el centro de la cuenca,

c) $AI > 0$, localizadas en el borde oeste de la cuenca.

Si bien los residuos de la anomalía isostática obtenidos (± 20 mGal) no son grandes, si se tiene en cuenta que la anomalía de Bouguer observada es del orden de -200 mGal, se podría pensar que estos residuos se deberían a errores propagados en los cálculos de:

- una geometría de la cubeta sedimentaria aproximada (extraída de sísmica),

- densidades de sedimentos y de topografía promediados,

- efectos de bordes.

No obstante, luego de evaluar el estado hidrostático de la cuenca, el resultado obtenido indica que la espesa columna sedimentaria de alrededor de 9 km de sedimentos neógenos, estaría prácticamente equilibrada por la corteza y su antirraíz. Esperándose en lo futuro, pequeños movimientos corticales basculantes tendientes a alcanzar el equilibrio total.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Baldis, B., Uliarte, E. y Vaca, A., 1979. Análisis estructural de la comarca sísmica de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (4): 294-311. Buenos Aires.
- Grant-West, 1965. *Interpretation Theory of Applied Geophysics*. Fig.7-7. Mc Graw Hill Book Company. 200 pp.
- Guspi, F., 1984. Cálculo de efectos gravimétricos de estructuras tridimensionales mediante integración numérica de láminas poligonales horizontales. *Archivo de Geofísica*, Universidad Nacional de Rosario (Inédito).
- Introcaso, A., 1993. Predicción del Movimiento vertical de una cuenca sedimentaria utilizando el Método gravimétrico. *Actas 12 Congreso Geológico Argentino y 2 Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 1: 1-4. Mendoza.
- Jordan, T.E. and Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-764.
- Jordan, T.E., Flemings, P.B. and Beer, J.A., 1988. Dating of thrust fault activity by use of foreland basin strata. In: Kleinspehn, K., and Paola, C. (Eds.): *New perspectives in basin analysis*. Springer Verlag: 307-330. New York.
- Regnier, M., Chiu, J.M., Smalley, R., Isacks, B.L. and Araujo, M., 1994. Crustal thickness variation in the Andean Foreland, Argentina, from Converted Waves. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84 (4): 1097-1111.
- Smalley, R.Jr., Pujol, J., Regnier, M., Chiu, J.M., Chatelain, J.L., Isacks, B.L., Araujo, M. and Puebla, N., 1993. Basement seismicity beneath the andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behavior. *Tectonics*, 12 (11): 63-76.
- Talwani, M. and Ewing, M., 1960. Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. *Geophysics*, 25 (1): 203-225.
- Woollard, G.P., 1969. Regional variations in gravity. *The earth's crust and upper mantle*. Ed. Pembroke J. Hart. pp. 320-341.

Recibido: 9 de junio, 1999

Aceptado: 10 de octubre, 2001

La Formación La Pola (Ordovícico Superior): relicto erosivo de la glaciación hirnantiana en la Precordillera argentina

Ricardo A. ASTINI

CONICET, Cátedra de Estratigrafía y Geología Histórica, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. Av. Velez Sarsfield 299, 5000 Córdoba. E-mail: rastini@satlink.com

RESUMEN. Se define e interpreta la Formación La Pola (*nom. nov.*), Ordovícico Superior de la Precordillera argentina. Esta unidad de 47,35 m de espesor mínimo aflora en el borde oriental de la Precordillera Oriental, en la quebrada La Pola (estratotipo) donde está expuesta en ambos márgenes, entre las Formaciones La Cantera y Don Braulio. Dada su intercalación entre las mencionadas unidades, la Formación La Pola queda comprendida entre el Caradociano medio y el Ashgilliano tardío, lapso para el cual el registro estratigráfico en la Precordillera es pobremente conocido. A pesar de estar expuesta en un área relativamente reducida, por constituir un relicto erosivo de la glaciación hirnantiana que afectó a esta región del Gondwana, la nueva unidad es cartografiable y tiene atributos diagnósticos diferenciables del resto de las unidades ordovícicas de la Precordillera Oriental. Se compone de una sucesión estratigráfica heterogénea del punto de vista composicional y litofacial, y posee una asociación faunística propia. Se trata de conglomerados resedimentados con abundantes carbonatos primarios entre los que se intercalan cuerpos lenticulares de arenitas cuarzosas fosilíferas y capas de areniscas calcáreas y de calizas arenosas en un fondo limo-arenoso. Cuerpos canalizados y abundantes flujos de gravedad reflejan la existencia de importantes pendientes depositacionales que habrían favorecido la generación de frecuentes fenómenos de resedimentación, con procedencia desde el este (coordenadas actuales), según reflejan los datos de paleocorrientes. Las diamictitas de esta unidad, particularmente bien desarrolladas en la parte media-superior del perfil, han sido con anterioridad confundidas con depósitos de la Formación Don Braulio mientras que las ritmitas del tramo medio-inferior han sido asignadas a la Formación La Cantera. No obstante, marcadas diferencias composicionales y litofaciales con ambas permiten sugerir que la Formación La Pola constituye una unidad independiente, limitada por discontinuidades mayores. La macrofauna hallada es en su totalidad alóctona y a pesar de su resedimentación posee una buena preservación. Se destacan colonias de briozoarios de morfología muy variada, talos de algas rojas y fragmentos de braquiópodos, gastrópodos y crinoideos. En particular, la asociación de briozoarios y algas rojas no ha sido mencionada con anterioridad para la Precordillera. Dentro de los conglomerados se destacan bloques con abundantes restos de graptolitos muy bien preservados en una matriz carbonática, que permiten establecer una edad preliminar caradociana media-tardía. Desde un punto de vista paleogeográfico la unidad constituye una importante evidencia de la mayor extensión que habría tenido la Precordillera en sentido este-oeste (coordenadas actuales), siendo la Formación La Pola un depósito resedimentado a partir de materiales originalmente ligados a plataformas clásticas cuarzosas y bioconstrucciones calcáreas ubicadas al este del presente margen oriental de la Precordillera.

Palabras clave: Estratigrafía, Formación La Pola (*nom. nov.*), Ordovícico Tardío, Precordillera argentina, Análisis paleoambiental, Paleogeografía

ABSTRACT. The La Pola Formation (Upper Ordovician): an erosive relict of the Hirnantian glaciation in the Argentine Precordillera. A new name is proposed for a fossiliferous, mainly siliciclastic, conglomerate-dominated erosive remnant of the Late Ordovician glaciation, exposed in the easternmost range of the Argentine Precordillera. The La Pola Formation (*nom. nov.*) has its type section in Quebrada La Pola, at 31°13'22"S and 68°29'25"W in the eastern Precordillera, where it has a maximum thickness of 47.35 m. It is composed of a succession of thick-bedded coarse-grained debris flows (ranging from mud- to clast-supported) with interbedded pebbly mudstone, amalgamated lenticular quartz-bioclastic-rich sandstone, and few turbidites and silty shale. Its age is constrained by graptolite faunas in the underlying La Cantera Formation and the overlying Don Braulio Formation, which are Early Caradoc and Late Ashgill (Hirnantian), respectively. Palaeontological work in progress will constrain its age better, but preliminary work on graptolites from the debris flows themselves suggests a Mid-Late Caradocian age. Recognition of this unit is of particular importance from both litho-palaeontological and palaeogeographical viewpoints. Slumping, by-pass channelling and base of slope facies associations suggest that the depositional environment was a proximal deep-marine trough. This sequence contrasts sharply with the underlying thin-bedded turbidites and green shales of the La Cantera Formation and with the overlying glacial diamictites of the Don Braulio Formation, suggesting that it may be bounded by disconformities. The provenance was probably a high-energy, quartz-rich shelf with coeval, reef-like carbonate build-ups. Its faunal content is mostly allochthonous, although the remains are very well preserved and show little abrasion. A highly varied assemblage of bryozoans and thalli of red algae constitutes an association previously unknown for the Late Ordovician of the Argentine Precordillera. Palaeocurrent data (directed toward the west-northwest) together with provenance point to a much larger east-west extension of the Precordillera basin (present coordinates) than has been traditionally suggested.

Key words: Stratigraphy, La Pola Formation (*nom. nov.*), Late Ordovician, Argentine Precordillera, Palaeoenvironmental analysis, Palaeogeography

Introducción

En el flanco oriental de la sierra de Villicum, que constituye parte de la Precordillera Oriental (Ortiz y Zambrano 1981), aflora en una ventana erosiva a través del Terciario, una espesa sucesión de depósitos marinos clásticos del Paleozoico inferior que han sido descritos y estudiados por numerosos autores (Fig. 1). Entre ellos, cabe citar la síntesis de Baldi *et al.* (1982) quienes establecieron el ordenamiento estratigráfico definiendo las unidades formacionales reconocidas en el área (Fig. 2), que de abajo hacia arriba son: Formación Gualcamayo, Formación La Cantera, Formación Don Braulio y Formación Mogotes Negros (~Formación Rinconada). En un trabajo más reciente, Peralta (1993) redefinió algunas unidades y creó subdivisiones menores en la mayoría de ellas. Asimismo, este último autor extendió la denominación de Grupo Trapiche, originalmente propuesto para localidades del norte de la Precordillera por Furque (1963), para agrupar bajo su denominación a las Formaciones La Cantera y Don Braulio. En opinión del autor, la extrapolación de Grupo Trapi-

che a la estratigrafía de la sierra de Villicum resulta poco feliz, al carecer las sucesiones de ambas regiones de similitudes lito y biofaciales (cf. Astini 1998a). En todo caso, podría considerarse a la columna ordovícica expuesta en Villicum un equivalente parcial y estratigráficamente condensado del Ordovícico clásico expuesto en la Precordillera norte (Fig. 3 en Astini 1998a). Asimismo, las estratigrafías locales de ambas regiones están representadas por unidades con diferentes rangos de edad y, lo que es más importante, incluyen unidades y discordancias de diferente magnitud y génesis. El caso más saliente es la Formación Don Braulio, de génesis glacial, que no está representada en el norte de la Precordillera y el de nueva unidad descrita y analizada en este trabajo.

El objetivo de esta contribución es dar a conocer una nueva unidad estratigráfica en la localidad clásica del borde oriental de la sierra de Villicum, intercalada entre las Formaciones La Cantera y Don Braulio en la quebrada de La Pola, que constituye un relicto erosivo de la glaciación del Ordovícico terminal. Por esta razón la unidad posee una extensión areal reducida. No obstante, su espesor, litología, contactos y

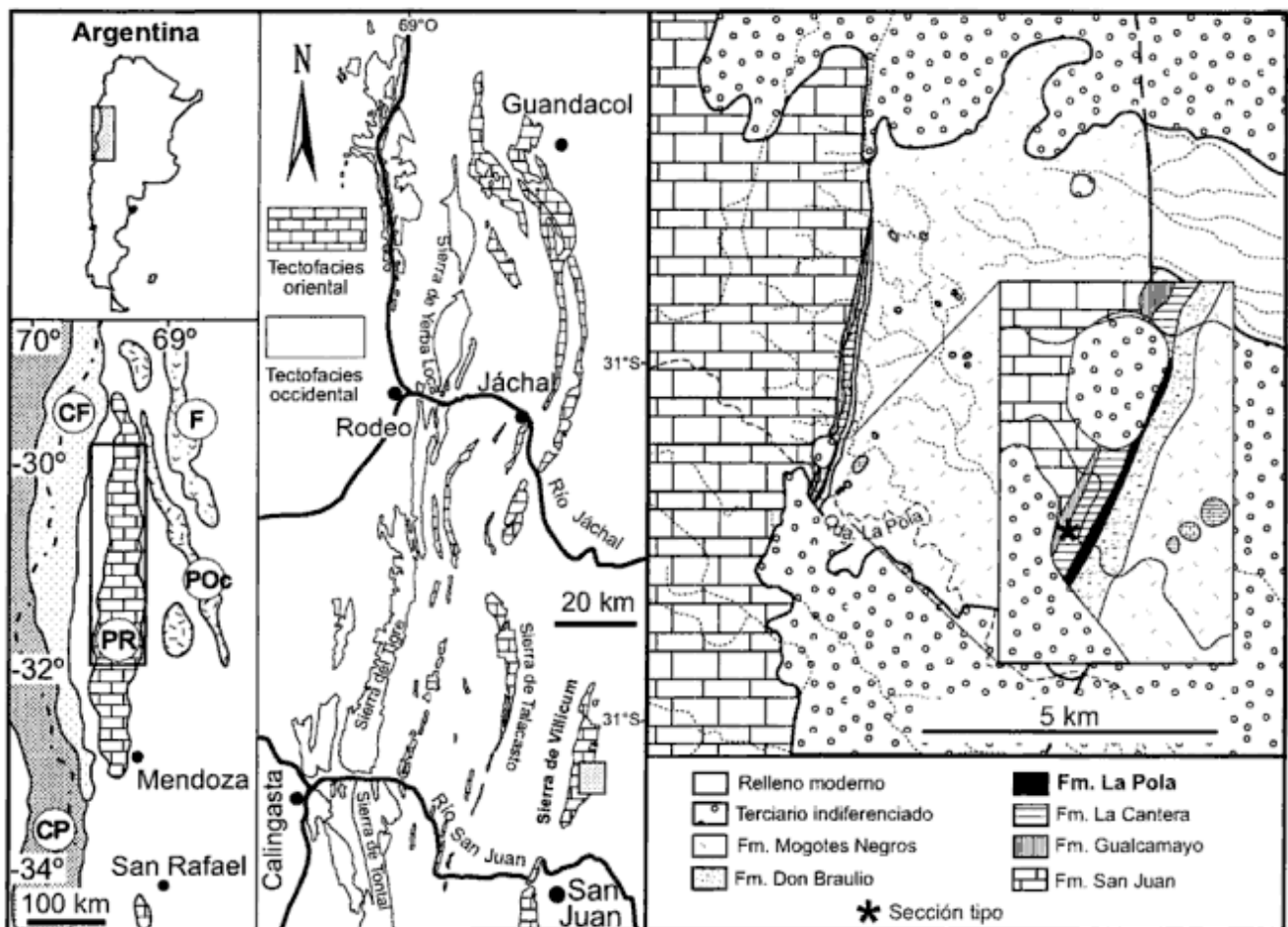


Figura 1: Mapa de ubicación y geología de la región.

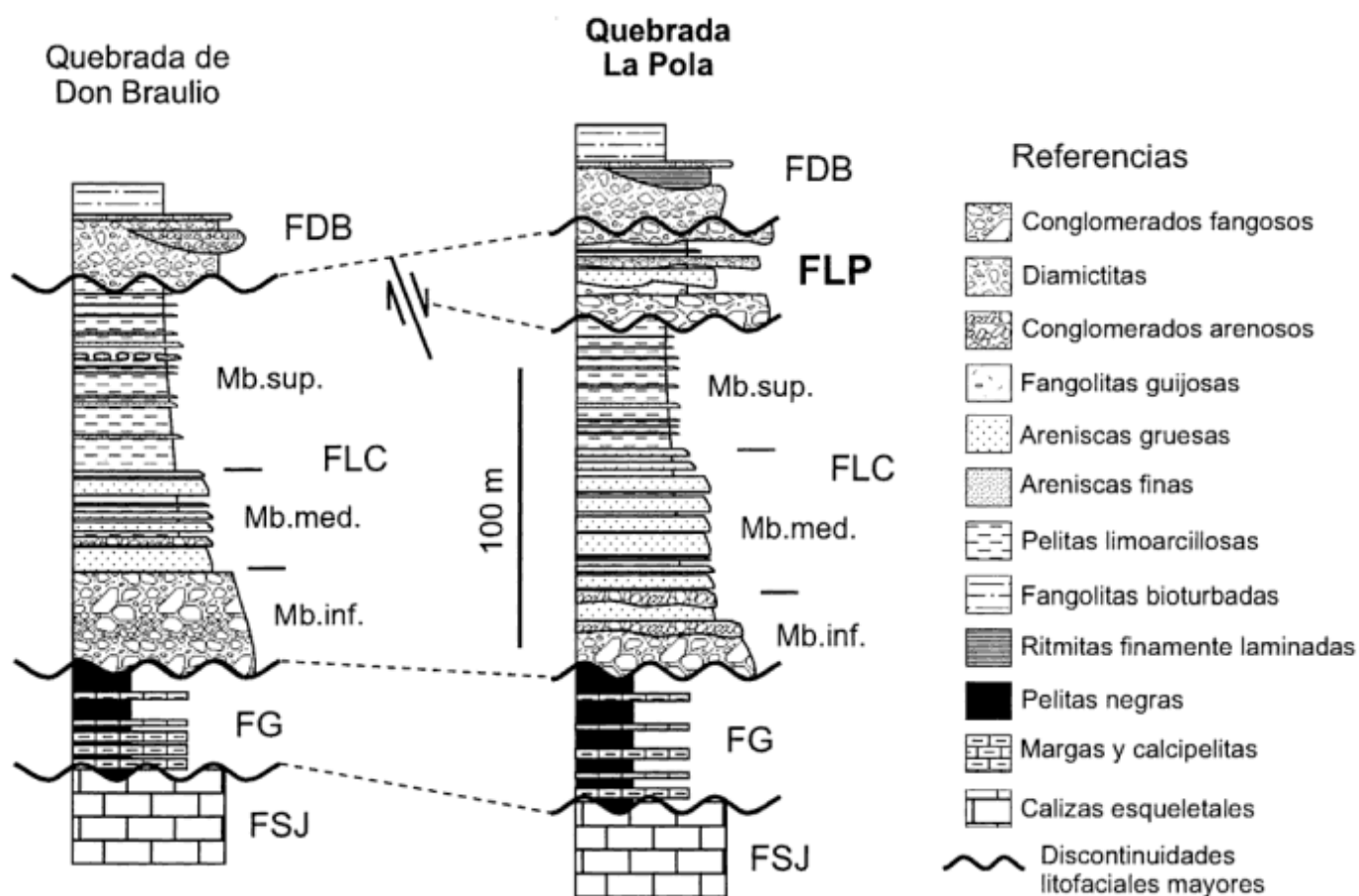


Figura 2: Correlación entre columnas estratigráficas locales del Ordovícico clástico en el borde oriental de la sierra de Villicum (véase ubicación en la figura 1). Nótese el acuñamiento de la Formación La Pola que no está presente en la quebrada de Don Braulio, estratotipo de las Formaciones La Cantera y Don Braulio. Miembros de la Formación La Cantera según Peralta (1993).

rasgos de campo la hacen claramente diferenciable de las unidades infra y suprayacentes, permitiendo su cartografía a escala 1:25.000. Adicionalmente, se realiza un análisis de facies con el objeto de determinar su paleoambiente y establecer sus relaciones estratigráficas. Finalmente, se discute su importancia geológica e implicancias paleogeográficas. La nueva denominación sigue la metodología expuesta en el Código Argentino de Estratigrafía (Comité Argentino de Estratigrafía 1992) al igual que la estipulada en el Código Estratigráfico Internacional (International Stratigraphic Guide 1994).

Antecedentes y rasgos de campo

En perfiles seriados levantados en el flanco oriental de la Sierra de Villicum, Astini (1991) reconoció en el perfil de la quebrada La Pola una unidad conglomerádica interpuesta entre las Formaciones La Cantera y Don Braulio. Por su reducida continuidad lateral, el autor incluyó dichos conglomerados dentro de la Formación La Cantera e informalmente los de-

nominó miembro superior sefítico, si bien no habían sido descriptos con anterioridad. De lo expuesto por Peralta (1993), quien en sus trabajos no hace mención específica a estos depósitos, se desprende que los habría incluido dentro de la Formación Don Braulio, ya que en su división de tres miembros de la Formación La Cantera no reconoce un término cuspidal grueso. El mencionado autor describe el Miembro superior de la Formación La Cantera como un conjunto de pelitas con intercalaciones de vaques delgados de origen turbidítico (Fig. 2a) que incluye una graptofauna asignable al Llandeiliiano-Caradociano basal (Peralta 1986, 1993) y que corresponde al tramo cuspidal de dicha unidad en la quebrada de Don Braulio (Fig. 1). Recientemente, Benedetto (1998) publicó una fauna de braquiópodos caradocianos provenientes de la quebrada La Pola, de interés paleobiogeográfico. El autor menciona que la fauna proviene de bloques en la diamictita glacial de la Formación Don Braulio y que las formas halladas no difieren de las encontradas en un bloque recuperado de un horizonte conglomerádico del tramo superior de la Formación La Cantera (véase Fig. 3 en Astini y Buggisch 1993). Agrega que en dicha sección, la Formación La Canter-

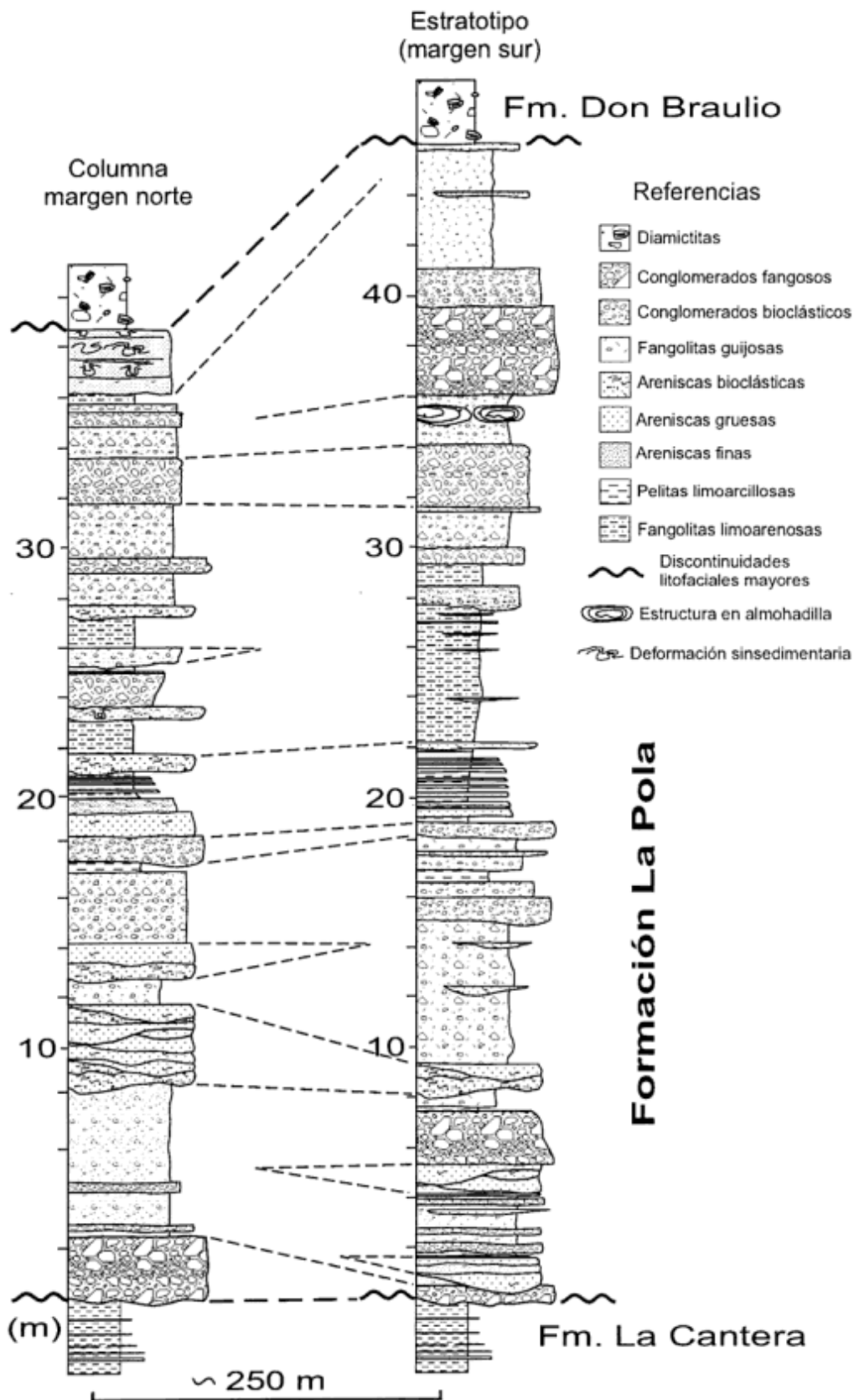


Figura 3: Columnas estratigráficas de la Formación La Pola en su estratotipo (margen sur) y en la margen norte de la quebrada homónima. Obsérvese la escasa continuidad lateral de los distintos cuerpos sedimentarios aflorantes en ambas márgenes de la quebrada y la variación de espesores.

ra contiene un intervalo superior dominado por flujos de detritos y niveles calcáreos bioclásticos. Benedetto (1998) señala que la asociación de braquiópodos posee mayores afinidades con las faunas mediterráneas del sur europeo y de Marruecos, demostrando una mayor afinidad gondwánica para entonces. Brussa (1999) da a conocer una graptofauna con excelente estado de preservación proveniente de bloques comprendidos dentro de uno de los horizontes seftícos de este intervalo. Según el autor, el horizonte fosilífero se ubica a 13 metros por debajo de la diamictita glaciogénica de la Formación Don Braulio en la quebrada La Pola (Fig. 1). La edad de esta graptofauna se ubicaría entre el G11 y el Ea2 de la secuencia australiana (Biozonas de *N. gracilis*/*D. clingani*), equivalentes al Caradociano Medio-Superior de las Series Británicas.

Dentro de la Formación La Canterana se reconocen conglomerados que contienen una importante cantidad de clastos de carbonatos (Astini 1991, 1998a) en su Miembro inferior (Fig. 2). Éstos han sido datados en base a conodontes, arrojando una edad Ilanviriana alta - Ilanviriana temprana (Albanesi *et al.* 1995), registro incluido en el Ordovícico Medio de la división en uso corriente. La fuente o procedencia de estos clastos calcáreos es desconocida ya que no existen importantes unidades carbonáticas preservadas en Precordillera, pertenecientes a este intervalo. No obstante, se infiere que algunos de los altos estructurales ubicados en la tectofacies oriental (Astini 1997, 1998b) habría servido de fuente para el reciclado de estos clastos. Por encima de los conglomerados basales, la Formación La Canterana continúa con una sucesión con tendencia grano-estratodecreciente, hasta ser truncada, en el estratotipo (quebrada de Don Braulio), por la diamictita glaciogénica.

El levantamiento y mapeo detallado de las columnas expuestas en ambos márgenes de la quebrada de La Pola (Fig. 1) ha permitido comprender el arreglo estratigráfico de la sucesión ordovícica, poniéndose en evidencia la existencia de un paquete sedimentario de espesor variable interpuesto entre la Formación La Canterana y la Formación Don Braulio (Fig. 2). Lateralmente, en dirección norte, este paquete se acuña antes de llegar a la quebrada de Don Braulio en una distancia de 750 metros. El acunamiento estratigráfico se produce por una combinación de efectos erosivos producto de la actividad glacial hirnantiana y de fallamiento normal de génesis predeposicional con respecto a la Formación Don Braulio. El efecto erosivo se infiere a partir de la disminución gradual de espesores que sufre tanto la Formación La Pola (*nom. nov.*) como la Formación La Canterana en sentido norte (véase Astini 2001). No obstante, la brusca desaparición de la Formación La Pola antes de llegar a la latitud de la quebrada de Don Braulio obedece a una falla normal, con bloque bajo al sur, que es sesgada por el horizonte glacial.

Formación La Pola (*nom. nov.*)

La Formación La Pola (*nom. nov.*) constituye una unidad composicional y litofacialmente heterogénea y en general seftítica que se interpone entre las Formaciones La Canterana y Don Braulio en el flanco oriental de la sierra de Villicum (31°13'22"S - 68°29'25"O). Su estratotipo se expone en la margen derecha (sur) de la quebrada de La Pola y posee 47,35 m de espesor (Figs. 3 y 4). De allí hacia el norte disminuye su espesor progresivamente hasta desaparecer bajo la discordancia erosiva con que comienza la Formación Don Braulio. Se trata de un conjunto de paraconglomerados gruesos, de color marrón pardusco, interestratificados con areniscas calcáreas amarillentas y fangolitas gris-verdosas. Aunque las mejores exposiciones afloran en ambos márgenes de la quebrada homónima (Fig. 1), la unidad puede seguirse lateralmente por espacio de aproximadamente 1.000 metros. Se apoya en contacto neto erosivo sobre el Miembro superior de la Formación La Canterana, compuesta predominantemente por ritmitas muy delgadas intercaladas en un fondo limolítico verde-grisáceo. Es cubierta en discordancia erosiva por la Formación Don Braulio (Ashgiliano superior), característica por su notable impronta glacial (Peralta y Carter 1990; Astini y Buggish 1993; Astini 1993, 1999, en prensa).

La edad de la Formación La Pola se desconoce con exactitud pero queda acotada estratigráficamente al intervalo entre Caradociano medio y el Ashgiliano tardío. Las graptofaunas estudiadas por Brussa (1999) que provendrían de esta unidad quedan comprendidas precisamente dentro de este lapso. En este intervalo existen pocas unidades estratigráficas preservadas dentro de la tectofacies oriental, siendo las Formaciones Sassito, Trapiche y Empozada las que probablemente se solapan temporalmente con esta. En el ámbito de la Precordillera Occidental la Formación Alcaparrosa sería la única con que podría correlacionarse.

Desde el punto de vista composicional es llamativa la participación de depósitos seftíticos de variada textura y de arenitas cuarzosas dispuestas en bancos lenticulares con niveles con una elevada concentración de restos fósiles macroscópicos, entre los que se incluye una variada fauna calcárea. Entre las formas más comunes se destacan colonias de briozoarios, talos de algas rojas, y fragmentos de braquiópodos y crinoideos. Del conjunto de la fauna presente en la unidad, los fragmentos algales son por su geometría nodular los mejor preservados, aunque las colonias de briozoarios lo hacen con morfologías y tamaño muy variados y también poseen una notable preservación. La fauna, en general, está concentrada en la base de capas gradadas o acumulada cerca del tope, en lo que aparentan ser concentraciones mecánicas (hidrodinámicas). No han sido halladas comunidades, ni concentraciones biológicas o autóct-

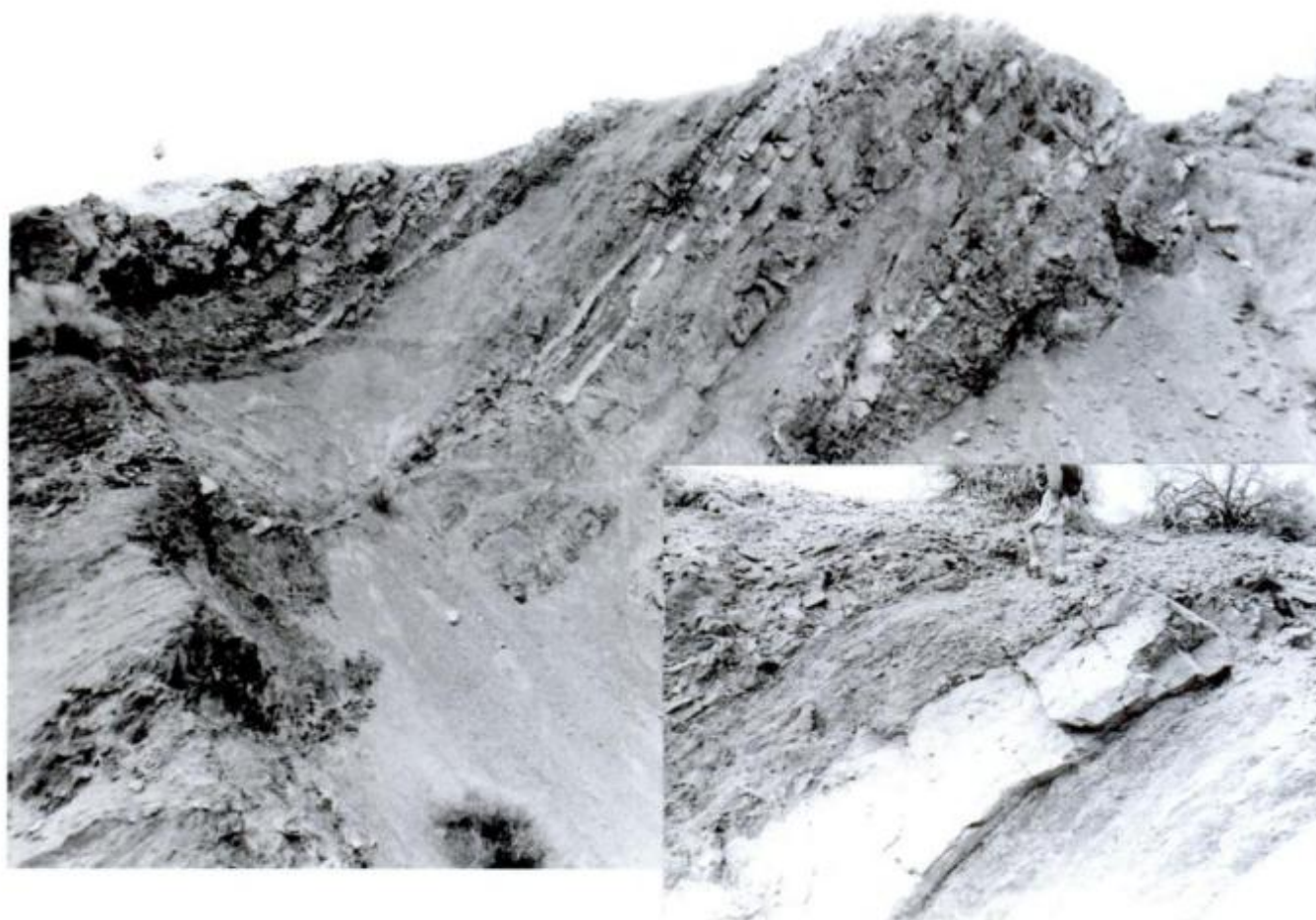


Figura 4: Panorámica de la sección tipo de la Formación La Pola en la margen sur de la quebrada homónima (localidad tipo), borde oriental de la sierra de Villicum y detalle (borde inferior derecho) del contacto basal neto con la Formación La Cantera.

tonas. No sólo la composición cuarzosa de las areniscas calcáreas que contienen estas acumulaciones, sino la variedad y cantidad de fauna son un hecho muy distintivo de esta unidad. Numerosos fragmentos y bloques de este Miembro han sido incorporados dentro de la suprayacente diamictita basal de la Formación Don Braulio, como producto de erosión y transporte local. Este hecho puede corroborarse particularmente bien en los niveles basales de la diamictita glacial en la quebrada de La Pola.

Desde el punto de vista estratigráfico y por su identidad composicional y litofacial que la diferencia de las unidades infra y suprayacentes puede definirse a ésta como una unidad independiente limitada por discontinuidades estratigráficas notables (Fig. 2).

Análisis de facies

Dentro de la unidad se reconoce una amplia gama de litologías entre las que predominan sefitas de

variada textura, arenitas cuarzosas y areniscas muy calcáreas, bioclásticas, gruesas. El ordenamiento litofacial y la geometría de los cuerpos varía entre distintos perfiles levantados a corta distancia uno de otro, de manera que es difícil sintetizar una columna tipo para la unidad. En el estratotipo (margen sur) (Figs. 3 y 4) son más frecuentes y potentes los bancos conglomerádicos fangosoportados, mientras que en la margen norte los bancos de areniscas cuarzosas adquieren mayor espesor y los conglomerados basales están prácticamente ausentes.

Desde el punto de vista litofacial se reconocen las siguientes facies (Fig. 5): A: Paraconglomerados de bloques, B: Fangolitas guijosas, C: Conglomerados arenosos bioclásticos, D: Areniscas lenticulares gradadas o macizas (con y sin fauna), E: Ritmitas delgadas tabulares y F: Fangolitas limo-arenosas. Localmente, estas facies presentan deformación sin-sedimentaria y son parte de estructuras contorsionadas tipo *slump*.

Facies A: Paraconglomerados de bloques

Se trata de conglomerados y brechas gruesas, matriz soportadas (Fig. 5) con espesor de capa variable entre 2,5 y 0,25 m (e.g. Fig. 6a). Localmente desarrollan fábricas con una buena relación de contactos pero la matriz es siempre predominantemente fan-

gosa. Contiene bloques subredondeados a muy angulosos de litologías predominantemente sedimentarias entre las que calizas arenosas, calcarenitas y calcilimitas y areniscas calcáreas son las más frecuentes. Los tamaños máximos de bloques llegan a 50 cm para capas individuales de hasta 2,5 m de espesor, mientras que los tamaños máximos promedios (Surlyk

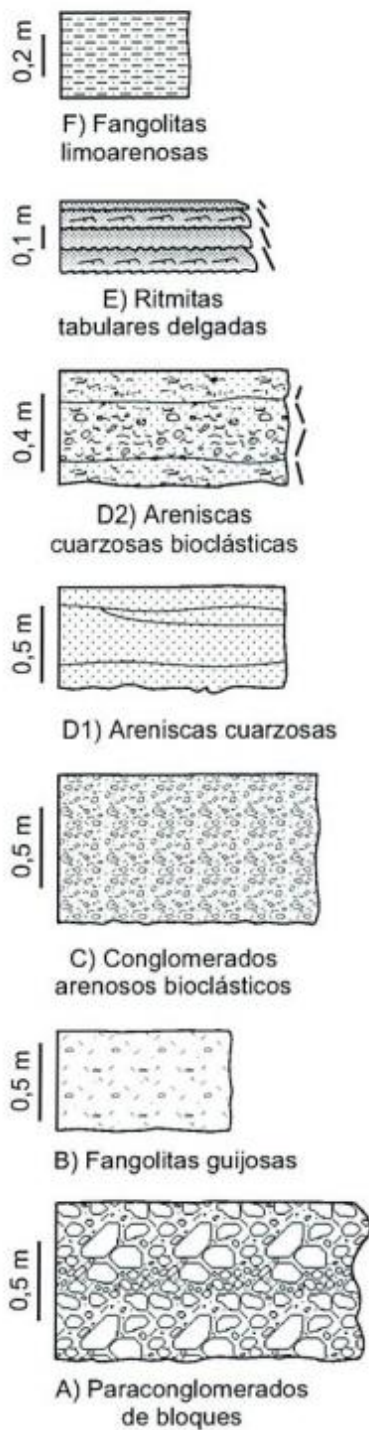


Figura 5: Diagrama de litofacies reconocidas en la Formación La Pola (*nom. nov.*), Ordovícico superior de la sierra de Villicum.

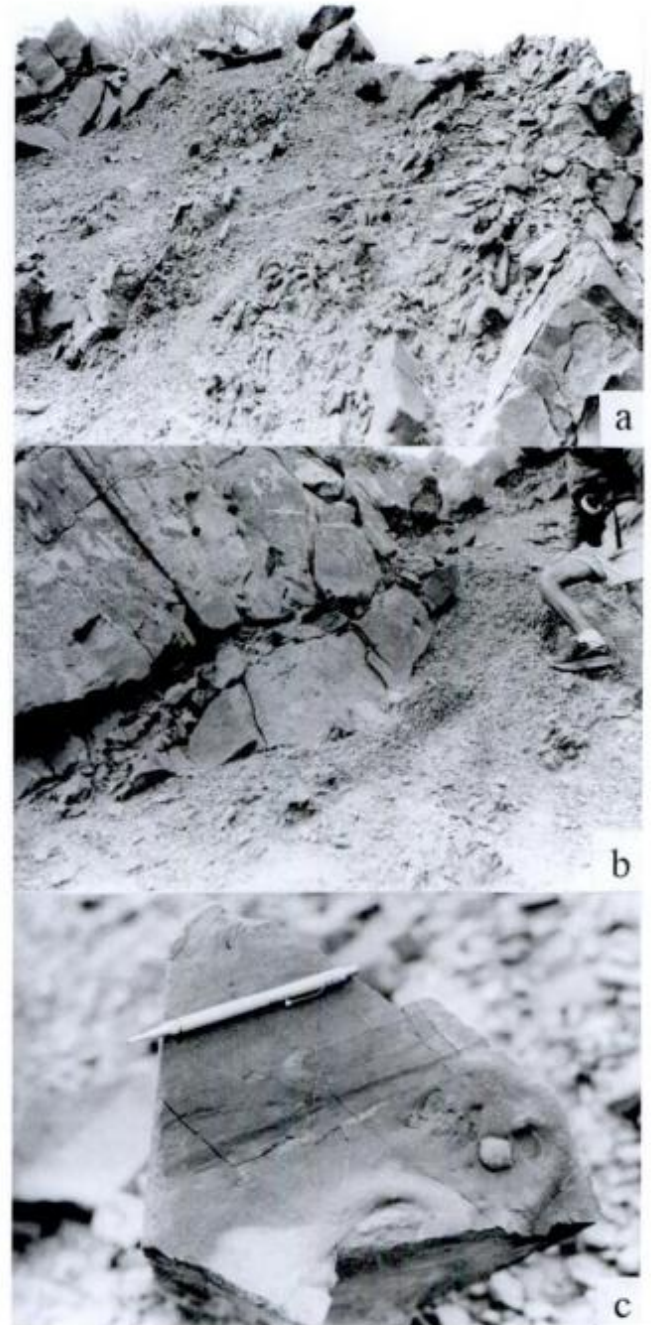


Figura 6: Detalles de litofacies. a, Facies A y B. Debritas interstratificadas con fangolitas guijosas entre cuerpos arenosos. b, Geometría lenticular de cuerpos arenosos interpretados como canales incisivos. c, marcas de flujo semilunares en torno a objetos anclados en el fondo (en este caso bioclastos).

1978) oscilan en 25 a 30 cm (véase detalle de Fig. 4). Algunos bloques presentan plegamiento disarmónico y adelgazamiento o *boudinage*. Las relaciones entre espesores y tamaños máximos de varios paraconglomerados muestran consistencia. Los contactos basales de estos depósitos son netos y comúnmente incluyen gran cantidad de intraclastos y estructuras flamíferas. La matriz es fangosa e incluye arena cuarzosa y abundantes clastos de tamaño sábulo a guija de cuarzo blanco y de rocas ígneas intrusivas, intermedias a básicas, bien redondeadas. También se encuentran restos fósiles dispersos en la matriz que comúnmente tiene reacción calcárea. Internamente, los paraconglomerados son no gradados (caóticos), aunque localmente pueden presentar un cambio gradual en la proporción de fango intersticial y una sutil y delgada gradación en el tope. También existe transición entre estos depósitos y los de la Facies B (Fig. 6a).

Los paraconglomerados se interpretan como depósitos de flujos de detritos subácueos (debritas de algunos autores, e.g. Stow 1986) poco evolucionados. Esto último se infiere por los mecanismos cohesivos indicados por la naturaleza de la matriz (Pierson 1981) y la consistencia entre tamaños máximos y espesores, que permiten interpretar comportamientos laminares (reología plástica) y una consolidación cohesiva (Nemec y Steel 1984). El escaso desarrollo de gradación y la sensible disminución en el porcentaje de matriz en el tope de algunos de estos depósitos indicaría el desarrollo incipiente de turbulencia interna (Hampton 1972; Whipple 1997; Shanmugam 1997). La matriz fangosa provendría del desmenuzamiento de los bloques que habrían estado en estado semiconsolidado o plástico como lo demuestran estructuras de deformación sinsedimentaria. El escaso redondeamiento de los bloques constituye una evidencia de su proveniencia local y del mecanismo suspensivo predominante de los flujos densos. La fracción arena involucrada en la matriz fangosa sería producto de resedimentación de clásticos que habrían sido retrabajados previamente en ambientes de mayor energía.

Facies B: Fangolitas guijosas

Se trata de depósitos fangosos que incluyen clastos dispersos, agrupados o, en ocasiones, formando niveles distintivos, pero siempre con fábrica fango soportada (Fig. 5). La matriz fangosa es predominantemente limoarcillosa y presenta una fisilidad marcada, que recuerda a laminación primaria. La concentración de clastos es variable entre 5 y 30% y se trata de clastos tabulares de entre 5 y 15 cm en promedio y en general angulosos. Las litologías de los clastos son en su mayoría sedimentarias (cuarzo <

3%) y, en gran parte, parecen estar constituidos por restos de capas recientemente fragmentadas, onduladas y plegadas. Asimismo, se han observado fenómenos de estiramiento con reducción de la sección de los clastos lo que permite inferir el estado semiconsolidado de al menos algunos de los materiales resedimentados en esta facies.

Se interpretan como depósitos de flujos densos fangosos, de naturaleza subácuea, con transporte limitado, del tipo de los *slurry flows* (Hampton 1972; Carter 1975; Pierson y Costa 1987). Por su reología plástico-laminar y el mecanismo de soporte, dado predominantemente por resistencia de matriz, corresponderían a flujos de detritos cohesivos (*muddy flows* de Johnson 1970; Hampton 1975), parcial o totalmente homogeneizados, que en su trayectoria, pendiente abajo habrían localmente incorporado y moldeado restos de capas semiconsolidadas. Esto último, explica algunos niveles diferenciados con mayor proporción de clastos «blandos» dispuestos caóticamente.

Facies C: Conglomerados arenosos bioclásticos

Se trata de conglomerados finos con elevada concentración de restos fósiles calcáreos (Fig. 5), que pueden superar el 50% del volumen, en una matriz de areniscas cuarzosas con escaso fango intersticial y abundante cemento calcáreo. Adicionalmente, contienen cuarzo de tamaño sábulo y guija (hasta 2 cm de diámetro máximo) y fragmentos angulosos de calizas micríticas, y calcilimolitas y calcarenitas arenosas amarillentas y grises. Éstos incluyen una variada fauna (braquiópodos, trilobites, ostrácodos, pelmatozoos) y presentan neomorfismo y en algunos casos recristalización avanzada. A pesar de ello, se reconocen variedades con abundantes peloides, oolitas y fragmentos con *Girvanella* sp. (Fig. 7d), cianobacteria filamentosa común en los carbonatos del Ordovícico Temprano (Formación San Juan). También incluyen escasos fragmentos líticos de rocas ígneas, metamórficas y tectonitas, similares a los contenidos en las areniscas (véase Facies D).

Los conglomerados bioclásticos carecen de estructuras internas, salvo sutiles gradaciones y forman cuerpos lenticulares de hasta 1,5 m de espesor. Los restos fósiles se encuentran desorientados, enteros o fragmentados, de acuerdo con su resistencia mecánica y morfología original, y poseen improntas de abrasión mecánica y rasgos de bioerosión evidente (perforaciones). Incluyen numerosas colonias de briozoarios que predominan, formando hasta el 60% del volumen de bioclastos. Éstas poseen geometrías esferoidales, cilíndricas, tubulares, discoidales, laminares, en cadena y nodulares, incluyendo formas tanto robustas como delicadas, incrustantes como libres, y

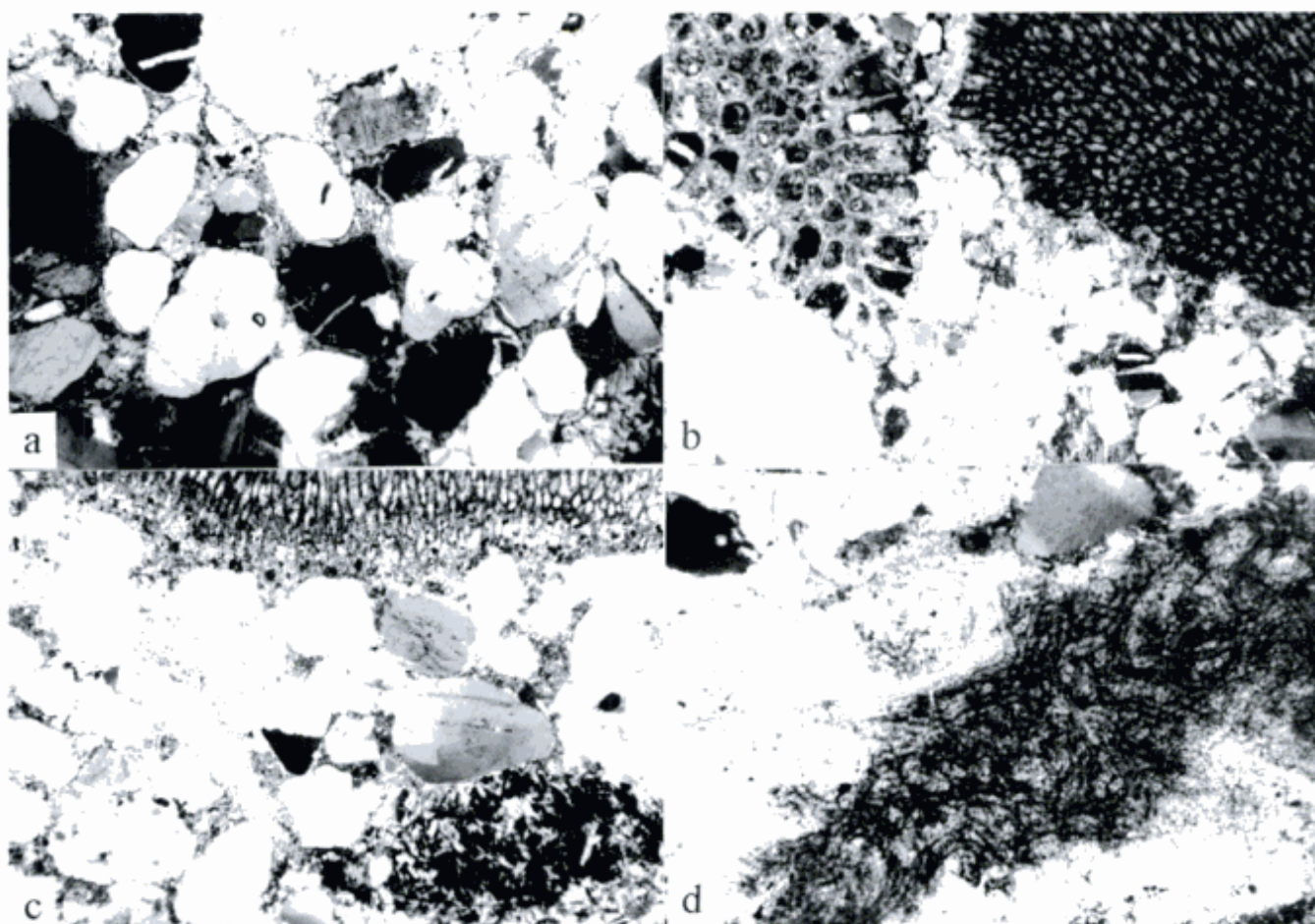


Figura 7: Microfotografías de las areniscas cuarzosas bioclásticas de la Formación La Pola (Facies D). **a**, Arenita cuarzosa calcárea. Obsérvese el redondeamiento de los granos de cuarzo y el predominio de la variedad monocristalina. Cemento carbonático. **b, c**, Arenita calcárea bioclástica. Nótese fragmentos de una colonia de briozoarios y de un talo de rodofíceas (*Solenopora* sp.) con filamentos celulares de pequeño diámetro y empaquetamiento denso. En **c**, Obsérvese un fragmento lítico volcánico redondeado en el borde inferior derecho, entre cuarzos monocristalinos. Aumentos en todos los casos de 25x. **d**, Fragmento lítico de una calcarenita incluido en la facies D con *Girvanella* sp. asociada a la terminación de una colonia de briozoos. Obsérvese la terminación de zooecios con su orificio correspondiente en el borde izquierdo de la foto y el intercrecimiento de las cianobacterias. Aumento x250.

erectas, macizas y ramificadas (Hageman *et al.* 1998). Las formas macizas y robustas suelen hallarse enteras mientras que las más ramificadas y delicadas han sido fragmentadas. En orden de importancia le siguen talos de algas rojas (Solenoporaceas) de geometrías nodulares (véase Fig. 7b y c), cónicas arborescentes, discoidales y cilíndricas que puntualmente superan el 50% de la biomasa y fragmentos de pelmatozoos, braquiópodos, y muy subordinadamente gastrópodos, que ocupan valores de 5-15%. Éstos presentan un grado de fragmentación y desarticulación marcado, a pesar de su limitada abrasión. Los fragmentos de talos algales y colonias de briozoarios constituyen los restos de mayor tamaño y alcanzan los 2-3 cm de diámetro.

Estas acumulaciones corresponderían a concentraciones compuestas de origen mecánico, donde producto de turbulencia se han concentrado, re trabajado y mezclado productos bioclásticos varios con granos de

arena, sábulo y grava fina. La mezcla de tamaños (pobre selección) y angulosidad de los componentes permite inferir mecanismos de transporte y depositación por gravedad. La ausencia de estructuras internas y fábrica desordenada y escasa matriz intersticial implican depositación rápida y en masa, a partir de flujos concentrados pero con cierta turbulencia interna (flujos de detritos modificados o flujos granulares). Los productos concentrados en esta facies tendrían diferente origen y se habrían mezclado por resedimentación. No obstante, en su totalidad, corresponden a restos de faunas calcáreas, características de ambientes someros, y de partículas clásticas re trabajadas en ambientes de alta energía. La asociación de briozoarios y algas rojas, aunque transportada, es única en la Precordillera y podría representar restos de comunidades seudoarrecifales o arrecifales similares a las mencionadas por Webby (1999), características del Ordovícico Medio-Ordo-

vífico Tardío en otras regiones del mundo. Es interesante agregar que los biohermos dominados por briozoos han sido considerados como propios de aguas templadas (Prasada Rao 1996; James 1997). Faunas calcáreas con importante participación de briozoarios han sido mencionadas en la Formación Sassito (Ordovícico Tardío de la Precordillera Central), que constituye una unidad carbonática con participación siliciclástica, desarrollada bajo condiciones climáticas templadas (Astini 1995; Astini y Cañas 1995).

Facies D: Areniscas lenticulares gradadas o macizas (con o sin fauna)

Se trata de areniscas calcáreas de grano grueso y composición predominantemente cuarzosa (Fig. 7), que conforman cuerpos de geometría variada, generalmente lenticulares a escala del afloramiento. Su color en cara fresca es gris claro a amarillento. Composicionalmente son de arenitas cuarzosas (Fig. 7a, véase Fig. 10) a sublíticas-subfeldespáticas y texturalmente, aunque los granos individuales poseen buen redondeamiento, poseen una mala selección de tamaños (entre arenas muy gruesas, ocasionalmente con partículas de tamaño sábulo, hasta finas). Los porcentajes de matriz son muy exiguos y el cemento calcáreo es omnipresente (Fig. 7). En ocasiones ocupa más del 25% de la roca otorgándole texturas flotantes y colores grises propios de calcarenitas, acentuados por la presencia de bioclastos calcáreos, líticos calcáreos y escasos aloquímicos (oolitas), que en algunos horizontes alcanzan 10-20% de los granos. Esta variedad constituye una transición litofacial entre las areniscas y los conglomerados arenosos bioclásticos (Facies C). De estos últimos niveles se tomaron muestras para micropaleontología.

Los granos de cuarzo individual son predominantemente monocristalinos (Fig. 5) con extinción rápida hasta granulosa y poseen bordes subredondeados a muy redondeados. Numerosos granos están compuestos por dos o tres individuos y poseen inclusiones fluidas o de pequeños cristales, más propio de rocas ígneas. Los policristalinos son escasos (Fig. 7), alrededor de 2-6%, y están representados por variedades de cuarzo en cintas y texturas recristalizadas orientadas bajo estrés (tectonitas). También hay escasos granos policristalinos equigranulares con juntas prismáticas y suturadas derivados de cuarcitas metamórficas. Los feldespatos no superan el 5% y hay granos tanto de plagioclasas con anortita baja (límpidos) como relativamente alta (más alterados). El feldespato potásico aunque en proporciones menores también está presente, aunque no se halló microclino. Entre los líticos (excluyendo el cuarzo policristalino), se destacan fragmentos de rocas ígneas ácidas y básicas. Los primeros están representados

por granos de tamaño arena muy gruesa que incluyen cuarzo y feldespato, en ocasiones intercrecido formando texturas gráficas. Los fragmentos líticos de rocas básicas (diabasas y gabros) e intermedias (tonalitas y granodioritas) poseen grano fino y están parcialmente cloritizados. A pesar de su intensa alteración y desarrollo de mafitos, también se reconocen litoclastos con texturas volcánicas (Fig. 7c), con microclitos feldespáticos en una pasta cloritizada (texturas pilotaxíticas orientadas y desorientadas), posiblemente provenientes de lavas andesíticas, que aunque escasos (< 1%), son significativos. En proporciones similares pero de mayor tamaño (llegan a arena gruesa) hay litoclastos volcánicos de composición riolítica con porfiroclastos subhedrales de cuarzo y feldespato en una pasta vítrea, alterada. Fragmentos líticos sedimentarios incluyen granos de chert, litoclastos calcáreos y fragmentos de limolitas arcillosas (intraclastos pelíticos). Éstos son en general comunes y se encuentran acumulados diferencialmente en algunas láminas. Láminas de mica son escasas y minerales pesados, accesorios, como circón, turmalina, rutilo y titanita son muy raros.

Los contactos basales de esta facies con el encajonante son siempre netos e irregulares. Se asocian a ellas gran cantidad y variedad de estructuras erosivas entre las que resaltan marcas de flujo grandes, marcas de punzamiento y rebordes en semicírculo desarrollados en torno a granos de tamaño sábulo o bioclastos grandes (marcas semilunares, Fig. 6b). Geométricamente constituyen cuerpos lenticulares (base cóncava y techos planos-ondulados) e intermedios comúnmente amalgamados y de hasta 3,5 m de espesor. La lenticularidad queda expresada en magnitudes muy variables desde lentículas muy marcadas (Fig. 6c) con relación extensión lateral/espesor de 2,94 hasta cuerpos lenticulares con menor expresión topográfica con relación extensión lateral/espesor de aproximadamente 13,3. El relleno interno de estos lentes es en ocasiones homogéneo o macizo, no denotando ninguna tendencia granulométrica visible a simple vista. En la base puede existir una acumulación residual de bioclastos. En otros casos de geometrías lateralmente más extendidas, están rellenos por varios eventos con gradación normal y contactos amalgamados de espesores entre 0,10 y 0,65 metros.

Como se indicó en un párrafo anterior, esta facies puede contener fauna acumulada diferencialmente en algunos niveles. En estos casos la concentración de bioclastos no supera el 20% y, por lo común, se trata de individuos flotando en el seno de la arenisca cuarzosa maciza. Ocasionalmente, en la base, los bioclastos se concentran constituyendo un intervalo de algunos centímetros bioclastosoportado, semejante a una coquina (Fig. 8). Entre las concentraciones se destacan dos tipos diferentes: a) concentraciones gradadas normales y b) concentraciones con gradación inversa. Las primeras se observan en la base de las



Figura 8: Acumulación bioclástica en la base de un cuerpo de arena lenticular.

capas y los bioclastos aparecen como carga residual, las segundas se desarrollan en la parte superior de las capas y parecen obedecer a fenómenos de selección hidrodinámica y retrabajo *in situ* (*winnowed concentration*). Mientras que la mayor proporción de colonias macizas de briozoarios y nódulos algales (Fig. 7b y c) se encuentra concentrada en la base como carga residual (*lag*), la mayor parte de restos de braquiópodos y pelmatozoos, que en general poseen una mayor flotabilidad, se concentra en los topes formando tapices y serían producto de segregación por turbulencia.

Los contactos claramente erosivos, la lenticularidad presente y el tipo de rellenos involucrados permiten interpretar la existencia de canales de distinta escala representados en la unidad. Desde angostos e incisivos (Fig. 6c), que representan eventos simples de corte y relleno, a partir de eventos turbulentos con capacidad inicial marcadamente erosiva, hasta otros, de geometría más expandida, que representarían relleno de canales mayores. El conjunto de cuerpos lenticulares de escala media conforma, a su vez, cuerpos mantiformes de mayor jerarquía, bien expuestos en la margen norte de la quebrada de La Pola, que reflejan el desarrollo de un sistema de relleno multiepisdico, agradacional, propio de sistemas de canales (*cf.* Clark y Pickering 1996). Tanto unos como otros, pero particularmente los canales más incisivos, son propios en ambientes clásticos, con pendientes pronunciadas y su formación se favorece en lechos cohesivos.

Las características texturales y estructuras presentes en su relleno permiten interpretar a estas areniscas como derivadas de flujos granulares de alta concentración, ya sea del tipo de los flujos de detritos arenosos (Shanmugam 1996, 1997) o a partir de corrientes turbidíticas de alta densidad (Hiscott y Middleton 1979; Lowe 1982). Ambos procesos, si bien reológicamente diferentes, conducen según los autores antes mencionados, a depósitos granosoportados muy similares. Los flujos de detritos arenosos resultarían como producto de una elevada concentración inicial de arenas relativamente limpias (sin matriz), que se moverían con una mecánica cuasilaminar, por trabazón intergranular (resistencia friccional). Las corrientes turbidíticas de alta densidad, en cambio, resultan del desarrollo de turbulencia interna que actúa como el mecanismo de sosten (Lowe 1982). La depositación habría sido relativamente rápida (en masa) a partir de suspensión, cuando la presión dispersiva y la turbulencia interna son superadas por la resistencia friccional. Estos depósitos, en los distintos modelos, han sido tradicionalmente ligados con ambientes marinos profundos proximales. En algunos casos, se habría diferenciado una carga basal, residual, (Leeder 1999), del tipo de las carpetas tractivas (Sohn 1997), que en este caso incluye frecuentemente bioclastos densos (particularmente, talos nodulares de algas rojas y colonias de briozoos esferoidales junto a partículas de tamaño sábulo). Corrientes residuales habrían retrabajado ocasionalmente los topes, generando seudopavimentos con restos fósiles hidrodinámicamente concentrados (por turbulencia o por flotabilidad), generando una aparente gradación inversa. Asimismo, etapas diluidas y turbulentas habrían sido las responsables de generar los contactos ondulados erosivos. La mala selección granulométrica de los depósitos y su composición mixta indica que estos materiales habrían sido resedimentados desde ambientes más someros. En particular, la redondez de la fracción cuarzosa constituye una clara evidencia de resedimentación. La elevada proporción de cuarzo redondeado y las faunas calcáreas contenidas son propias de ambientes costeros de alta energía.

Facies E: Ritmitas delgadas tabulares

Se trata de capas tabulares de areniscas gradadas separadas por pelitas limosas (Fig. 5). Los contactos basales son netos, ondulados a pequeña escala, e incluyen marcas de flujo (turboglifos). Los topes son netos y desarrollan trenes de ondulitas unidireccionales de baja y alta sinuosidad (2 y 3D) o bien gradan a limolitas verdes. Internamente se reconoce estructura maciza en la base seguida de laminación paralela y laminación cruzada. Petrográficamente son vaques, siendo la granulometría próxima a la base de

arena gruesa, con algunas lentículas de arena muy gruesa, siendo de arena fina en el intervalo con laminación ondulática. Los espesores de capa varían entre 10 y 30 cm y la relación arenisca/pelita del tramo rítmico es aproximadamente 1/1. Constituyen la facies más tabular de la unidad y se concentran en el tramo medio de la sección tipo.

Se interpretan como capas eventuales del tipo de las turbiditas (ciclos de Bouma) tanto por su geometría tabular como por la serie de estructuras sedimentarias y gradación granulométrica normal que reflejan condiciones de flujo menguante. Corresponden en su mayoría a ejemplos truncados por el tope (sin gradación entre los términos c y d) que permiten inferir una discontinuidad entre el fenómeno de tracción y de suspensión (Shanmugam 1997). Esto es común en ambientes proximales (Mutti y Ricci Lucchi 1975; Nelson y Nilsen 1984; Pickering *et al.* 1989). La relación arenisca/pelita del tramo rítmico es asimismo indicativa de sectores relativamente proximales.

Facies F: Fangolitas limoarenosas

Se trata de fangolitas verde oscuras con abundante contenido limoarenoso intercaladas entre los paraconglomerados (Figs. 4 y 5). Carecen de bioturbación evidente y presentan laminación grosera. Muy pocos horizontes dentro de la unidad incluyen verdaderas pelitas, siendo los intercalados entre las ritmitas arenosas los más representativos.

Las fangolitas se interpretan como depósitos diluidos de corrientes densas que habrían depositado mezclas granulométricas finas desde suspensión. Las pelitas propiamente dichas corresponderían a decantación, pero su escasez indica que el ambiente tuvo una energía suficiente como para mantener a los finos en suspensión.

Secuencia de facies e interpretación paleoambiental

El conjunto de litofacies descriptas puede agruparse en una asociación característica de depósitos marinos profundos de talud. La secuencia de facies observada en la sección tipo incluye importantes paraconglomerados en la sección basal media y cerca del tope (Fig. 3). De ellos fundamentalmente los de la sección basal son los de mayor continuidad lateral y están representados en todas las secciones de la unidad, aunque con diferente espesor. Los restantes lateralmente son reemplazados por facies de fangolitas guijosas y ritmitas arenosas afectadas por plegamiento sinsedimentario. Numerosos canales con expresión topográfica incisiva se disponen próximos a la

base rellenos de areniscas cuarzosas conglomerádicas amalgamadas y también en la sección media (Fig. 3). Los cuerpos lenticulares arenosos son lateralmente más persistentes en la sección basal y media por encima del paraconglomerado basal. Niveles con concentraciones bioclásticas se intercalan entre éstos. Pero los conglomerados bioclásticos más representativos se hallan en la sección media por debajo del paquete rítmico y próximos al tope de la unidad por debajo de la espesa fangolita guijosa del tope (Fig. 3). Esta última es truncada erosivamente por la diamictita glacial de la Formación Don Braulio.

La escasez de verdaderas pelitas, el desarrollo de turbiditas truncadas por el tope dentro del tramo rítmico y la notable proporción de depósitos de flujos de gravedad (~35% del total) implican la proximidad de estos depósitos, lo que sumado a la lenticularidad de los depósitos arenosos y conglomerádicos y las evidencias de deformación sinsedimentaria son evidencias en favor de ambientes de talud y pie de talud. La escasa tabularidad de los depósitos y su continuo reemplazo lateral son otra evidencia fuerte de depositación en un ambiente de talud que habría actuado alternativamente como zona de transporte (*by pass*) y de depósito. En este sentido las areniscas cuarzosas amalgamadas son más comunes de rellenos de canales en taludes y cañones proximales (Stow 1985; Surlyk 1987; Mutti y Normark 1987) independientemente de la posición relativa del nivel del mar.

La presencia de debritas, capas contorsionadas y de un relieve de fondo con acentuadas acanaladuras constituye una evidencia inequívoca de inestabilidad depositacional y marcadas paleopendientes, proclives a generar profundas incisiones en el sustrato. La variedad de flujos de gravedad con soporte fangoso o granular y los tamaños máximos promedios involucrados, indican una notable inestabilidad en las condiciones de reposo normal de sedimentos clásticos y periódicos aportes de un volumen considerable de materiales consolidados, semiconsolidados y de materiales granulares reciclados en condiciones de mayor energía (arenas cuarzosas). La elevada proporción de flujos gravitacionales, y particularmente de variedades de flujos de detritos, constituye una fuerte evidencia de paleopendientes sinsedimentarias, necesarias para desencadenar los flujos de gravedad (Carrigy 1970; Johnson 1970; Kenter y Schlager 1989; Einsele 1991). Por esta razón, se interpreta a la unidad como depositada en un paleoambiente de talud y base de talud donde la arquitectura de los cuerpos está condicionada por una paleotopografía marcada y el predominio litofacial es de flujos densos. Es normal que en estos ambientes no se respete ni la horizontalidad de las capas ni la continuidad lateral, hecho por el cual se producen rápidas variaciones laterales de espesores y composición, como los registrados.

Las asociaciones litofaciales de esta unidad permiten interpretar, en su conjunto, la existencia de pa-

lependientes y de una topografía de fondo contrastada con la de los depósitos del Miembro superior de la Formación La Cantera. Un ambiente propicio para este tipo de sedimentación son depocentros tectónicamente inestables. Si bien asociaciones de facies de este tipo pueden vincularse con caídas eustáticas, no existen evidencias de episodios glaciales previos al Hirnantiano (Ordovícico terminal) que conduzcan a este tipo de fenómenos. Por otra parte, importantes episodios gravitacionales se registran en todo el espesor de la unidad, lo que permite inferir condiciones de inestabilidad continuada. Dicha inestabilidad sería, a su vez, la causa principal del inicio (*triggering*) de los flujos de gravedad. En otras localidades de la Precordillera y en particular durante el Ordovícico Tardío se han destacado evidencias de un episodio de tectónica extensional (Astini 1997, 1998a, b). Por esta razón se vincula a la Formación La Pola con depósitos de talud tectónicamente controlados.

Paleocorrientes y procedencia

Las estructuras de base presentes en las facies C, D y E como así también la orientación de los canales de pequeña y mediana escala y, en menor medida, de algunos trenes de óndulas desarrollados en los topos de la facies E han permitido reunir un número de datos de paleocorrientes que con un buen grado de confianza indican una dirección E-O y sentido unimodal hacia el ONO (Fig. 9).

Respecto a la procedencia de las areniscas de la Formación La Pola puede sostenerse, basado en la evidencia petrográfica (Cuadro 1), que ellas son el producto de resedimentación de depósitos ubicados originalmente en ambientes de alta energía. Tanto las arenas cuarzosas como los aloquímicos, fundamentalmente la variedad de bioclastos calcáreos existentes y otros granos asociados (e.g. granos recubiertos) permiten interpretar que estos depósitos fueron originalmente parte de sistemas marinos someros, que habrían sido resedimentados en depocentros relativamente más profundos a través de procesos gravitacionales. A pesar de los bajos contenidos en fragmentos líticos, producto de intenso reciclado, es notable la presencia de líticos derivados de rocas volcánicas básicas, ácidas e intermedias, graníticas, cuarcitas metamórficas y de tectonitas; todo lo cual, permite señalar una fuente primaria de materiales corticales diversos. También es llamativa la presencia de líticos sedimentarios entre los que se cuentan fragmentos de caliza de naturaleza intracuenal no coetánea (Zuffa 1985, 1987), es decir, provenientes de unidades más antiguas expuestas y canibalizadas. Esto implica, al menos parcialmente, el reciclado de unidades carbonáticas que formaron parte de la plataforma cambro-ordovícica en esta región.

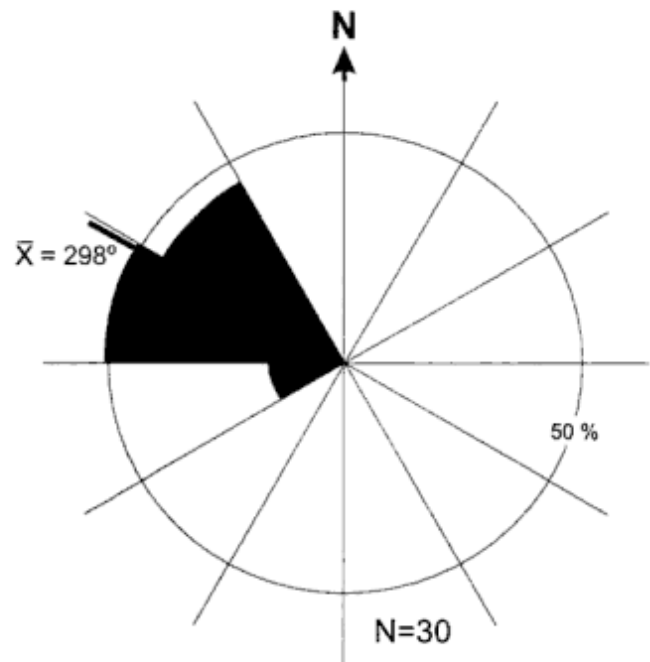


Figura 9: Diagrama de paleocorrientes (metodología propuesta por Nemeč 1988).

En la actualidad, no existe cubierta sedimentaria paleozoica inferior preservada en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales, ubicadas al este, e interpretadas como el basamento mismo de la Precordillera (Kay *et al.* 1996). Ignorando el acortamiento andino, el basamento aflorante en la región de las sierras de Pie de Palo y Valle Fértil podría haber funcionado como área fuente durante el Ordovícico Medio y Tardío. La existencia de una cubierta sedimentaria sobre esta región sólo puede inferirse a partir de la composición de las sefitas del Ordovícico Medio expuestas a lo largo de la Precordillera Oriental, con paleocorrientes que, como en el caso de la Formación La Pola, indican procedencia desde el este.

En la composición de los paraconglomerados (Cuadro 1) de esta unidad resaltan litologías sedimentarias que constituyen más del 90%. Dentro de ellas, variedades de calcarenitas arenosas bioclásticas, calcilimitas laminadas y areniscas calcáreas son las litologías predominantes. Los conglomerados incluyen también algunos clastos de conglomerados calcáreos cuarzosos y, en forma minoritaria, clastos de rocas granodioríticas y gabros y metasedimentarias. Asimismo, dentro de la matriz fangosa hay cuarzo lechoso redondeado de tamaño sábulo y guija.

El contenido de materiales carbonáticos indica que una fuente de carbonatos fue mezclada junto con los componentes silicoclásticos por los procesos de remoción en masa. La buena preservación de bioclastos, particularmente de briozoarios incrustantes de morfología variada y de talos completos de algas rojas en las facies C y D, permite inferir un transporte limitado desde ambientes fóticos con reducida turbidez.

Cuadro 1: Composiciones promedio de las areniscas gruesas (Facies D) y de los conglomerados (Facies A) de la Formación La Pola. La doble cruz indica la litología de que se trata. Los % son sobre la fracción granular tanto en areniscas como en conglomerados. Los % de líticos son respecto al total de fragmentos líticos. Los % de cemento y matriz en las areniscas son respecto a roca total.

| Composición promedio | Areniscas (%) | Conglomerados (%) |
|-----------------------------------------|---------------|-------------------|
| Fracción arena: | xx | |
| Cuarzo monocristalino | 92 | |
| Cuarzo policristalino | 3 | |
| Feldespatos potásicos | 1 | |
| Plagioclasas | 2 | |
| Bioclastos | << 0,5-20 | |
| Otros aloquímicos (e.g. oolitas) | << 0,5 | |
| Fragmentos líticos: | 1 | |
| -sedimentarios (carbonatos y limolitas) | 40 | |
| -volcánicos (ácidos-intermedios) | 30 | |
| -graníticos | 10 | |
| -básicos (gabros-dibasas) | 10 | |
| -metamórficos y tectoritas | 10 | |
| Micas | << 0,5 | |
| Accesorios (ZTR) | << 0,5 | |
| Cemento | 7-20 | |
| Matriz | < 1 | |
| Fracción grava: | | xx |
| Clastos de calcarenitas arenosas | | 35 |
| Clastos de calcilimolitas | | 30 |
| Clastos de areniscas calcáreas | | 25 |
| Clastos de cuarzo | | 2 |
| Clastos de rs. ígneas | | 4 |
| Clastos de rs. metasedimentarias | | 4 |

Numerosas evidencias de bioerosión (perforaciones) en los nódulos de algas rojas implican momentos de reducidas tasas de sedimentación en el ambiente primario donde crecieron dichos organismos, hecho común en bioconstrucciones.

En síntesis, la composición de las arenitas de la Formación La Pola indica un origen mixto por resedimentación desde ambientes someros de alta energía donde los materiales originales habrían estado sujetos a un intenso reciclado que habría contribuido a su madurez mineralógica. Los escasos fragmentos líticos incluidos en las areniscas indican al menos una proveniencia parcial desde basamento. Asimismo, habría existido una importante fuente de producción de carbonatos, relativamente próxima, representada por los bioclastos y otros aloquímicos (carbonatos intracuencales coetáneos) y por los abundantes fragmentos de rocas calcáreas presentes en los conglomerados (posiblemente carbonatos intracuencales no coetáneos).

En varias localidades de la Precordillera Central ambientes carbonáticos, arealmente localizados se desarrollaron durante el Ordovícico Tardío (e.g. Las Aguaditas, Las Plantas, Sassito). De acuerdo con los datos de paleocorrientes antes expuestos, al este de la sierra de Villicum también se habrían desarrollado ecosistemas favorables para la producción de carbonatos que habrían constituido la fuente de los carbonatos resedimentados en la Formación La Pola. Éstos, sin embargo, son mayoritariamente de composición mixta (Mount 1985) a diferencia de lo que ocurre en el resto de las unidades ordovícicas y pre-ordovícicas de la Precordillera. Esto permite inferir

una situación paleogeográfica menos restringida al aporte clástico para esta región, hecho compatible con una ubicación más marginal.

Correlación estratigráfica

El carácter relictual que esta unidad posee, al no haber sido erosionado por la glaciación hirnantiana, permite apreciar una ventana estratigráfica en el Ordovícico Superior de la Precordillera. La ausencia de una estratigrafía detallada en la sección de la quebrada de La Pola donde aflora el estratotipo de la unidad aquí descrita, ha conducido a establecer algunas interpretaciones erróneas. Con anterioridad, se ha confundido la diamictita glacial de la Formación Don Braulio con los depósitos de flujos de gravedad de esta unidad, que en la margen sur están directamente en contacto. No obstante, debe señalarse que una de las características distintivas de los depósitos de la Formación La Pola es el alto porcentaje de fragmentos de fauna marina, particularmente, briozoarios, algas rojas, braquiópodos y pelmatozoos y la casi ausencia de componentes extracuencales redondeados (bloques graníticos y metasedimentarios estriados y pulidos), dentro de la fracción gruesa.

El hallazgo de esta unidad permite completar parte del importante registro estratigráfico faltante entre el Caradociano medio y el Ashgiliano tardío, edades asignadas respectivamente a las Formaciones La Cantera y Don Braulio. Esto permite profundizar el conocimiento de un lapso poco representado en la es-

tratigrafía de la Precordillera Argentina. Desde el punto de vista composicional, es llamativa la presencia tanto de arenitas cuarzosas como de abundantes carbonatos, que en forma tentativa, permiten establecer algunas comparaciones litofaciales con la Formación Trapiche de la Precordillera norte, con la Formación Sasso de la Precordillera Central, con la Formación Empozada de la Precordillera mendocina y con la Formación Alcaparrosa de la Precordillera Occidental. En esta última han sido descriptos importantes cuerpos de arenitas cuarzosas (Astini 1991; Astini *et al.* 2000) que parecen ser un rasgo común en el Ordovícico Superior a diferencia de los depósitos más inmaduros del Ordovícico Medio. A diferencia de lo conocido, vale la pena destacar que si bien en el Ordovícico Tardío se han registrado condiciones favorables para la producción de carbonatos en otras partes de la tectofacies oriental, el florecimiento de comunidades calcáreas pseudoarrecifales dominadas por briozoarios y algas rojas como la representada en la Formación La Pola, no ha sido mencionado en la Precordillera.

Implicancias regionales y paleogeográficas

Clásicamente, se ha supuesto que la Precordillera representa una provincia morfoestructural andina fuertemente acortada por la tectónica cenozoica y separada de las Sierras Pampeanas Occidentales (Furque y Cuerda 1979; Caminos 1979). El concepto de terreno de Precordillera (Astini *et al.* 1995), también conocido como terreno de Cuyania (Ramos 1995), ha reunido ambas regiones, diferenciadas con posterioridad o durante su acreción con Gondwana, en un único terreno. Numerosos argumentos basados en distintas líneas de evidencia han sido expuestos en trabajos previos sustentando esta hipótesis (Astini *et al.* 1996; Kay *et al.* 1996; Ramos *et al.* 1998; Thomas y Astini 1999). Los resultados de este trabajo permiten confirmar que al este de la actual provincia geológica de la Precordillera se habrían desarrollado depósitos de plataforma cuyo redépósito ha quedado preservado en la Formación La Pola. También habrían existido en dicha región condiciones favorables para la producción de carbonatos y el florecimiento de comunidades calcáreas no registradas con anterioridad dentro de la tectofacies oriental. Trabajos litofaciales y arquitecturales comparativos de las sucesiones carbonáticas cámbricas y del Ordovícico Temprano de la Precordillera con los depósitos de plataformas carbonáticas análogos del margen apalachiano en Norteamérica, han permitido concluir que el ancho de la plataforma precordillerana fue originalmente del orden de varios centenares de kilómetros (Cañas 1995; Keller 1996; Astini 1998b). Asimismo, la presencia de intervalos de arenitas cuarzosas y cierto contenido de cuarzo a través de

la sucesión cámbrica (Baldis y Bordonaro 1981; Astini y Thomas 2000), progresivamente menor en el Ordovícico (hasta prácticamente desaparecer en la Formación San Juan), permiten sugerir que la plataforma constituyó un sistema adherido a una masa continental (*attached platform*) y no aislado (*e.g.* Bahamas), que habría funcionado como fuente del material silicoclástico, particularmente en etapas regresivas (Astini y Thomas 2000). Esto permite interpretar que la Precordillera viajó como un continente a la deriva, desarrollando una gran plataforma carbonática que no alcanzó a cubrir la totalidad del área cratónica asociada.

La diferenciación definitiva entre la Precordillera y la sierra de Pie de Palo y su prolongación sur habría tenido lugar durante el diastrofismo precordilleránico (Astini 1996), presuntamente vinculado con una tectónica contraccional importante (colisión de Chileña?). Los depósitos devónicos de la Precordillera, según su procedencia y composición, señalan el importante proceso de denudación (*unroofing*) que sufrieron las Sierras Pampeanas Occidentales en esa época (Mingramm en Ramos 1996; Astini 1996). Datos radimétricos y termocronológicos respaldarían esta hipótesis (Ramos *et al.* 1996, 1998; Coughlin *et al.* 1999) indicando que un episodio de deformación y metamorfismo habría afectado a dicha región. Este fenómeno habría conducido al levantamiento del zócalo de basamento grenviliano y la completa erosión de la cubierta sedimentaria que lo cubría. La región de las Sierras Pampeanas Occidentales se habría constituido en área de aporte desde el Ordovícico Tardío, donde constituyó parcialmente el área fuente de los depósitos conglomerádicos de las Formaciones Las Vacas y La Cantera (Astini 1998a) y de las diamictitas glaciales de la Formación Don Braulio (Astini y Buggisch 1993). Los depósitos de la Formación La Pola confirman la procedencia desde el este (coordenadas actuales) de los depósitos ordovícicos resedimentados en la Precordillera Oriental. Las litologías, relativamente maduras y la fauna transportada y retrabajada en estos depósitos permite, asimismo, inferir la presencia de ambientes someros y de alta energía, presuntamente de plataformas, cubriendo la región ubicada al oriente de la sierra de Villicum. Dependiendo del acortamiento tectónico involucrado en esta región, estos depósitos podrían haber cubierto parcial o totalmente la región del Pie de Palo. Lo que puede afirmarse es que, basado en la geometría de plataformas carbonáticas de margen pasivo, la extensión areal de la Precordillera debió ser muy superior de lo que se preserva actualmente. En consecuencia, es posible inferir que, al menos, parte del ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales constituyó el basamento de la plataforma carbonática precordillerana y que, con posterioridad a la acreción del terreno de Precordillera con Gondwana, las partes más internas de orógeno se habrían so-

breccorrido hacia el oeste, elevándose y descubriendo las rocas de basamento que actualmente forman el núcleo de la sierra de Pie de Palo y serranías asociadas, transformándolas en áreas fuente. En esta hipótesis los mármoles de grano fino y cuarcitas asociadas en la faja de Angaco (Vujovich y Ramos 1994) (Grupo Caucete de Borrello 1969) podrían estar representando equivalentes laterales proximales de las sucesiones cámbricas aflorantes en la Precordillera (Martino y Astini 1995).

Los procesos de remoción en masa registrados en la Formación La Pola implican un lapso de inestabilidad del sustrato que puede vincularse con la tectónica distensiva que afectó a la Precordillera en el Ordovícico Tardío. El contacto abrupto de esta unidad sobre pelitas y ritmitas delgadas del tope de la Formación La Cantera (Miembro Superior, Peralta 1993), unidad que registra en su conjunto una sucesión grano-estratodecreciente, indicaría el inicio de un episodio diástrófico en la región. La existencia de una fase diástrófica villicúmica definida por Baldis *et al.* (1982) para el Ordovícico Tardío ha sido discutida por Astini y Buggisch (1993). A pesar de no ser ésta la evidencia previamente considerada para sostener su validez, bien podría reasignarse a este episodio. La naturaleza extensional de este diastrofismo quedaría evidenciada por el basculamiento del sustrato preglacial y el acúñamiento de la Formación La Pola hacia el norte por fallamiento normal preglacial (pre-depositación de la Formación Don Braulio).

Conclusiones

-La Formación La Pola (*nom. nov.*) constituye una unidad composicional y litofacialmente heterogénea y predominantemente sefítica que se interpone entre las Formaciones La Cantera y Don Braulio en la margen oriental de la sierra de Villicum. Su estratotipo, en la margen derecha (sur) de la quebrada de La Pola, posee 47,35 m de espesor y está compuesto por un conjunto de paraconglomerados gruesos, de color marrón pardusco, interestratificados con areniscas calcáreas amarillentas y fangolitas gris-verdosas.

-El carácter relictual que esta unidad posee, al no haber sido erosionado por la glaciación hirnantiana, permite apreciar una ventana estratigráfica en el Ordovícico Superior de la Precordillera. Su edad se desconoce con exactitud pero queda acotada al intervalo entre Caradociano medio y el Ashgiliano tardío. Datos de graptolitos (Brussa 1999) indican una edad Caradociana media-superior. Por su posición estratigráfica, contenido paleontológico y rasgos litofaciales reviste gran importancia para el análisis de este intervalo poco conocido en la historia geológica de la comarca. Las Formaciones Sassito, Trapiche y Empozada de la tectofacies oriental son las únicas que pro-

bablemente se solapan temporalmente con ella. En la tectofacies occidental, en tanto, la única unidad parcialmente correlativa sería la Formación Alcaparrosa.

-El fuerte acúñamiento que esta unidad sufre hacia el norte de la quebrada de La Pola es producto de erosión glacial y fallamiento normal. Este último es asociado a la génesis misma de los depósitos sefíticos de la Formación La Pola y al episodio extensional registrado en varias localidades de la Precordillera durante el Ordovícico Tardío.

-El dominio de procesos de resedimentación y flujos de gravedad con procedencia desde el este, permite interpretar que ambientes someros propicios para la generación de faunas calcáreas pseudoarrecifales se habrían desarrollado hacia la región del Pie de Palo. Esto constituye una nueva evidencia de que la extensión oriental de la Precordillera fue en tiempos ordovícicos muy superior a lo que se reconoce en la actualidad.

-Se interpreta que el fuerte acortamiento (probablemente de naturaleza polifásica) involucrado en estructuras contraccionales, tales como la faja de Angaco en el borde occidental de la sierra de Pie de Palo, habrían favorecido el levantamiento y arrasamiento erosivo de una columna sedimentaria situada originalmente en esa región, que habría servido de área fuente para la mayoría de los conglomerados y unidades relacionadas del Ordovícico Superior de la Precordillera Central y Oriental.

Agradecimientos

Deseo agradecer los subsidios otorgados por el FONCYT para estudiar los patrones sedimentarios en las cuencas ordovícicas de Argentina y por el CONICET sobre Ordovícico del oeste argentino, gracias a los cuales han podido realizarse los trabajos de campo y gabinete. La discusión con alumnos y colegas de la cátedra de Estratigrafía de la UNC han permitido consolidar mis ideas sobre el tema. Hago extensivo mi agradecimiento a los árbitros del trabajo. La petrografía de areniscas se llevó a cabo en los laboratorios de la Cátedra de Petrología I y en el Museo de Mineralogía de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de la UNC.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Albanesi, G.L., Benedetto, J.L. y Gagnier, P.G., 1995. *Sacabambaspis janvieri* (Vertebrata) y conodontes del Llandeiliano temprano en la Formación La Cantera, Precordillera de San Juan, Argentina. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 60: 519-544. Córdoba.
- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias deposicionales del Ordovícico clástico de la Precordillera

- Argentina. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba. 851 p. (Inédito).
- Astini, R.A., 1993. Facies glaciogénicas del Ordovícico tardío (Hirnantense) de la Precordillera Argentina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 88(1-4): 137-149. Madrid.
- Astini, R.A., 1995. Paleoclimates and paleogeographic paths of the Argentine Precordillera during the Ordovician: evidence from climatically sensitive lithofacies. In: Cooper, J.D., Droser, M.L. and Finney, S.C. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. SEPM Pacific Section, Book 77:177-180. Fullerton.
- Astini, R.A., 1996. Las fases diastólicas del Paleozoico medio en la Precordillera del oeste argentino -evidencias estratigráficas- Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración e Hidrocarburos, 5: 509-526. Buenos Aires.
- Astini, R.A., 1997. Las unidades calcáreas del Ordovícico Medio y Superior de la Precordillera Argentina como indicadores de una etapa extensional. Actas 2º Jornadas de Geología de Precordillera, 8-14. San Juan.
- Astini, R.A., 1998a. El Conglomerado de Las Vacas y el Grupo Trapiche de la Precordillera: tectónica distensiva en el Ordovícico Tardío. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (4): 445-460. Buenos Aires.
- Astini, R.A., 1998b. Stratigraphic evidence supporting the rifting, drifting and collision of the Laurentian Precordillera terrane of western Argentina. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication, 142: 11-33. Londres.
- Astini, R.A., 1999. The Late Ordovician glaciation in the Proto-Andean margin of Gondwana revisited: geodynamic implications. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 43: 171-173. Praga.
- Astini, R.A., 2001. Pavimentos estriados en la Formación Don Braulio y naturaleza de la glaciación hirnantiana (Ordovícico Tardío) en la región andina. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 8 (1): 1-25. La Plata.
- Astini, R.A. y Buggisch, W., 1993. Aspectos sedimentológicos y paleoambientales de los depósitos glaciogénicos de la Formación Don Braulio, Ordovícico Tardío de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4):217-232. Buenos Aires.
- Astini, R.A. y Cañas, F.L., 1995. La Formación Sassito, una nueva unidad calcárea en la Precordillera de San Juan: sedimentología y significado estratigráfico. *Revista de la Asociación Sedimentológica Argentina*, 2(1-2):19-37. La Plata.
- Astini, R.A. y Thomas, W.A., 2000. Quartz arenites in the Middle Cambrian limestones (La Laja Formation) of the Argentine Precordillera terrane. *Resúmenes 2º Congreso Latinoamericano de Sedimentología y 8º Reunión Argentina de Sedimentología*, 39-40. Mar del Plata.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. and Vaccari, N.E., 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted and collided terrane: A Geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107(3):253-273.
- Astini, R.A., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. y Cañas, F.L., 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración e Hidrocarburos, 5:293-324. Buenos Aires.
- Astini, R.A., Brussa, E.D. y Mitchell, C.E., 2000. Revisión estratigráfica y consideraciones paleogeográficas de la tectofacies occidental de la Precordillera argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(4): 378-386. Buenos Aires.
- Baldis, B.A. y Bordonaro, O.L., 1981. Evolución de facies carbonáticas en la cuenca cámbrica de la Precordillera de San Juan. Actas 8º Congreso Geológico Argentino, 2: 385-397. San Luis.
- Baldis, B.A., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. Actas 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 4:399-445. Buenos Aires.
- Benedetto, J. L., 1998. Braquiópodos caradocianos en los bloques de la diamictita glaciogénica de la Formación Don Braulio (Ashgiliano), sierra de Villicum, Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 35: 244-254. Buenos Aires.
- Borrello, A.V., 1969. Los geosinclinales de la Argentina. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Anales* 14: 1-188, Buenos Aires.
- Brussa, E.D., 1999. Nueva asociación de graptolitos caradocianos en la Formación La Cantera, sierra de Villicum, Precordillera Argentina. *Reunión Anual de Comunicaciones Paleontológicas. Resúmenes*, 7. San Miguel de Tucumán.
- Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 397-454. Córdoba.
- Cañas, F.L., 1995. Early Ordovician carbonate platform facies of the Argentine Precordillera: restricted shelf to open platform evolution. In: Cooper, J.D., Droser, M.L. and Finney, S.C. (Eds.): *Ordovician Odyssey*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 77:221-224.
- Carrigy, M.A., 1970. Experiments on the angle of repose of granular materials. *Sedimentology*, 14: 147-158.
- Carter, R.M., 1975. A discussion and classification of subaqueous mass-transport with particular application to grain-flow, slurry flow, and fluxoturbidites. *Earth-Science Reviews*, 11: 145-177.
- Clark, J.D. and Pickering, K.T., 1996. Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 80: 194-221.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina. Serie B, Didáctica y Complementaria 20, 64 p. Buenos Aires.
- Coughlin, T.J., O'Sullivan, P.B., Kohn, B.P. and Holcombe, R.J., 1999. Apatite fission-track thermochronology of the Sierras Pampeanas, central western Argentina: implications for the mechanism of plateau uplift in the Andes. *Geology*, 26: 999-1002.
- Einsele, G., 1991. Submarine mass-flow deposits and turbidites. In: Einsele, G, Ricken, W. and Seilacher, A. (Eds.): *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, p. 313-339. Berlin.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 92, 72 p. Buenos Aires.
- Furque, G. y Cuerda, A.J., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1: 455-522. Córdoba.
- Hageman, S.J., Bock, P.E., Bone, Y. and McGowan, B., 1998. Bryozoan growth habits: Classification and analysis. *Journal of Paleontology*, 72: 418-436.
- Hampton, M.A., 1972. The role of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 775-793.
- Hampton, M.A., 1975. Competence of fine-grained debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology*, 45: 834-844.
- Hiscott, R.N. and Middleton, G.V., 1979. Depositional mechanics of thick-bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. In: Doyle, L.J. and Pilkey, O.H. (Eds.): *Geology of continental slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 27: 307-326.
- International Stratigraphic Guide, 1994. Geological Society of America, Boulder, 2nd Edition, 214 pp.
- James, N.P., 1997. The cool-water carbonate depositional realm. In: James, N.P. and Clarke, J.D.A. (Eds.): *Cool-water carbonates*, Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Special Publication 56: 1-20.
- Johnson, A.M., 1970. *Physical Processes in Geology*. Freeman, San Francisco, 577 pp.
- Kay, S.M., Orrell, S. and Abruzzi, J.M., 1996. Zircon and whole rock Nd-Pb isotopic evidence for a Grenville age and Laurentian origin for the basement of the Precordilleran terrane in Argentina. *Journal of Geology*, 104: 637-648.
- Keller, M., 1996. Anatomy of the Precordillera (Argentina) during

- Cambro-Ordovician times: implications for the Laurentia-Gondwana transfer of the Cuyania Terrane. 3rd International Symposium in Andean Geodynamics, 1, 775-778. St. Malo.
- Kenter, J.A.M. and Schlager, W., 1989. A comparison of shear strength in calcareous and siliciclastic marine sediments. *Marine Geology*, 88: 145-152.
- Leeder, M., 1999. *Sedimentology and sedimentary basins: from turbulence to tectonics*. Blackwell Science, 592 pp., Oxford.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52: 279-297.
- Martino, R.D. and Astini, R.A., 1995. The Cerro Salinas-Angaco belt and their relationships with western Sierras Pampeanas. IGCP 376, Laurentian-Gondwana connections before Pangea, Field Conference, Abstracts: 27-28. San Salvador de Jujuy.
- Mount, J., 1985. Mixed siliciclastic and carbonate sediments: a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32: 435-442.
- Mutti, E. and Normark, W., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: Problems and concepts. In: Legget, L.K. and Zuffa, G.G. (Eds.): *Marine clastic sedimentology*. Graham & Trotman Publications, 1-38. Londres.
- Mutti, E. and Ricci Lucchi, F., 1975. Turbidite facies and facies associations. 11th International Congress on Sedimentology. Field Trip Guide Book A-11: 21-36. Nice.
- Nelson, C.H. and Nilsen, T.H., 1984. Modern and ancient deep-sea fan sedimentation. Society of Economic Mineralogists and Paleontologists, Short Course 14, 404 pp.
- Nemec, W., 1988. The Shape of the rose. *Sedimentary Geology*, 59: 149-152.
- Nemec, W. and Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments on gravelly mass-flow deposits. In: Koster, E.H. and Steel, R.J. (Eds.): *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 10: 1-31.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1981. La provincia geológica Precordillera Oriental. Actas 8^o Congreso Geológico Argentino, 3: 59-74.
- Peralta, S.H., 1986. La graptofauna ordovícica de la Formación La Cantera, Precordillera Oriental de San Juan. Actas 4^o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1: 67-71. Mendoza.
- Peralta, S.H., 1993. Estratigrafía y consideraciones paleoambientales de los depósitos marino-clásticos eopaleozoicos de la Precordillera Oriental de San Juan. Actas 12^o Congreso Geológico Argentino y 2^o Congreso de Exploraciones de Hidrocarburos, 1: 128-137. Mendoza.
- Peralta, S.H. y Carter, C., 1990. La glaciación Gondwánica del Ordovícico tardío: evidencias en fangolitas gujarrosas de la Precordillera de San Juan, Argentina. Actas 11^o Congreso Geológico Argentino, 2: 181-185. San Juan.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. and Hein, F.J., 1989. Deep marine environments. Unwin e Hyman, 416 pp., London.
- Pierson, T.C., 1981. Dominant particle support mechanisms in debris-flows at Mt. Thomas, New Zealand, and implications for flow mobility. *Sedimentology*, 28: 49-60.
- Pierson, T.C. and Costa, J.E., 1987. A rheological classification of subaerial sediment-water flows. In: Costa, J.E. and Wiecsosek, G.F. (Eds.): *Debris flows/avalanches: process, recognition, and migration*. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology 5, 7: 1-12.
- Prasada Rao, C., 1996. *Modern carbonates: tropical, temperate, polar*. University of Tasmania, 206 pp. Tasmania.
- Ramos, V.A., 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6(32): 24-29. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1996. Las primeras secciones estructurales balanceadas de Argentina; obra de un pionero. Comentario. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (1): 92-95. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Vujovich, G.I. y Dallmeyer, R.D., 1996. Klippes y ventanas tectónicas de la Sierra de Pie de Palo: sus relaciones con la colisión de Precordillera. Actas 13^o Congreso Geológico Argentino y 3^o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 5: 337-391. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Dallmeyer, R.D. and Vujovich, G.I., 1998. Time constraints on the Early Palaeozoic docking of the Precordillera, central Argentina. In: Pankhurst, R.J. and Rapela, C.W. (Eds.): *The Proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society of London Special Publication, 142: 143-158. Londres.
- Shanmugam, G., 1996. High density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, 66: 2-10.
- Shanmugam, G., 1997. The Bouma sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews*, 42: 201-229.
- Sohn, Y.K., 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, 67: 502-509.
- Stow, D.A.V., 1985. Deep sea clastics: Where are we and where are we going? In: Brechley, P.J. and Williams, P.J. (Eds.): *Sedimentology: recent developments and applied aspects*. Geological Society of London, Special Publication, 18: 67-93.
- Stow, D.A.V., 1986. Deep clastic seas. In: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*, Second Ed., Blackwell Science, 399-444.
- Surlyk, F., 1978. Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). *Gronlands Geologiske Undersogelse Bulletin*, 128: 108 pp.
- Surlyk, F., 1987. Slope and deep shelf gully sandstones, Upper Jurassic, East Greenland. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 71: 464-475.
- Thomas, W.A. and Astini, R.A., 1999. Conjugate margins of the Ouachita rifted margin of Laurentia and the Argentine Precordillera. *Geological Society of America, Bulletin*, 107: 1069-1079.
- Vujovich, G. y Ramos, V.A., 1994. La Faja de Angaco y su relación con las Sierras Pampeanas Occidentales, Argentina. Actas 7^o Congreso Geológico Chileno, 1: 215-219. Concepción.
- Webby, B.D., 1999. Early to earliest Late Ordovician reef development. *Acta Universitatis Carolinae-Geologica*, 43(1/2):425-428.
- Whipple, K.L., 1997. Open-channel flow of Bingham fluids: applications in debris-flow research. *Journal of Geology*, 105: 243-262.
- Zuffa, G.G., 1985. Optical analysis of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G.G. (Ed.): *Provenance of arenites*. Reidel Publications, 165-189. Dordrecht.
- Zuffa, G.G., 1987. Unravelling hinterland and offshore paleogeography from deep-water arenites. In: Legget, L.K. and Zuffa, G.G. (Eds.): *Marine clastic sedimentology*. Graham & Trotman Publications, pp. 39-61. Londres.

Recibido: 18 de mayo, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja

Alfonsina TRIPALDI^{1,2}, Laura NET^{1,2}, Carlos LIMARINO^{1,2}, Sergio MARENSSI^{1,2,3}, Guillermo RE¹ y Alberto CASELLI¹

¹Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires
Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires. E-mail: alfo@gl.fcen.uba.ar

²CONICET

³Instituto Antártico Argentino. Cerrito 1248, 1010 Buenos Aires.

RESUMEN. La Formación Vinchina conforma una potente sucesión (5.100 metros de espesor) de bancos rojos compuesta por areniscas, pelitas y conglomerados junto a muy escasas tobas. Esta unidad fue depositada en una cuenca de antepaís andina desarrollada durante el Mioceno, entre las Sierras Pampeanas Noroccidentales y la Precordillera. El levantamiento de un perfil detallado de la Formación Vinchina a lo largo de la quebrada de La Troya (sección tipo de la unidad) permitió reconocer un total de siete asociaciones de facies (tres correspondientes al miembro inferior y cuatro al superior). La asociación I está formada por areniscas, pelitas y escasos conglomerados intraformacionales depositados por sistemas fluviales anastomosados con planicies de inundación principalmente arenosas. Estas rocas son cubiertas por delgados intervalos de areniscas finas y muy finas (asociación II) correspondientes a ambientes eólicos intermontanos. La asociación de facies III, integrada por areniscas, pelitas y conglomerados, tanto intra como extraformacionales, resulta de la depositación en una red de canales anastomosados, que surcaban planicies de inundación fangosas con importante desarrollo de lóbulos de desbordamientos. La base del miembro superior se encuentra marcada por una discontinuidad erosiva de bajo ángulo sobre la que se disponen conglomerados y areniscas depositados por ríos entrelazados (asociación IV). Este conjunto es sucedido por potentes secuencias de areniscas y pelitas pertenecientes a la asociación de facies V, que alternan con gruesos intervalos de areniscas amalgamadas, incluidos en la asociación VI. Ambas facies poseen origen fluvial, con un patrón de canales meandrosos en el caso de la asociación V y una red de canales entrelazados efímeros para la asociación VI. Hacia el tope de la Formación Vinchina aparece una delgada intercalación de areniscas y pelitas (asociación VII) interpretada como de origen lacustre. Finalmente, la proveniencia de las areniscas de la unidad fue examinada mediante el estudio de sus modas detríticas y composición química. La composición modal sugiere proveniencia de área de mezcla y de arco volcánico disectado. Los datos químicos son consistentes con los análisis petrográficos y señalan la presencia de un margen continental activo con importante aporte de rocas volcánicas intermedias a ácidas.

Palabras clave: *Sedimentación continental, Procedencia de areniscas, Cuencas de antepaís, Formación Vinchina, Mioceno*

ABSTRACT. *Sedimentary palaeoenvironments and provenance of the Miocene Vinchina Formation, north-western La Rioja Province.* The Vinchina Formation is a thick (5,100 m) red-bed sequence of sandstone, mudstone, intra- and extraformational conglomerate and scarce tuff. This unit was deposited in an Andean foreland basin, formed during the Miocene between the Sierras Pampeanas to the east and the Precordillera to the west. Seven facies associations have been recognised in this unit. Associations I, II and III correspond to the Lower Member while IV, V, VI and VII are found in the Upper Member of the Vinchina Formation. The oldest interval (association I) is composed of cross-bedded sandstone, mudstone and scarce intraformational conglomerate deposited in an anastomosing fluvial system with dominant sandy flood plains. These rocks are covered by a thin interval of fine and very fine cross-bedded sandstone (association II) sedimented in an intermontane aeolian environment. Association III is comprised of sandstone, mudstone and intra- and extraformational conglomerate, probably deposited in an anastomosing network of channels with dominantly muddy floodplains and well-developed upward-coarsening crevasse splay sequences. The base of the Upper Member is marked by a low-angle erosive surface covered by coarse conglomerate and sandstone deposited by braided rivers (association IV). These rocks pass upward to thick sequences of sandstone and mudstone belonging to association V and amalgamated sandstones corresponding to association VI. It is very probable that both facies associations were deposited by rivers, with a meandering pattern of channels in association V and a braided network in association VI. At the top of the sequence there is a thin intercalation of lacustrine sediments included in association VII. Detrital modes suggest derivation from a mixed area and a dissected volcanic arc. Chemical data are consistent with petrographic analysis and clearly point out to an active continental margin characterized by felsic to intermediate volcanic source rocks.

Key words: *Continental sedimentation, Sandstones provenance, Foreland basins, Vinchina Formation, Miocene*

Introducción

La Formación Vinchina (Turner 1964) conforma una potente sucesión de bancos rojos, de unos 5.100 metros de espesor, integrada por areniscas, pelitas y algunos conglomerados, junto a muy escasos niveles de areniscas tobáceas y un potente nivel de tobas. Esta unidad conforma el núcleo de la sierra de Los Colorados (oeste de la provincia de La Rioja, Figs. 1 y 2) y representa el relleno basal de una cuenca de antepaís andina desarrollada durante el Mioceno entre las Sierras Pampeanas noroccidentales y el Sistema del Famatina (véase también Beer y Jordan 1989; Jordan 1995). Su estratigrafía fue tratada primeramente por Hausen (1921), quien efectuó una revisión preliminar del perfil del río de La Troya, separándolo en dos unidades a las que supuso de edad cretácica y mio-pliocena. Con posterioridad, Bodenbender (1911) se refirió a estas rocas correlacionándolas con los *Estratos famatinienses* (Rético?), mientras que Frenguelli (1950) los asignó al Paganzo II (Pérmico). Se debe a Turner (1964) la denominación de Formación Vinchina, la que fue vinculada por el citado autor con los *Estratos Calchaquenses*, y ubicada en el Mioceno. Por otra parte, Ramos (1970) reconoció dos miembros en esta Formación sobre la base de la participación de material piroclástico. Nuevos datos acerca de la edad de la secuencia fueron aportados por Tabutt (1986) quien reportó dos edades radiométricas obtenidas de tobas intercaladas en la secuencia terciaria. Aunque la ubicación de estas muestras es dudosa (véase Reynolds 1987) se ha in-

terpretado que la más antigua, de $7,3 \pm 2$ Ma, correspondería a un potente nivel de tobas ubicada en la parte media del miembro inferior de la Formación Vinchina (asociación de facies III de este trabajo). Por otro lado, la edad más joven, de $4,3 \pm 1$ Ma, se encontraría ubicada cerca de la base del miembro inferior de la suprayacente Formación Toro Negro (véase Reynolds 1987). Recientes trabajos de Re y Vilas (1990) y Re y Barredo (1995) han también ubicado a la Formación Vinchina en el Mioceno-Plioceno inferior.

No obstante su gran espesor y excelente exposición, han sido escasos los trabajos sedimentológicos efectuados en la unidad, en especial concernientes a la evolución paleoambiental (Limarino *et al.* 1999) y procedencia de las sedimentitas, dos aspectos claves para la interpretación de la historia tectosedimentaria de la cuenca. Con el propósito de contribuir al mayor conocimiento de los tópicos señalados fue levantado un perfil detallado a lo largo de la quebrada del río de La Troya, entre las localidades de Vinchina y Jagüé (Figs. 1 y 3), sobre el que se identificaron las principales asociaciones de facies (Fig. 2). Paralelamente, y con el objeto de caracterizar la naturaleza de las áreas de aporte, se presentan los resultados obtenidos del estudio de las modas detríticas de 33 muestras petrográficas y 19 análisis químicos de areniscas pertenecientes a la unidad.

Marco geológico y estratigráfico

La Formación Vinchina, junto con la Formación Toro Negro, conforman el núcleo de la sierra de Los Colorados, una extensa unidad orográfica de unos 85 km de longitud que separa el Bolsón de Jagüé, al oeste, del valle del río Bermejo, al este (Fig. 1). La base de la Formación Vinchina no es visible en el área, pues se encuentra cubierta por sedimentos recientes o bien la unidad se dispone en contacto tectónico con las metamorfitas de la Formación El Espinal (Turner 1964). Sin embargo, unos 80 km al sudoeste del área aquí analizada, en la zona de Las Juntas, la Formación Vinchina aparece apoyada en discordancia erosiva sobre sedimentitas eólicas pertenecientes a la Formación Vallecito de edad oligocena-miocena temprana (Jordan *et al.* 1993). La unidad aquí tratada es cubierta por la Formación Toro Negro (Plioceno), probablemente mediando una discordancia erosiva de bajo ángulo (Fig. 2).

Desde el punto de vista litológico la Formación Vinchina muestra una composición bastante homogénea, pues está formada en más de un 80% por areniscas y pelitas de color rojo intenso. En proporción subordinada aparecen niveles de conglomerados intraformacionales y extraformacionales junto a un conspicuo nivel de tobas. Ramos (1970) reconoció dos miembros en la unidad. El inferior, de 2.156 m de potencia y color morado hasta rojo intenso, está compuesto por gruesos paquetes de areniscas medianas y gruesas (hasta 12 m de potencia) que, en ocasiones, incluyen delgados ni-

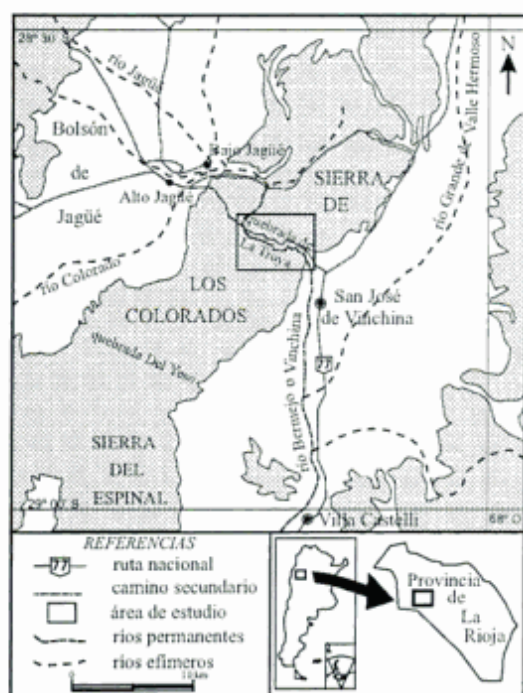


Figura 1: Mapa de ubicación, el recuadro indica el área estudiada.

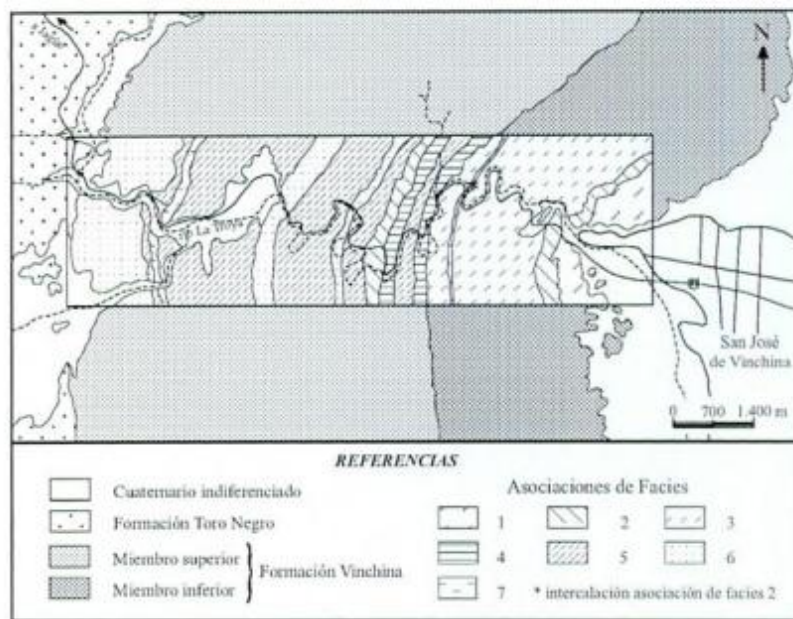


Figura 2: Mapa de asociaciones de facies de la Formación Vinchina a lo largo del río de La Troya. El asterisco indica una delgada recurrencia de la facies II.

veles de conglomerados intra y extraformacionales junto a intercalaciones pelíticas. Por su parte, el miembro superior (4.428 m) está conformado por areniscas estratificadas en bancos amalgamados, las que muestran con frecuencia particiones de pelitas masivas o laminadas, o bien niveles de conglomerados intraformacionales. El límite entre el miembro inferior y superior queda marcado por una superficie erosiva de bajo ángulo sobre la que se disponen varios niveles de ortoconglomerados polimícticos (Marensi *et al.* 2001).

Metodología

El estudio paleoambiental de la Formación Vinchina fue llevado a cabo mediante el levantamiento de un perfil de detalle a lo largo del cañón del río de La Troya, sección tipo de la unidad (Figs. 1 y 3). Dicho perfil permitió reconocer un total de 7 asociaciones de facies (Fig. 2 y Cuadro 1), en su mayor parte de origen fluvial (asociaciones I, III, IV, V y VI) y, en menor medida, eólico (asociación II) y lacustre (asociación VII). En cada caso se identificaron las distintas litofacies presentes (Cuadro 2), siguiendo un código similar al propuesto por Miall (1978), aunque sin asignar a las litofacies un implícito significado genético.

Paralelamente, y con el objeto de mejorar la descripción e interpretación de los depósitos fluviales, se procedió a la identificación de los principales elementos arquitecturales (Fig. 4). Para ello se siguió, en líneas generales, la metodología propuesta por Allen (1983), Miall (1983, 1985, 1996) y Sánchez Moya *et al.* (1996) a lo que se agrega, en este trabajo, un código que

permite una rápida visualización de los distintos elementos arquitecturales identificados. En este sentido se reconocen inicialmente dos grupos principales de elementos, aquellos depositados en áreas de canal, a los que identifica con las letras CH, y los generados en planicies de inundación, designados con la letra O. Una segunda letra, en minúscula, hace referencia al tamaño de grano dominante según se trate de grava (g), arena (s), pelitas (f) o bien sean heterolíticos (h). Finalmente, y cuando resulta conveniente, letras subsiguientes hacen referencia a otras características del depósito.

Por otro lado, para la identificación e interpretación de los diferentes elementos arquitecturales fue crítico establecer una jerarquía de superficies limitantes. En este sentido, el cuadro 3 muestra la terminología adoptada, que básicamente respeta el ordenamiento sugerido por Miall (1985) aunque es más explícita en la definición de las superficies de cuarto orden. Así, las superficies de primer y segundo orden limitan *sets* y *cosets*, respectivamente, de laminación o estratificación entrecruzada. Las superficies de tercer orden definen niveles de erosión de bajo ángulo y relieve dentro de macroformas, indicando frecuentemente reactivación de las corrientes fluviales que producen modificaciones en el régimen de flujo pero no en el estilo de las formas de lecho (Miall 1996). En lo que respecta a las superficies de cuarto orden, es aquí donde distintos autores han adoptado criterios diferentes (véase DeCelles *et al.* 1991 y Miall 1996). En este trabajo se incluyen en este grupo tres tipos de discontinuidades: 1) las que describen el límite superior de macroformas con morfología preservada (resultando por lo tanto generalmente planas o convexas hacia arriba), 2) la superficie basal

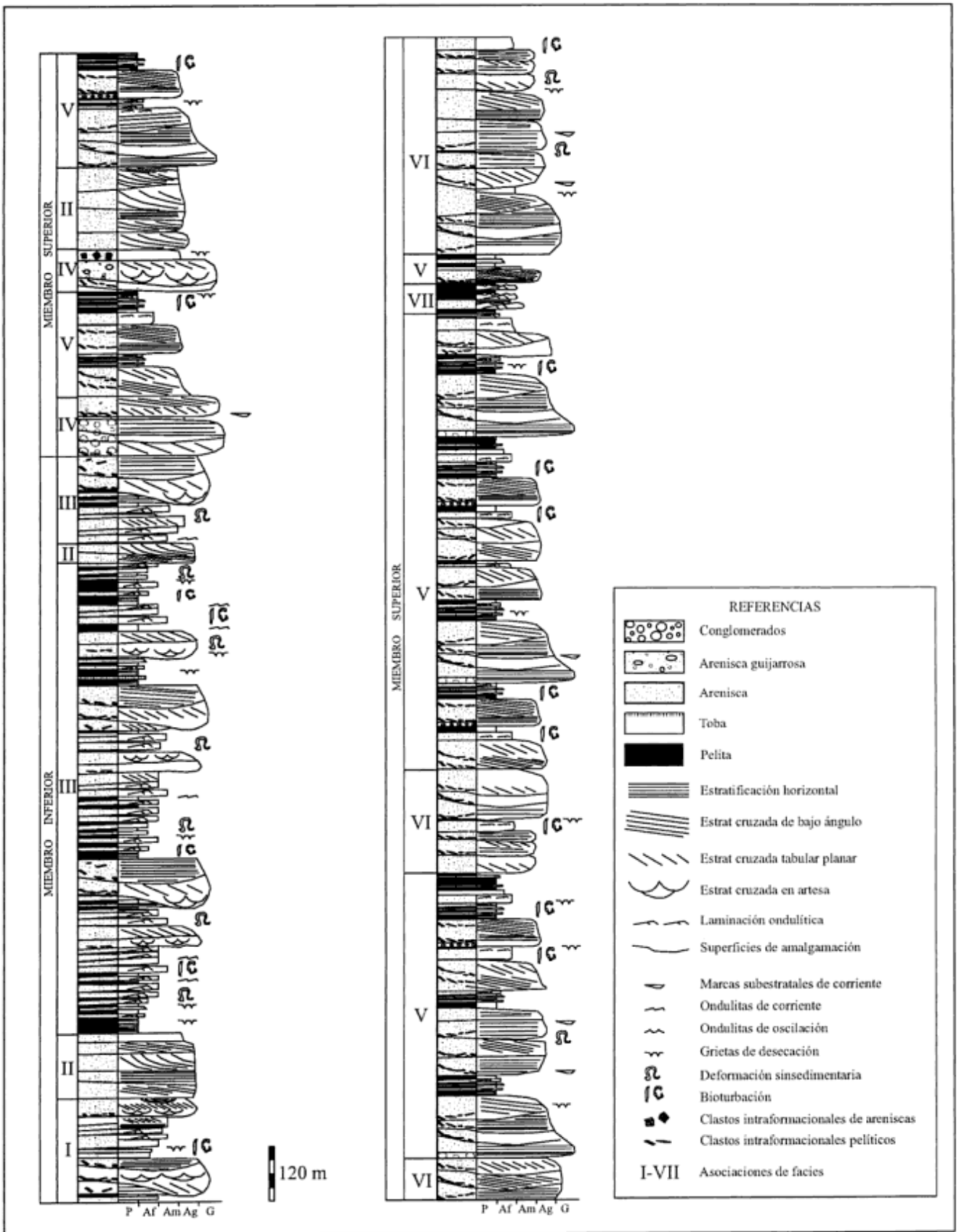


Figura 3: Perfil columnar esquemático de la Formación Vinchina. La escala vertical corresponde al espesor de las asociaciones de facies.

Cuadro 1: Asociaciones de facies reconocidas en el área estudiada para la Formación Vinchina.

| ASOCIACIÓN DE FACIES | INTERPRETACIÓN |
|----------------------|-----------------------------------------------------------|
| I | Sistema fluvial anastomosado con planicies arenosas |
| II | Sistema edáfico intermontano |
| III | Sistema fluvial anastomosado con planicies fango-arenosas |
| IV | Sistema fluvial entrelazado |
| V | Sistema fluvial meandroso |
| VI | Sistema fluvial entrelazado efímero |
| VII | Sistema lacustre |

de canales individuales incluidos en complejos de canales (cóncavas hacia arriba) y 3) aquellas que limitan depósitos de canales menores o lóbulos de desbordamiento dentro de la planicie de inundación (irregulares o planas). Aunque todas estas superficies limitan macroformas, y por lo tanto deben ser incluidas dentro del cuarto orden (véase Miall 1996; p. 84), su geometría y significado arquitectural es bien distinto, por lo que se ha preferido dividirlos en los tipos 4a, 4b y 4c respectivamente (véase Cuadro 3). Finalmente, se identifica aquí como superficies de quinto orden a las que limitan complejos de canales o grandes canales multi-episódicos, se trata de superficies planas o erosivas de bajo relieve.

Elementos arquitecturales de los sistemas fluviales

Un total de 11 elementos arquitecturales fueron identificados en los depósitos fluviales (Fig. 4), de los cuales seis corresponden a elementos de canal y cinco a planicie de inundación. Los elementos arquitecturales de canal están representados por fajas de canales arenosos multi-episódicos (CHsm), canales con barras gravosas transversales (CHgb), canales heterolíticos multi-episódicos (CHhm), canales con barras arenosas transversales (CHsb), canales arenosos con migración lateral (CHsl) y canales arenosos amalgamados (CHsa). El elemento CHsm constituye fajas de canales multi-episódicos de 5 a 10 metros de espesor, las que resultan lentiformes mostrando hasta 150 metros de continuidad lateral. Cada complejo de canales, de composición predominantemente arenosa, está limitado por una superficie de quinto orden y posee internamente varias subunidades lenticulares (canales individuales) limitadas por superficies de orden 4b. El relleno de cada una de estas unidades se inicia con una delgada cobertura de brechas intraformacionales (depósitos residuales de canal) sobre los que se disponen areniscas con estratificación entrecruzada, depositadas en barras arenosas de moderado a alto relieve (superior a 0,5 m). Los canales dominados por barras transversales gravo-

sas (CHgb) se asocian formando litosomas mantiformes, limitados por una base irregular erosiva (superficie de quinto orden). Cada canal, de entre 1 y 3,5 m de espesor y geometría lenticular, está mayormente integrado por sedimentos tamaño grava, con frecuente estratificación entrecruzada planar que en general exhibe paleocorriente paralela a la elongación de los canales. Internamente, estos canales muestran varias superficies de reactivación de tercer orden que señalan episodios de erosión de barras gravosas y arenosas; no existen mayores evidencias de migración lateral en estos depósitos (Fig. 4). El elemento CHhm presenta características similares al previamente descrito, aunque se diferencia de él por la predominancia de barras de composición heterolítica (areno-gravosas) y de menor envergadura (a juzgar por la potencia de los *sets* entrecruzados). En lo que respecta al elemento arquitectural CHsb corresponde a barras arenosas caracterizadas por *sets*, de potencia superior a 0,5 m, de estratificación entrecruzada en artesa, originados por la migración de megaformas de crestas sinuosas.

Evidencias de canales con desarrollo de barras con migración lateral aparecen en el elemento CHsl, el que conforma litosomas tabulares y predominantemente arenosos, de entre 1 y 2 metros de potencia. Cada unidad arquitectural exhibe internamente superficies de

Cuadro 2: Código de litofacies utilizado en este trabajo (basado en Miall 1985, 1996).

| Litofacies | Descripción |
|------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Gi | Conglomerados intraformacionales matriz-soportados macizos |
| Gm | Conglomerados clasto-soportados macizos |
| Gh | Conglomerados clasto-soportados con estratificación horizontal |
| Gp | Conglomerados clasto-soportados con estratificación entrecruzada tabular planar |
| SGm | Areniscas guijarrosas macizas |
| SGp | Areniscas guijarrosas con estratificación entrecruzada tabular planar |
| St | Areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada en artesa St1: gran escala (espesor mayor a 40 cm) St2: pequeña escala (espesor menor a 40 cm) |
| Sp | Areniscas medianas a gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar Sp1: gran escala (espesor mayor a 40 cm) Sp2: pequeña escala (espesor menor a 40 cm) |
| Sh | Areniscas medianas a gruesas con laminación horizontal |
| Sr | Areniscas muy finas a gruesas con laminación ondulítica |
| Src | Areniscas muy finas a gruesas con laminación ondulítica ascendente |
| Sw | Areniscas muy finas a medias con laminación ondulítica de oleaje |
| Sl | Areniscas muy finas a gruesas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo |
| Ss | Areniscas finas a gruesas con estructuras de corte y relleno |
| Sm | Areniscas finas a gruesas macizas |
| Fl | Pelitas laminadas |
| Fr | Pelitas con laminación ondulítica |
| Fm | Pelitas macizas |

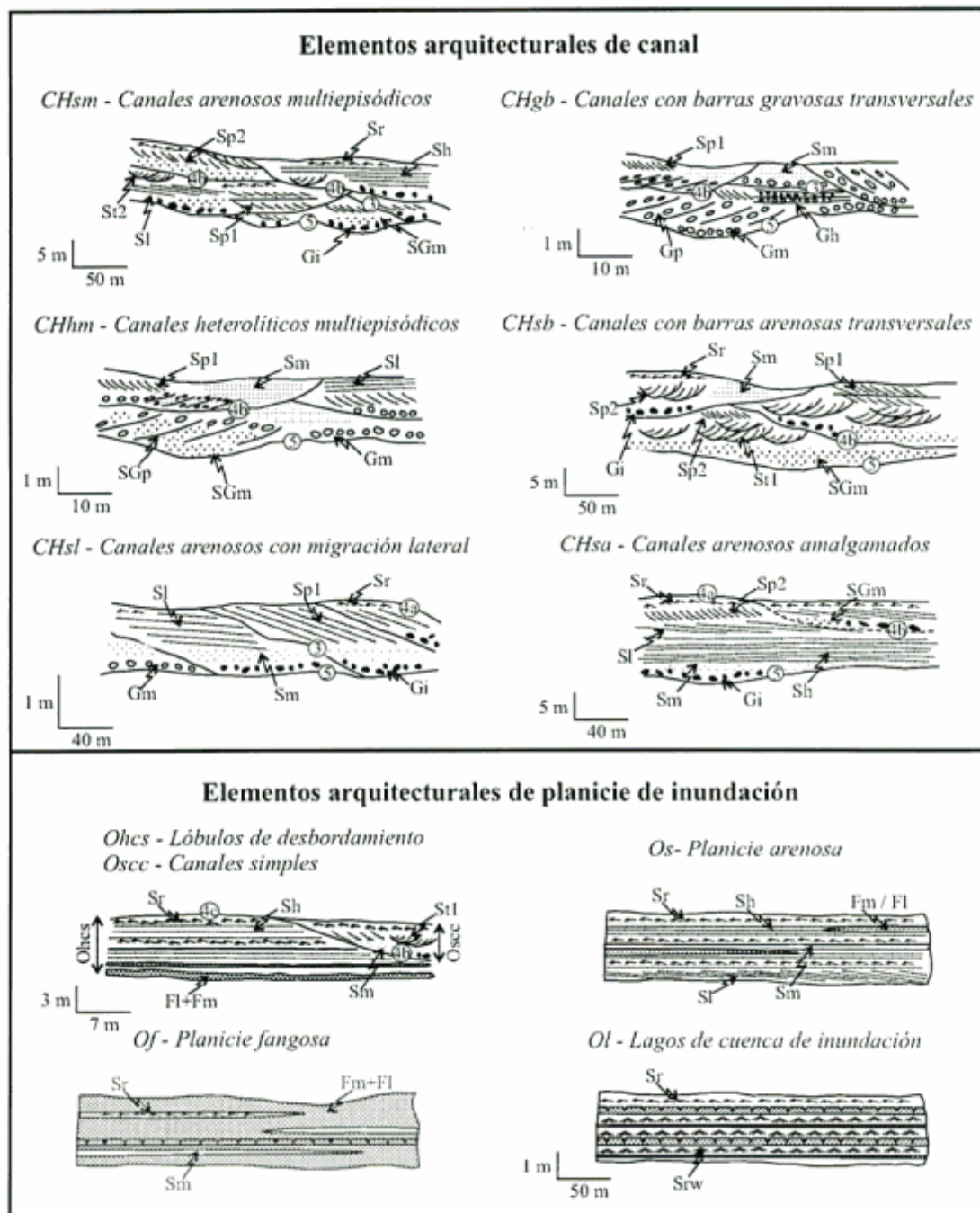


Figura 4: Elementos arquitecturales reconocidos en las facies fluviales de la Formación Vinchina. Para explicación de los códigos véase el texto.

orden 3 que indican el desplazamiento lateral de los canales y que limitan *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar (Sp1), o entrecruzada de bajo ángulo (Sl). Finalmente, el elemento CHsa define cuerpos mantiformes de hasta 15 m de espesor, con canales arenosos amalgamados. Cada unidad de canal muestra límites difusos, en ocasiones fuertemente obliterados por efecto de la amalgamación y, en otras, señalados por discontinuos y delgados horizontes de intraclastos pelíticos. Internamente, los canales están caracteriza-

dos por el predominio de laminación horizontal (asociada a lineación por partición), entrecruzada de bajo ángulo y laminación ondulítica, señalando la predominancia de megaóndulas y barras arenosas de bajo relieve (Fig. 4).

En lo que respecta a la planicie de inundación, fueron identificados los siguientes elementos arquitecturales: planicies fangosas (Of), planicies arenosas (Os), secuencias de lóbulos de desbordamientos (*crevasse splays*, Ohcs), canales alimentadores de lóbulos (cana-

Cuadro 3: Modelo jerárquico de superficies limitantes utilizado en este trabajo para definir los diferentes elementos arquitecturales.

| ORDEN | DESCRIPCIÓN | GEOMETRÍA DE LA SUPERFICIE |
|-------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 5 | Limitan complejos de canales o grandes canales de naturaleza multiepisódica | Plana o cóncava hacia arriba. Localmente irregular |
| 4 | 4a.- Límite superior de macroformas preservadas 4b.- Superficies basales de canales menores 4c.- Superficies que limitan grandes litosomas dentro de la planicie de inundación (p.e. lóbulos de desbordamiento) | a.- plana o convexa hacia arriba b.- cóncava hacia arriba c.- plana, puede ser convexa a gran escala |
| 3 | Superficies de reactivación que cortan paquetes de <i>sets</i> entrecruzados indicando modificaciones en las condiciones de flujo pero no en el estilo de las macroformas que los contienen. | Planas o irregulares |
| 2 | Limitan <i>cosets</i> de laminación o estratificación entrecruzada | Planas o ligeramente irregulares |
| 1 | Limitan <i>sets</i> de laminación o estratificación entrecruzada | Planas |

les de *crevasse*, *Osc*) y depósitos lacustres de cuenca de inundación (*OI*). El elemento *Of* está mayormente integrado por pelitas macizas o laminadas, con frecuentes grietas de desecación, gotas de lluvia y distintos tipos de bioturbación, junto con muy delgadas intercalaciones de areniscas macizas, laminadas o con laminación ondulítica. Las planicies arenosas (*Os*) se encuentran compuestas por areniscas con laminación horizontal, laminación ondulítica y frecuentes estructuras de corte y relleno de pequeña escala; esporádicamente aparecen delgadas intercalaciones de pelitas macizas (Fig. 4). Las secuencias de lóbulos de desbordamiento (*crevasse splay*, *Ohcs*) conforman ciclos estrato y granocrecientes de pelitas macizas o laminadas seguidas por areniscas con laminación ondulítica u horizontal. La geometría de este tipo de depósito puede ser apreciada sólo excepcionalmente y consiste en litosomas lenticulares de varias decenas de metros de continuidad lateral y hasta 15 metros de potencia. Con frecuencia los lóbulos de desbordamiento aparecen cortados por canales simples, correspondientes a canales de *crevasse* (elemento *Osc*), los que están formados por areniscas gruesas (en ocasiones guijarrosas) con intraclastos pelíticos dispersos, sucedidas por areniscas medianas y finas mostrando *sets* de estratificación entrecruzada y *cosets* de laminación ondulítica. Finalmente, y en forma esporádica, aparecen cuerpos tabulares de hasta 4 metros de potencia (elemento arquitectural *OI*) conformados por areniscas con laminación ondulítica, pelitas con grietas de desecación y ondulitas de adhesión; el conjunto representa lagos temporarios dentro de las planicies (Fig. 4).

Asociaciones de facies de la Formación Vinchina

Un total de siete asociaciones de facies fueron reconocidas en la Formación Vinchina (Fig. 3 y Cuadro 1). Las asociaciones I y III corresponden al miembro inferior de la unidad, mientras que las asociaciones IV, V, VI y VII pertenecen al miembro superior. Por su parte, la asociación de facies II se encuentra representada en ambos miembros. A continuación se describen las principales características de cada una de ellas.

Asociación de facies I (sistema fluvial anastomosado con planicies arenosas)

Descripción: La asociación de facies I (230 metros de espesor) está formada por areniscas, pelitas y brechas intraformacionales; los conglomerados extraformacionales son raros, aunque pueden encontrarse algunos niveles de areniscas guijarrosas. Las areniscas son las rocas más abundantes, conformando aproximadamente el 90% de esta asociación, muestran tamaño de grano desde grueso hasta fino y frecuentemente exhiben estratificación entrecruzada, plana y diferentes tipos de laminación ondulítica. Las pelitas son escasas, se presentan en bancos laminados o macizos, a menudo con grietas de desecación. Las brechas intraformacionales forman lentes con intraclastos pelíticos de hasta 10 centímetros de diámetro.

Básicamente, esta asociación de facies está compuesta por potentes fajas de canales multiepisódicos (elemento *CHsm*, Fig. 4), que alternan con depósitos de planicie de inundación, correspondientes a lóbulos de desbordamiento (*Ohcs*), canales de *crevasse* (*Osc*) y depósitos finos de cuenca de inundación (*Os*, y en menor medida *Of*).

Las fajas de canales multiepisódicos (*CHsm*) muestran una continuidad lateral moderada, que por lo general no excede los 150 metros, con espesores comprendidos entre 4 y 10 metros y relación ancho/profundidad inferior a 30. Cada faja se encuentra limitada en su base por superficies erosivas de bajo relieve (quinto orden) que las separan de los depósitos de planicie de inundación infrayacentes. Internamente superficies erosivas de orden 4b, generalmente cóncavas hacia arriba, definen cuerpos canalizados, de potencia por lo general inferior a 3 metros. Cada unidad de canal se inicia con delgados niveles de conglomerados intraformacionales macizos (*Gi*) y ocasionalmente areniscas guijarrosas macizas (*SGm*), sucedidas por areniscas gruesas y medianas con abundante estratificación entrecruzada tabular planar de escala grande (*Sp1*), entrecruzada de bajo ángulo (*SI*) y horizontal (*Sh*). Hacia el tope de los canales son frecuentes las areniscas finas con estratificación entrecruzada de pequeña escala, tanto tabular planar (*Sp2*) como en artesa (*St2*).

Las áreas de intercanal están caracterizadas por de-

pósitos de lóbulos de desbordamientos (elemento Ohcs), asociados a canales de *crevasse* (elemento Osc) y, en forma subordinada, sedimentos finos, principalmente arenosos, de planicie de inundación (elemento Os). El elemento arquitectural Ohcs consiste en una alternancia rítmica de areniscas muy finas y finas con delgados niveles pelíticos. Estas rocas se presentan en bancos tabulares, con espesores comprendidos entre 10 y 25 cm y, en ocasiones, definen ciclos estrato y granocrecientes que son cubiertos hacia el techo por las fajas de canales multiepisódicos (elemento CHsm). Los niveles arenosos están compuestos por areniscas con laminación ondulática (Sr), macizas (Sm), y con estratificación entrecruzada tabular planar de pequeña escala (Sp2), mientras que las pelitas son mayormente laminadas (Fl) y en ocasiones macizas (Fm). En este último caso es destacable la existencia de abundante bioturbación, tanto endichnia como epichnia, grietas de desecación y ondulitas de adhesión. El elemento Osc conforma cuerpos arenosos lenticulares y corresponde a canales alimentadores de lóbulos de desbordamiento. Se trata de canales menores, generalmente simples (monoepisódicos) que determinan litosomas de hasta 2 metros de potencia. Este tipo de elemento arquitectural se encuentra limitado en su base por superficies erosivas de bajo a moderado relieve (orden 4b), sobre las que generalmente se dispone un delgado intervalo de areniscas gruesas macizas (Sm) o, con menor frecuencia, conglomerados intraformacionales (Gi). La mayor parte del canal está compuesto por areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar, ambas de escala grande (St1 y Sp1), junto a areniscas con laminación ondulática (Sr) y horizontal (Sh) asociada a lineación por partición.

Finalmente, en proporción subordinada aparecen depósitos de planicie de inundación arenosa (elemento arquitectural Os) los que se caracterizan por la marcada tabularidad de sus bancos, la estratificación delgada y la granulometría fina de sus sedimentos. Están mayormente compuestos por areniscas muy finas, en bancos macizos o mostrando laminación ondulática (Sr) y entrecruzada de bajo ángulo (Sl). Esporádicamente, se intercalan pelitas macizas (Fm) o laminadas (Fl), las que suelen mostrar niveles con grietas de desecación.

Interpretación: La presencia de fajas de canales arenosos multiepisódicos de geometría lentiforme, la baja relación ancho/profundidad de los canales y el buen desarrollo de áreas de planicies de inundación con abundantes depósitos de lóbulos de desbordamientos, son características frecuentes en depósitos de ríos anastomosados (Smith y Smith 1980; Smith 1983; Nadon 1994). Un modelo conceptual de esta asociación de facies es mostrado en la figura 5; como allí puede verse el sistema fluvial habría resultado multicanalizado, con fajas de canales relativamente estables y de limitada migración lateral. En este modelo las planicies de inundación resul-

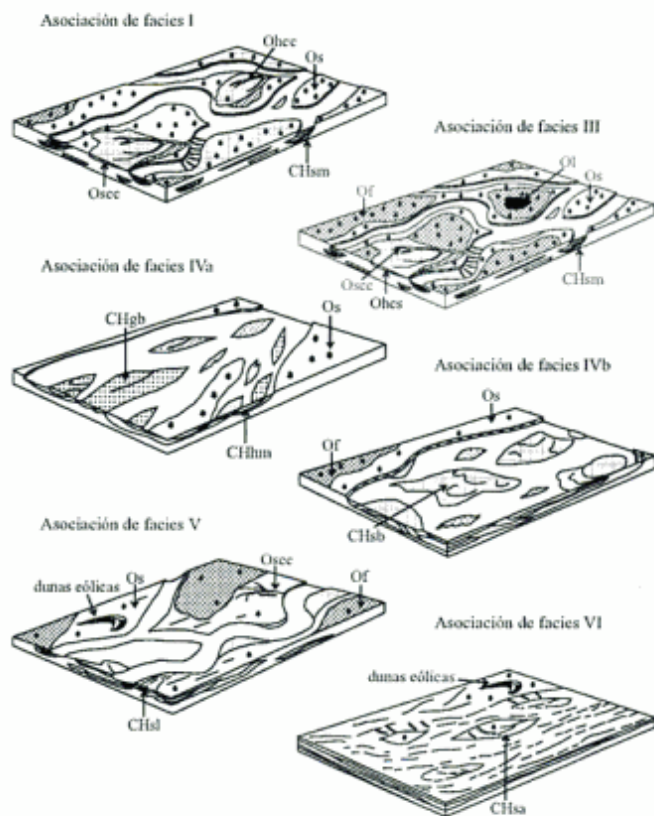


Figura 5: Modelos depositacionales propuestos en este trabajo para las asociaciones de facies fluviales de la Formación Vinchina.

tan confinadas y dominadas por la progradación de lóbulos de desbordamiento. Dentro de los canales pueden ser reconocidos tres tipos principales de depósitos. En primer lugar la delgada cubierta de conglomerados intraformacionales y areniscas guijarrosas macizas que caracteriza al intervalo basal, representa depósitos residuales del fondo de los canales (*channel lag*) y pequeños núcleos de barras (*core bars*). Una segunda fase de relleno, la más espesa, corresponde a *sets* de areniscas con estratificación entrecruzada de gran porte (Sp1), areniscas con laminación horizontal (Sh) y *cosets* de areniscas con laminación ondulática (Sr). Estas rocas se disponen formando discretos litosomas limitados por superficies de reactivación de tercer orden y atestiguarían la progradación aguas abajo de barras arenosas.

El área de intercanal de este sistema fluvial estuvo mayormente dominada por la progradación de lóbulos de desbordamientos durante las crecientes (elemento Ohcs), siendo escasa la participación de sedimentos finos depositados por decantación o corrientes tractivas muy débiles en el área de cuenca de inundación. El predominio de sedimentos de lóbulos de desbordamiento sobre los de cuenca de inundación, podría indicar la existencia de áreas de intercanal relativamente estrechas con reducido espacio para la acomodación de sedimentos, favoreciendo de esta manera la interdigitación de las secuencias de desbordamiento.

Asociación de facies II (sistema eólico intermontano)

Descripción: Se incluye en esta asociación de facies un conjunto de areniscas finas, muy finas y ocasionalmente medianas, caracterizadas por su muy buena selección textural y la presencia de *sets* entrecruzados de escala grande y gigante. Esta asociación alcanza 320 metros de espesor y es tres veces recurrente en el perfil analizado (Fig. 3). Debe advertirse que también existe un buen número de delgadas intercalaciones de areniscas eólicas dentro de las secuencias fluviales de las asociaciones V y VI. Sin embargo, debido a su reducido espesor y escasa continuidad lateral se ha preferido incluirlas dentro de dichas asociaciones de facies.

Desde el punto de vista descriptivo pueden diferenciarse dos tipos de depósitos eólicos: 1) secuencias monótonas de areniscas macizas que esporádicamente muestran *sets* aislados de estratificación entrecruzada y 2) gruesos paquetes de areniscas conformando *sets* de estratificación entrecruzada tabular planar de escala grande y gigante. El primer tipo es característico de la primera recurrencia (Fig. 3) y está formado por areniscas macizas (Sm), con laminación horizontal (Sh), o entrecruzada de bajo ángulo (Sl), que esporádicamente intercalan *sets* potentes de estratificación entrecruzada tabular planar (Sp1). Un rasgo característico de estos depósitos es el desarrollo de una marcada laminación en la que alternan láminas milimétricas de arena fina y muy fina con capas más potentes de arena gruesa y mediana. Observadas al microscopio estas areniscas muestran buena selección, tamaño de grano medio en arena fina y escasa (inferior al 5%) presencia de matriz.

El segundo tipo de depósito es más frecuente en la segunda y tercera recurrencia de esta asociación de facies (Fig. 3), dominando en este caso las areniscas con *sets* entrecruzados de escala grande (Sp1) y gigante. Se trata de gruesos paquetes agrupados de estratificación entrecruzada, tanto del tipo tabular planar como asintótica, siendo raras las artesas. Estas areniscas muestran ocasionalmente superficies de truncamiento múltiple (Stokes 1968; Brookfield 1977) y óndulas de alto índice en las que la fracción de grano más gruesa se encuentra en la cresta.

Las rocas que componen esta unidad contrastan por su buena selección granulométrica, mayor porosidad y carácter más friable con las areniscas de origen fluvial. Por otro lado carecen de intercalaciones de conglomerados intra o extraformacionales y de depósitos canalizados.

Interpretación: Se interpreta un origen eólico para las areniscas aquí tratadas. Lo dicho se fundamenta en la marcada monotonía litológica del depósito (amplio dominio de areniscas), en la buena selección granulométrica, la falta de matriz y el carácter poroso de las psamitas. Por otro lado, la frecuente presencia de *sets* entrecruzados de escala grande y gigante, junto a óndulas de alto índice y superficies de truncamiento múltiple,

son elementos que avalan la génesis eólica propuesta.

La primera recurrencia, formada mayoritariamente por areniscas macizas (Sm), con laminación plana (Sh) o entrecruzada de bajo ángulo (Sl), es muy probable que corresponda a mantos arenosos de bajo relieve característicos de las áreas de manto eólico (*aeolian sand sheets*, Fryberger *et al.* 1979). En este tipo de ambiente es frecuente la formación de mesoformas estacionarias (e.g. *zibars*, *gozes*) que poseen como rasgos característicos de estratificación laminación horizontal y entrecruzamiento de bajo ángulo (Fryberger *et al.* 1979; Tripaldi y Limarino 1998). Dentro de este contexto los *sets* aislados de estratificación entrecruzada podrían corresponder a protodunas y dunas de pequeño porte que frecuentemente migran sobre la planicie arenosa.

En lo que corresponde a los intervalos dominados por *sets* agrupados de estratificación entrecruzada de escala grande y gigante, con alta probabilidad corresponden al desarrollo de campos de dunas intermontanos, posiblemente vinculados a condiciones de aridización.

Asociación de facies III (sistema fluvial anastomosado con planicies fango-arenosas)

Descripción: Esta asociación de facies muestra características similares a la asociación I, aunque difiere de ella en la mayor participación de sedimentos limoarcillosos y en el mejor desarrollo de ciclos grano y estratocrecientes en la planicie de inundación. Está constituida por conglomerados intra y extraformacionales, areniscas, desde gruesas a muy finas, y pelitas. Los conglomerados y areniscas gruesas aparecen preferentemente formando potentes fajas de canales multiepisódicos (elemento CHsm) o en canales de menor jerarquía incisos en sedimentos de planicie de inundación (canales de *crevasse*, elemento Osec). Por su parte, los sedimentos finos de las áreas de intercanal comprenden depósitos derivados de decantación o influenciados por corrientes débiles en la cuenca de inundación (elementos Of, Os y Ol) y depósitos de lóbulos de desbordamientos (Ohcs). El espesor de esta sección es de 1.280 metros y conforma la mayor parte del miembro inferior de la Formación Vinchina.

El elemento CHsm constituye potentes fajas de canales multiepisódicos, de hasta 12 metros de potencia y algunos cientos de metros de continuidad lateral. El piso de los complejos de canal está marcado por una superficie erosiva de quinto orden, sobre la que se disponen lentes de conglomerados intraformacionales macizos (Gi), con clastos de pelitas de hasta 25 cm de diámetro. Hacia el tope de esta asociación de facies, se hacen más frecuentes los conglomerados extraformacionales macizos (Gm); se trata de ortoconglomerados polimícticos que conforman bancos de hasta 80

cm de potencia y muestran clastos redondeados de granitos, esquistos, cuarzo de vena, aplitas y areniscas rojas de hasta 15 cm de diámetro. Internamente, cada canal elemental, está limitado por superficies de orden 4b y se encuentra formado por areniscas gruesas y medianas, con estratificación entrecruzada planar de gran escala (Sp1), entrecruzada de bajo ángulo (S1) y horizontal (Sh), culminando hacia la parte superior con areniscas finas con laminación ondulítica (Sr).

El elemento Of conforma gran parte de la planicie de inundación y está compuesto por pelitas laminadas (Fl) y macizas (Fm), estratificadas en bancos que pueden alcanzar hasta 50 cm de potencia, donde es muy frecuente la presencia de abundante bioturbación epichnia y grietas de desecación. A menudo aparecen delgadas intercalaciones centimétricas de areniscas muy finas con laminación ondulítica (Sr), las que al aumentar su proporción pasan en transición a constituir el elemento Os. Cabe destacar que, a diferencia de lo que ocurre en la asociación de facies I, es aquí mucho más importante la participación de pelitas y areniscas muy finas en los depósitos de planicie de inundación. También dentro del área de intercanal se observan canales de menor jerarquía (elemento Osec), formados por delgados cuerpos arenosos, de algunas decenas de metros de continuidad lateral y hasta 2 m de espesor. En su base están limitados por superficies de orden 4b, sobre las que se disponen delgadas lentes de conglomerados intraformacionales (Gi), con clastos de pelitas de hasta 7 cm de diámetro máximo, sucedidos por areniscas gruesas macizas (Sm) o mostrando estratificación entrecruzada planar (Sp1), en artesa (St1) y frecuentes estructuras de corte y relleno. Ocasionalmente, la parte superior de estos canales muestra delgadas cubiertas pelíticas (Fl y Fm).

Los lóbulos de desbordamiento (elemento Ohcs) conforman niveles lentiformes hasta tabulares, limitados por superficies planas de orden 4c. Estos depósitos son similares a los descritos en la asociación de facies I y están básicamente integrados por areniscas con estratificación entrecruzada de pequeño porte (Sp2 y St2), laminación horizontal (Sh) o formando sets agrupados de laminación ondulítica (Fig. 6a). Estas areniscas se interestratifican con pelitas (Fl y Fm) que decrecen en participación y espesor de bancos hacia el techo de las secuencias de lóbulos.

Un conjunto característico dentro de los depósitos de planicie corresponde a delgados intervalos (hasta 3 metros de potencia) de pelitas laminadas con abundantes grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia, interestratificadas con areniscas finas (elemento OI) con frecuente laminación ondulítica oscilatoria, ondulitas de adhesión y pistas de vermes.

Finalmente, un rasgo sobresaliente de esta asociación de facies es el desarrollo de ciclos estrato y grano-crecientes, de hasta 20 metros de potencia. Cada ciclo puede ser dividido en tres términos (Fig. 6b). El inferior está dominado por pelitas macizas o laminadas y are-

niscas muy finas correspondientes a los elementos Of y Os; hacia arriba, en la parte media del ciclo, aumenta la proporción de areniscas finas y medianas correspondientes a los depósitos de lóbulos de desbordamiento (Ohcs). En su parte superior cada ciclo culmina con cuerpos canalizados arenosos (elemento CHsm), que en su base presentan calcos de punzamiento y deformación por carga.

Interpretación: En forma similar a lo señalado para la asociación de facies I, las características hasta aquí descritas permiten interpretar al depósito como formado en un sistema fluvial anastomosado de clima semiárido, aunque en este caso con cuencas de inundación más extensas que permitieron la acumulación de mayores espesores de sedimentos pelíticos (Fig. 5).

El elemento CHsm representa depósitos de complejos de canales, formados por la progradación aguas abajo de barras arenosas con limitadas evidencias de acreción lateral. En lo que corresponde a los canales simples, que conforman el elemento Osec, muy probablemente constituyan cursos menores que transportaron sedimentos durante las crecientes desde los canales principales al interior de las planicies de inundación, formando los lóbulos de desbordamiento. Como resultado de la existencia de áreas de intercanal más dilatadas y de mayor desarrollo, se preservaron significativos espesores de depósitos pelíticos de cuenca de inundación (Of) y se produjo la sedimentación de material fino en pequeños lagos temporarios luego de los anegamientos de las planicies (elemento OI). En lo que respecta a los ciclos grano y estratocrecientes aquí identificados indicarían la progradación de lóbulos de desbordamiento (Ohcs), por sobre los depósitos de cuenca de inundación.

Asociación de facies IV (sistema fluvial entrelazado)

Descripción: Con un espesor de 225 metros esta asociación de facies se encuentra formada por bancos lenticulares de conglomerados y areniscas entre los que se intercalan escasos y delgados niveles pelíticos. Se trata de ortoconglomerados polimicticos, generalmente clasto-soportados, constituidos por fragmentos angulosos hasta bien redondeados de granito porfiroide rosado, cuarzo, metamorfitas de bajo grado, anfibolitas y areniscas rojas, junto a muy escasas volcanitas mesosilíceas y ácidas (Fig. 6c). Sin embargo, la composición señalada es típica de los tramos basales de esta asociación de facies, ya que hacia los términos superiores aumenta considerablemente la proporción de rodados volcánicos, especialmente de composición ácida (riolitas-dacitas) y mesosilíceas (andesitas), los que llegan a conformar hasta el 60% de los clastos. Las areniscas son mayormente de tamaño de grano mediano y grueso llegando en algunos casos a sabulíticas y, en ocasio-

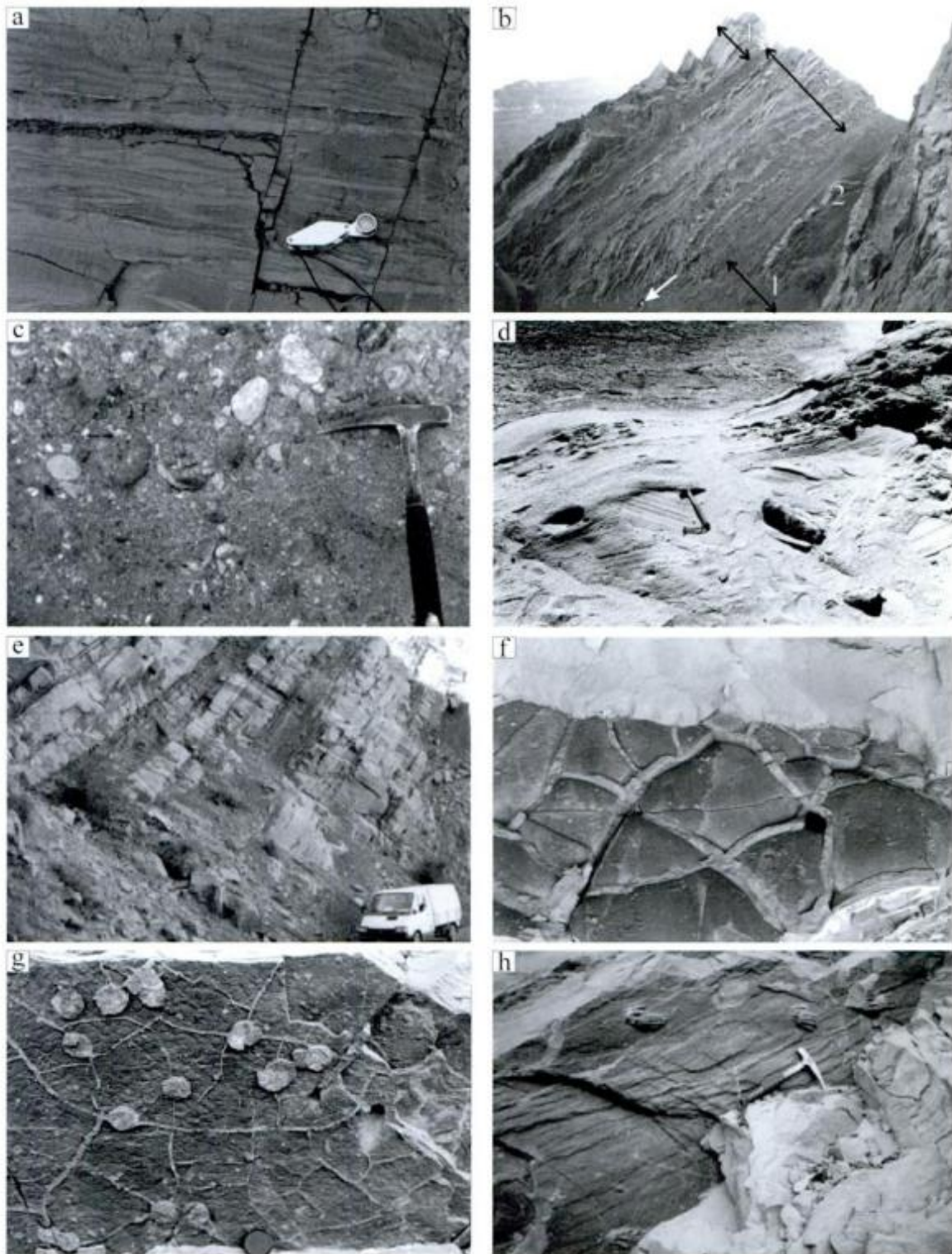


Figura 6: a, Secuencias heterolíticas interpretadas como depósitos de lóbulos de desbordamiento (Ohcs) de la asociación de facies III. b, Ciclos granocrecientes pertenecientes a la asociación III, obsérvese en la base depósitos de planicie de inundación (Of. 1 en la foto) mostrando un pequeño canal de *chute* (Osc. 2 en la foto), seguido por una secuencia estratocreciente de lóbulo de desbordamiento (Ohcs. 3 en la foto) que culmina con depósitos de canales multiepisódicos (CHsm, 4 en la foto). c, Aspecto de los conglomerados y areniscas guijarrosas que conforman la asociación de facies IV. d, Conglomerados intraformacionales correspondientes a depósitos de barrancas formados en los canales de los sistemas entrelazados incisos en la asociación de facies IV. e, Aspecto de la asociación de facies V, obsérvese el desarrollo de ciclos granodecrecientes de hasta 5 metros de potencia. f, Grietas de desecación pertenecientes a depósitos de planicie de inundación (Of) de la asociación de facies V. g, Bioturbación perforante desarrollada en niveles con grietas de desecación de la asociación de facies V. h, Pisadas de vertebrados en sedimentos finos de cuenca de inundación (Of) de la asociación V.

nes, forman niveles lenticulares de areniscas guijarrosas. Las pelitas conforman bancos tabulares, son generalmente macizas y en menor medida laminadas.

La mayor parte de la presente asociación de facies se encuentra formada por depósitos de canal, los que definen tres tipos distintos de elementos arquitecturales: 1) complejos de canales conglomerádicos con depósitos de barras gravosas transversales bien desarrollados (elemento CHgb), 2) canales areno-gravosos de relleno multipisódicos (elemento CHhm) y 3) canales con barras arenosas de mediano y gran porte (CHsb). Es importante destacar que los elementos CHgb y CHhm aparecen estrechamente asociados dentro de las mismas fajas de canales, en tanto el elemento CHsb define litosomas independientes.

El elemento arquitectural CHgb conforma fajas de canales multiepisódicos (de hasta 4 m de potencia) limitadas en su parte basal por superficies de quinto orden planas o suavemente irregulares. Internamente, los canales individuales poseen bordes difusos (superficies 4b), amalgamándose lateralmente unos a otros y mostrando abundantes superficies de reactivación de tercer orden. Sólo esporádicamente se han preservado superficies de orden 4a, generalmente planas o ligeramente convexas, que permiten reconstruir la geometría de barras transversales. Éstas se caracterizan por la existencia de conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Gp), macizos (Gm) o con estratificación horizontal (Gh).

Los canales (elemento CHhm) presentan características similares a los anteriormente descritos, aunque se diferencian de ellos por la falta de conglomerados con estratificación entrecruzada, la mayor proporción de areniscas y su menor potencia. Están formados por depósitos de barras compuestos por areniscas guijarrosas macizas (SGm) y con estratificación entrecruzada (SGp), areniscas gruesas con frecuente estratificación entrecruzada de alto (Sp1) y bajo ángulo (Sl), areniscas finas con laminación horizontal y capas de conglomerados finos por lo general macizos (Gm). La geometría de los depósitos es claramente lenticular e internamente muestran un complejo relleno de barras de canal amalgamadas.

Un tercer tipo de elemento arquitectural corresponde a fajas de canales arenosos (elemento CHsb) de muy alta relación ancho/profundidad (en general mayor a 50), internamente formadas por barras de arena de crestas sinuosas y megaóndulas tridimensionales que generaron distintas escalas de estratificación entrecruzada en artesa (St1 y St2) y con menor frecuencia tabular planar (Sp1 y Sp2). Estos canales suelen mostrar márgenes bien definidos, en ocasiones incisos en las planicies de inundación, que originan depósitos de barrancas (Fig. 6d).

Las cuencas de inundación son escasas en esta asociación; se trata principalmente de delgados niveles de planicies arenosas (elemento Os), que no superan los 2 m de potencia, formados por areniscas muy fi-

nas, en ocasiones limosas, con laminación horizontal (Sh) u ondulítica (Sr). Sólo excepcionalmente aparecen delgados intervalos de planicies fangosas (elemento Of) compuestos por pelitas macizas (Fm), frecuentemente bioturbadas.

Interpretación: Es muy probable que la secuencia aquí descrita se haya formado en un sistema fluvial entrelazado. Los principales elementos que sugieren este origen son la forma lenticular de los bancos, la importante participación de canales dominados por sedimentación de carga del lecho y la presencia de barras gravosas (litofacies Gp). Debe destacarse sin embargo que, dentro del contexto señalado, se reconocen dos estilos de sedimentación fluvial diferente. Por un lado, fajas aluviales de canales entrelazados dominados por la progradación aguas abajo de barras gravosas y gravo-arenosas de gran porte (asociación de facies IVa, Fig. 5). Este tipo de depósitos, que aflora en la parte inferior y superior de la asociación de facies aquí tratada, está esencialmente constituido por los elementos CHgb y CHhm y recuerda al modelo de ríos entrelazados gravosos distales (*shallow gravel-bed braided*) propuesto por Miall (1996). Como se muestra en la figura 5 el elemento arquitectural CHgb caracterizaría a barras desarrolladas en los canales principales de este sistema fluvial, mientras que el elemento CHhm representaría la depositación en canales secundarios. De esta forma ambos elementos reflejan canales de distinta jerarquía de un mismo sistema fluvial.

Por otro lado, hacia la parte media de la presente sección, el sistema fluvial sufre ligeras modificaciones, desapareciendo las barras gravosas de gran porte que son reemplazadas por meso y macroformas arenosas (elemento CHsb), de crestas sinuosas, responsables de la importante participación de *sets* de estratificación entrecruzada en artesa (asociación de facies IVb, Fig. 5). Este sistema fluvial indicaría una disminución en la energía de las corrientes fluviales y, aunque de naturaleza algo más arenosa, se asemeja a los ríos entrelazados incisivos (*deep gravel-bed braided*) definidos por Miall (1996). Este tipo de sistema fluvial se caracteriza por el desarrollo de canales a niveles topográficos mucho más bajos que sus planicies de inundación, generando márgenes fuertemente erosivos asociados a depósitos caóticos de barranca (Fig. 6d). Este tipo de sistema entrelazado, de acuerdo a como fuera descrito por Miall (1977) y Reinfelds y Nanson (1993), muestra en proporción subordinada depósitos de planicie de inundación, similares a los aquí denominados elementos Of y Os. El significado de estos depósitos de planicie ha despertado cierta controversia; por un lado se los ha interpretado como antiguas planicies aluviales (terrazas) que se hallarían en degradación (Williams y Rust 1969), en tanto que para otros autores constituyen elementos agradacionales del sistema fluvial (Boothroyd y Ashley 1975; Church y Gilbert 1975).

Asociación de facies V (sistema fluvial meandroso)

Descripción: Esta asociación de facies está formada básicamente por sucesiones granodecrecientes compuestas por escasos niveles de conglomerados intra y extraformacionales, seguidos por areniscas y pelitas (Fig. 6e). El espesor total de la secuencia es de 2.180 metros siendo cinco veces recurrente a lo largo del perfil del río de La Troya. A diferencia de los depósitos de canal de las asociaciones previamente descritas, los aquí tratados muestran rellenos relativamente simples, raramente multiepisódicos, conformando niveles tabulares de hasta 2 m de espesor (elemento CHs1, Fig. 4). Por lo tanto son escasas las superficies erosivas de orden 4b, aunque frecuentes las de reactivación (tercer orden) y las que preservan la morfología externa de las macroformas (4a, Cuadro 3). Cada canal se encuentra limitado por una superficie plana o de bajo relieve erosivo (quinto orden), sobre la que se dispone un delgado intervalo de conglomerados intraformacionales (Gi) y en algunos casos extraformacionales macizos de grano fino (Gm) de unos 15 cm de espesor. Hacia arriba se desarrollan depósitos de barras, compuestos por areniscas con estratificación entrecruzada planar de escala grande (Sp1), *cosets* de estratificación entrecruzada en artesa y planar (St2 y Sp2) junto a abundante laminación horizontal (Sh).

Los depósitos de planicie de inundación, de hasta 1 m de potencia, están constituidos por pelitas laminadas (Fl) y macizas (Fm), con grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia (Fig. 6f y 6g), pertenecientes al elemento Of. Es además destacable la presencia de abundante bioturbación endichnia y epichnia y de pisadas de vertebrados (Fig. 6h). Dentro de estos sedimentos se observan también areniscas muy finas con laminación ondulítica (Sr) que alternan con capas de pelitas, este conjunto es aquí incluido en el elemento Os. Finalmente, aparecen delgados bancos lenticulares compuestos por conglomerados extraformacionales finos matriz-soportados macizos (Gm) y areniscas gruesas macizas (Sm) conformando un depósito caótico que remata con *cosets* de areniscas finas con laminación entrecruzada en artesa y tabular planar (St2 y Sp2). Este tipo de depósito representaría canales menores desarrollados en la planicie y es referido al elemento Oscc.

Interpretación: Por sus características litológicas, desarrollo de ciclos granodecrecientes y disposición de elementos arquitecturales, es posible caracterizar a este sistema fluvial como generado por una red de canales de moderada a alta sinuosidad, asociados a planicies de inundación fangosas (Fig. 5). Dentro de este contexto, los depósitos de canal (elemento CHs1) están mayormente compuestos por depósitos de barras en espolón (*point bars*), como lo evidencia la frecuente presencia de superficies de migración lateral. Internamente, los conglomerados intraformacionales de la base

representan delgados depósitos residuales de piso de los canales, en tanto los *sets* de estratificación entrecruzada de escala grande recuerdan a los del tipo épsilon (Allen 1963) y son, por lo tanto, interpretados como depósitos progradantes hacia el *thalweg* de barras en espolón. En el tope estas barras muestran *cosets* de estratificación entrecruzada tabular y en artesa (Sp2 y St2), probablemente indicando la migración de megaóndulas bi y tridimensionales sobre el sector de supraplataforma de las mismas.

Las áreas de intercanal comprenden tres tipos de depósitos: 1) secuencias de cuenca de inundación, dominadas por decantación y representadas por el elemento Of; 2) intercalaciones de areniscas finas y pelitas (elemento Os), que podrían representar depósitos de albardón y pequeños lóbulos de desbordamiento; y 3) canales menores areno-gravosos, incluidos en el elemento Oscc, que muy probablemente representan canales de *crevasse* o pequeños *chutes* activos durante los períodos de inundación. La existencia dentro del elemento Oscc de conglomerados matriz-soportados, generados por flujos densos refuerza la interpretación de éstos últimos depósitos como canales de desbordamiento.

Asociación de facies VI (sistema fluvial entrelazado efímero)

Descripción: Esta asociación de facies está constituida esencialmente por bancos amalgamados de areniscas medianas a finas, con laminación horizontal, entrecruzada de bajo ángulo o en capas macizas. En proporción subordinada aparecen areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa, junto a delgados niveles de conglomerados intraformacionales y particiones pelíticas. En el perfil analizado esta sección alcanza un espesor total de 800 metros y resulta varias veces recurrente alternando con la asociación de facies V.

Es importante aclarar que la diferenciación entre la unidad aquí descrita y la asociación V puede resultar problemática en algunos casos, debido a que existe un pasaje transicional entre ellas que genera un importante número de depósitos con características intermedias. Sin embargo, los dos extremos finales de esta serie pueden ser claramente distinguidos en los afloramientos; por un lado una espesa serie de areniscas amalgamadas con escasas y muy delgadas particiones pelíticas (asociación de facies VI, Fig. 7b) y por el otro una secuencia alternante de areniscas y pelitas (asociación de facies V, Fig. 6e).

La asociación aquí tratada muestra un claro predominio de depósitos de canales que integran más del 95% de la sucesión, los que cuando se encuentran dispuestos sobre delgadas particiones pelíticas (elemento Of) tienen calcos de surco en su base (Fig. 7a). Se

trata de gruesos paquetes de areniscas amalgamadas (Fig. 7b) que pueden alcanzar hasta 25 m de potencia, limitados en su base y techo por superficies de quinto orden, en general planas o de relieve poco erosivo (elemento arquitectural CHsa). Internamente, cada uno de estos litosomas está subdividido por superficies de cuarto orden, que a menudo se tornan difusas lateralmente e incluso desaparecen por efecto de amalgamación postdeposicional. Dentro de estas superficies pueden ser reconocidos dos tipos principales: 1) superficies erosivas y cóncavas hacia arriba (orden 4b), que limitan canales arenosos lenticulares y 2) superficies planas o ligeramente convexas (4a), que reflejan la morfología de megaformas preservadas (barras). Las discontinuidades del tipo 4b son las más abundantes, sobre ellas se disponen lentes de conglomerados intraformacionales (Gi, Fig. 7c), que lateralmente pasan a areniscas gravillosas (también con clastos intraformacionales, SGm) y areniscas gruesas macizas (Sm). El intervalo descrito alcanza pocos centímetros de espesor (en general menos de 15 cm) y es sucedido por areniscas finas con laminación horizontal (Sh), asociada a lineación por partición, o entrecruzada de bajo ángulo (Sl). Finalmente, hacia el tope de los canales suelen aparecer *cosets* de laminación ondulítica (Sr), incluso en algunos casos del tipo ascendente (Src), y con menor frecuencia *sets* delgados de estratificación entrecruzada tabular planar (Sp2) o en artesa (St2). Una variante de este modelo, aunque menos frecuente, se produce cuando se preserva la morfología externa de las barras (superficies 4a), en estos casos sobre los niveles descriptos aparecen delgadas coberturas pelíticas (litofacies Fm y Fl) de pocos centímetros de espesor. En esta situación la orientación de las superficies de tercer orden con respecto al eje de los canales, sugiere que las barras crecieron por migración aguas abajo (*c.f.* elemento DA en el sentido de Miall 1985) no observándose importante participación de superficies de migración lateral.

Finalmente, en el tope de algunas sucesiones de canales amalgamados aparecen delgados niveles (menos de 10 cm) de pelitas macizas (Fm), en ocasiones con laminación ondulítica (Fr) y mostrando abundantes grietas de desecación (elemento Of). A medida que aumenta la frecuencia y espesor de las intercalaciones pelíticas la secuencia aquí descrita pasa transicionalmente a la asociación de facies V.

Interpretación: El amplio dominio de depósitos de canal, la existencia de potentes niveles de areniscas amalgamadas, el escaso desarrollo de superficies de migración lateral y la abundancia de grietas de desecación, permiten interpretar a esta asociación de facies como depositada en una planicie arenosa de canales efímeros entrelazados de baja profundidad (Fig. 5). El estilo del elemento arquitectural CHsa y la geometría lenticular de los canales allí incluidos es coherente con el origen propuesto y muestra importante simi-

litud con depósitos de ríos entrelazados arenosos de alta energía (*high-energy sand-bed braided river*) descriptos por Cowan (1991) y Miall (1996). En nuestro caso el sistema fluvial se caracterizó por la existencia de amplias planicies arenosas, en las que se desarrolló una compleja red de canales entrelazados de moderada a baja sinuosidad. Cada canal habría mostrado alta relación ancho/profundidad y su superposición generó las fajas de canales amalgamados que definen el elemento CHsa.

El relleno de los depósitos de canal puede ser interpretado como el resultado de grandes y recurrentes avenidas fluviales las que, en una primera fase, habrían mostrado su mayor energía erodando las reducidas planicies de inundación y depositando los niveles discontinuos de conglomerados intraformacionales y areniscas macizas previamente descriptos. La alta energía de estas corrientes es también señalada en los niveles inmediatamente sobrepuestos de areniscas finas y medianas con laminación paralela, los que muestran muy abundante lineación por partición, indicando condiciones de alto régimen de flujo. Es muy probable que la mayor parte de las areniscas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, que se sobrepone a los depósitos previamente descriptos, se hayan formado por la migración de barras y megaóndulas arenosas someras y extendidas. En este caso el bajo ángulo de inclinación de las capas frontales reflejaría la escasa pendiente de las barras, consecuencia directa de la limitada profundidad de los canales (Smith 1971). Los *cosets* de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar (Sp2) y en artesa (St2), en ocasiones asociados a laminación ondulítica, reflejan la migración de ondas de arenas de crestas rectas y sinuosas sobre el tope de las barras o en el piso de los canales de orden menor.

Finalmente, la existencia de reducidas planicies de inundación o de depósitos fangosos de tope de barras, es puesta en evidencia por las delgadas particiones pelíticas observadas (elemento Of) e indirectamente por los conglomerados intraformacionales. En este sentido la elevada proporción de clastos intraformacionales, en ocasiones de gran tamaño, sugiere alta cohesividad de los depósitos limoarcillosos de planicie.

Asociación de facies VII (sistema lacustre efímero)

Descripción: Esta asociación de facies, de 65 metros de espesor, está mayormente formada por areniscas finas y muy finas, junto a delgadas intercalaciones de pelitas y muy escasas láminas de evaporitas. Las areniscas aparecen en bancos tabulares y delgados (de hasta 7 cm de espesor), donde la mayor parte de las capas se caracteriza por el desarrollo de laminación ondulítica (Sr) y la presencia de abundantes óndulas en el techo de los bancos. Dentro de estas últimas han sido identificadas tres tipos principales: 1) óndu-

las simétricas con crestas frecuentemente arrasadas (Fig. 7d), 2) óndulas asimétricas de corriente que muestran los granos más gruesos en la zona de seno, y 3) óndulas asimétricas con alto índice de óndula y granos más gruesos concentrados en las crestas. En menor proporción aparecen bancos de areniscas con laminación horizontal (Sh), asociada a lineación por partición y capas de areniscas macizas, en ocasiones con cristales de arena bien preservados.

Entre los bancos arenosos se intercalan capas milimétricas a centimétricas de pelitas macizas (Fm), laminadas (Fl) o con abundantes grietas de desecación. Finalmente, en algunos tramos de esta secuencia se disponen muy delgadas (milimétricas) láminas de yeso.

Interpretación: Se interpreta a este intervalo como formado en un ambiente lacustre, de baja profundidad, sujeto periódicamente a desecación y con sedimentación clástica dominante. Por sus características este depósito se asemeja al subambiente de planicie arenosa (*sand flat*) que caracteriza a la parte más externa de los sistemas lacustres de clima semiárido (Limarino y Sessarego 1988). Dentro de este modelo las areniscas

con laminación horizontal y lineación por partición, indicarían depósitos de crecientes, de pobre encauzamiento y alta velocidad del flujo. Por otro lado, la existencia de fangolitas con grietas de desecación y de areniscas con cristales de arena claramente indica exposición subaérea del depósito y condiciones de periódica desecación. Del mismo modo las óndulas simétricas con crestas arrasadas sugieren la existencia de flujos oscilatorios, con posterior exposición subaérea y arrasamiento de las crestas por acción eólica. En este sentido, las óndulas con material más grueso en las crestas, alto índice de óndula y frecuente anastomosis es muy probable que presenten un origen eólico y se hayan generado durante períodos de desecación del lago en la parte externa del *sand flat*.

Paleocorrientes

Con el propósito de establecer la orientación y existencia de cambios en las paleopendientes regionales fueron estudiadas las paleocorrientes de las asociacio-

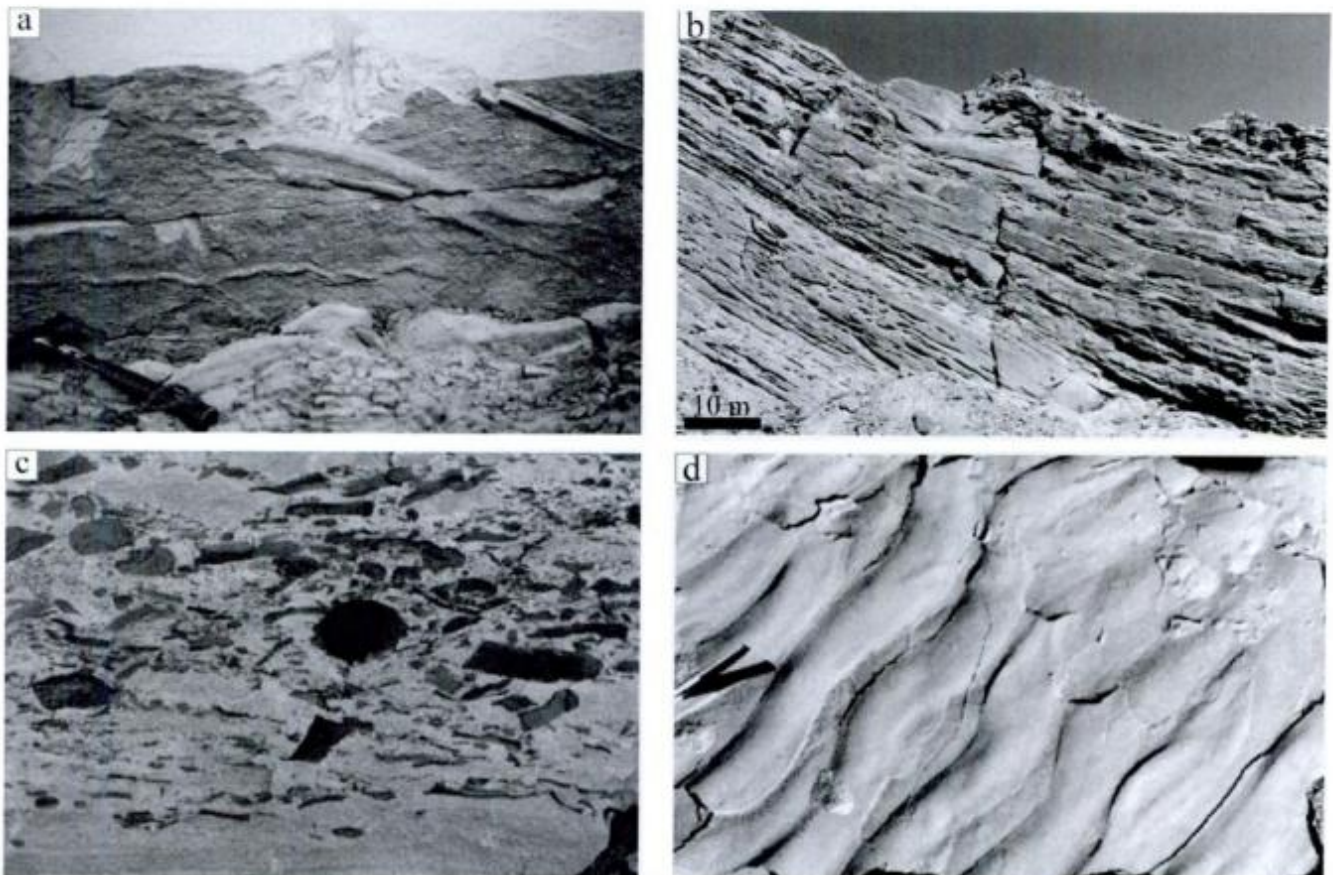


Figura 7: a, Calcos de surco en la base de depósitos de canal (CHsa) de la asociación de facies VI. b, Aspecto general de las secuencias de areniscas amalgamadas que caracterizan a la asociación VI. c, Conglomerados intraformacionales en la base de los canales amalgamados (CHsa) que integran la asociación VI. d, Trenes de óndulas con crestas arrasadas correspondientes a sedimentos lacustres de la asociación de facies VII.






nes de facies fluviales de la Formación Vinchina. En todos los casos las mediciones (un total de 73) fueron efectuadas sobre estructuras entrecruzadas de mediano y gran porte, tanto del tipo tabular como en artesa, generadas en barras de canales. Estructuras menores, tales como laminación ondulftica, orientación de óndulas o calcos de surco, no fueron medidas a fin de evitar valores correspondientes a flujos desarrollados sobre la planicie de inundación en épocas de crecientes, los que a menudo reflejan sólo rasgos topográficos locales. Los resultados obtenidos aparecen en el cuadro 4; allí los valores de las asociaciones de facies I y III muestran orientación de vector resultante a los 29° y baja dispersión ($\pm 4^\circ$). La asociación de facies IV exhibe distribución bimodal de las paleocorrientes, con una moda orientada al sudeste ($140^\circ \pm 7^\circ$) y la restante al sudoeste ($245^\circ \pm 7^\circ$). En lo que respecta a las asociaciones de facies V y VI, los sistemas fluviales que las integran también poseen orientación al sudeste (160° y 114° respectivamente) aunque con una muy amplia dispersión ($\pm 27^\circ$).

Teniendo en cuenta la ubicación de las áreas positivas (Fig. 8) y los valores de paleocorrientes obtenidos en las asociaciones de facies I y III, es muy probable el desarrollo de sistemas axiales durante la depositación del miembro inferior de la Formación Vinchina. Por el contrario, las paleocorrientes de las asociaciones IV, V y VI indican una pendiente regional hacia el sudeste para todo el miembro superior. Como se verá en el capítulo siguiente las paleopendientes sugeridas deben ser interpretadas dentro del contexto general de evolución de la cuenca.

Evolución paleoambiental de la Formación Vinchina

La evolución paleoambiental de la Formación Vinchina debe ser considerada según dos órdenes de diferente escala. Por un lado, cambios que involucran intervalos estratigráficos reducidos (hasta varias decenas de metros), los que muy probablemente corresponden a cortos intervalos de tiempo y evidencian modificaciones en los subambientes de un mismo sistema depositacional. Estos cambios son aquí interpretados como principalmente controlados por factores intrínsecos al sistema (autocíclicos) y, por lo tanto, no reflejan modificaciones producidas a nivel cuencial. Un buen ejemplo de ello resulta el desarrollo de ciclos grano y estratocrecientes en las secuencias de planicie de inundación de las asociaciones I y III, que representan la progradación de lóbulos de desbordamiento. Lo dicho puede apreciarse en la figura 6b que muestra pelitas de cuenca de inundación (elemento Of, 1 en dicha figura), donde se intercala un pequeño canal de *chute* (2 en la Fig. 6b). Hacia arriba el sistema evolucionó autocíclicamente a depósitos proximales de ló-

Cuadro 4: Resultado de las mediciones de paleocorrientes obtenidas en la Formación Vinchina.

| Asociación de facies | Media y desviación estándar | n | litofacies | diagrama |
|----------------------|-----------------------------|----|------------|-------------------------------------------------------------------------------------|
| VI | $114^\circ \pm 27^\circ$ | 15 | Sp |  |
| V | $160^\circ \pm 27^\circ$ | 11 | Sp |  |
| IV | $245^\circ \pm 7^\circ$ | 18 | Sp/St |  |
| | $140^\circ \pm 7^\circ$ | 14 | Sp/St |  |
| I y III | $29^\circ \pm 4^\circ$ | 15 | Sp/St |  |

bulos de desbordamiento (elemento Ohcs, 3 en la Fig. 6b) y, coronando la secuencia, aparecen areniscas gruesas y conglomerados intraformacionales de canal (elemento CHsm, 4 en la Fig. 6b). Otros ejemplos de cambios controlados por procesos autocíclicos corresponden a los cambios de jerarquía de barras dentro de los complejos de canales anastomosados (asociaciones de facies I y III), a la avulsión de canales en los sistemas entrelazados (asociación IV) y a los ciclos grano-decrecientes desarrollados en los sistemas meandrosos (asociación V), entre otros.

Por otro lado, los pasajes entre las asociaciones de facies aquí descritas involucran grandes espesores de sedimentos (varios cientos de metros) y comprenden lapsos considerables, reflejando importantes modificaciones en los sistemas depositacionales. Factores extrínsecos al sistema (alocíclicos) jugaron, sin duda, un papel directriz en este caso y probablemente ejercieron una influencia a escala cuencial. De los diferentes factores extrínsecos, la influencia de los cambios del nivel del mar debe ser minimizada, teniendo en cuenta el carácter mediterráneo y alejado de la línea de costa de la cuenca analizada durante el Mioceno.

En lo que respecta al clima, es probable que la mayor parte de la depositación de la Formación Vinchina haya tenido lugar bajo un régimen climático semiárido. Las principales evidencias que avalan lo dicho son: 1) existencia de secuencias fluviales efímeras (asociación VI), 2) presencia de depósitos lacustres con signos de desecación parcial o total (asociación VII), 3) breves y reiterados episodios de sedimentación eólica (asociación II), 4) abundantes grietas de desecación a lo largo de la mayor parte de la secuencia y 5) facies de planicie de inundación con delgados horizontes eólicos intercalados y gran número de gotas de lluvia y ondulitas de adhesión (asociación V). Las condiciones de semiaridez habrían influenciado la naturaleza de los sistemas fluviales. Así, por ejemplo, limitaron el desarrollo de cubierta vegetal, favoreciendo la erosión del área de planicie de inundación y la generación del gran número

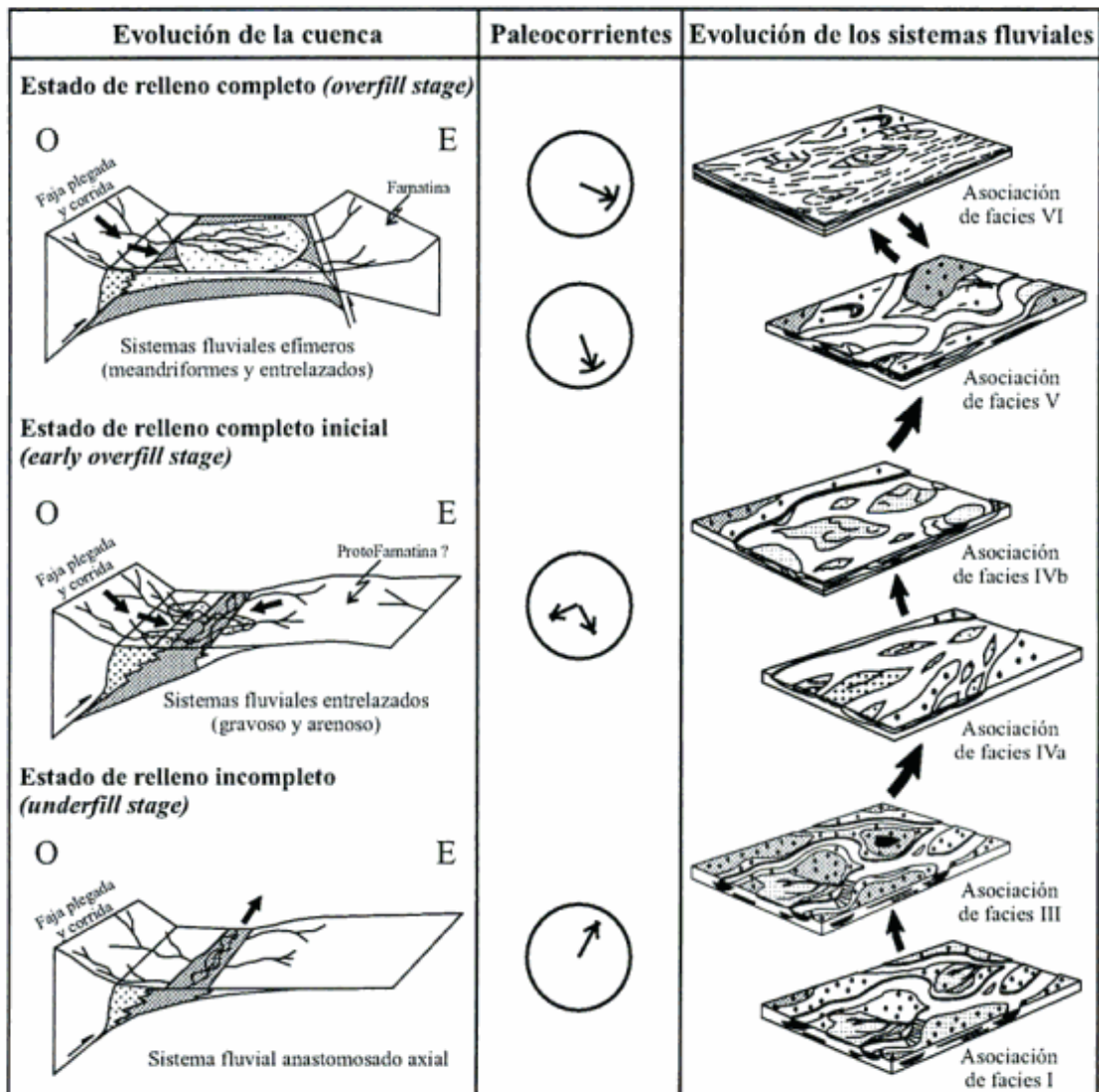


Figura 8: Evolución de los sistemas fluviales identificados en la Formación Vinchina dentro del modelo de relleno de cuenca propuesto por Limarino *et al.* (2000).

de conglomerados intraformacionales.

En nuestra opinión la tectónica habría jugado un papel principal en la evolución de los ambientes depositacionales de la unidad aquí estudiada. En este sentido la figura 8 muestra un esquema de evolución tectosedimentaria para la Formación Vinchina recientemente propuesto por Limarino *et al.* (2001), donde se reconocen tres etapas principales en el relleno de esta cuenca de antepaís: 1) una etapa inicial, que corresponde a la totalidad del miembro inferior, durante la cual la subsidencia excedió al aporte de sedimento (estado de relleno incompleto, *underfill*), 2) una etapa intermedia, sin o ligeramente posttectónica, caracterizada por la progradación de cuñas clásticas (estado de relleno completo inicial, *early overflow*) y 3) una etapa de relleno completo avanzado (*overflow*) durante la depositación de la mayor parte del miembro superior.

Siguiendo este modelo el estado de *underfill* se caracterizó por el desarrollo de sistemas fluviales axiales

(asociaciones I y III), con breves interrupciones de sedimentación eólica (asociación II). La orientación axial de los sistemas fluviales que integran las asociaciones I y III es sugerida por los valores de paleocorrientes (Cuadro 4) que indican el desarrollo de sistemas fluviales orientados al nor-nordeste (Fig. 8). Si bien el diseño fluvial durante todo este intervalo correspondió a sistemas anastomosados, las asociaciones I y III muestran diferencias, especialmente en el registro de los depósitos de planicies de inundación. En efecto, la asociación III posee mucho mayor preservación de sedimentos finos de intercanal, especialmente de cuenca de inundación, y buen desarrollo de ciclos granocrecientes de progradación de lóbulos de desbordamiento. Nosotros interpretamos que una mayor tasa de subsidencia favoreció la preservación de los depósitos de grano fino e incluso el desarrollo de planicies de inundación más dilatadas.

Los sistemas entrelazados gravo-arenosos que com-

ponen la asociación IV se disponen sobre una superficie erosiva de bajo ángulo (Marensi *et al.* 2000) y señalan un drástico cambio en los patrones de sedimentación. Estos depósitos representan la progradación de una cuña clástica, probablemente como respuesta a movimientos tectónicos en la adyacente faja plegada y corrida. La relación temporal entre movimientos tectónicos y progradación de cuñas clásticas es motivo de cierto debate (Rust 1981; Heller *et al.* 1988), aunque en la actualidad parece haber acuerdo en considerar a la dispersión de sedimentos gruesos dentro de la cuenca como postectónica. De acuerdo a lo dicho, cabe la posibilidad de que las altas tasas de subsidencia que caracterizaron a la asociación III correspondan a la etapa de tectonismo activo. En ese momento, importantes espesores de sedimentos gruesos se habrían acumulado directamente frente a la zona orogénica como respuesta a una mayor tasa de subsidencia en las adyacencias del frente activo (Heller *et al.* 1988; Paola 1988). Cuando las condiciones de calma tectónica se restablecen, el área de mayor subsidencia se desplaza hacia el sector externo del antepaís, produciendo en nuestro caso una superficie de erosión de bajo relieve, la progradación de los sistemas entrelazados de la asociación de facies IV y el desarrollo de una red fluvial compleja con aporte tanto desde la faja plegada y corrida como del sector del domamiento periférico (*forebulge*, Fig. 8). Esto último podría explicar el patrón bimodal de paleocorrientes obtenido en estos depósitos (Cuadro 4).

En lo que respecta a la alternancia de sistemas fluviales de naturaleza meandrosa (asociación de facies V) y entrelazada (asociación de facies VI), podría ser interpretada sobre la base de variaciones en el caudal, relieve y tasa de subsidencia. Así la asociación V, caracterizada por canales estables de alta sinuosidad y mayor desarrollo de depósitos de planicie, correspondería a momentos de subsidencia alta y menor pendiente regional. Por el contrario, los sistemas entrelazados arenosos (asociación VI) indicarían menor tasa de subsidencia, y probablemente, mayor pendiente. De acuerdo a las mediciones de paleocorrientes (Cuadro 4), ambas asociaciones de facies se habrían desarrollado con una pendiente regional orientada al sudeste, es decir, con aporte dominante desde la faja plegada y corrida y el arco magmático (Fig. 8).

Composición de las areniscas de la Formación la Vinchina

Con el propósito de caracterizar la composición de las areniscas de la Formación Vinchina fue analizada la petrografía de 33 muestras pertenecientes a dicha unidad. Estas rocas muestran una composición bastante homogénea (Fig. 9a), resultando las litoarenitas feldespáticas las más abundantes (clasificación de Folk *et*

al. 1970), seguidas por las feldsarenitas líticas y por escasas arenitas líticas. La fracción clástica se caracteriza por presentar abundantes líticos de volcanitas, bajos porcentajes de cuarzo (45,3% en promedio para el miembro inferior y 34,5% para el superior, Cuadro 5) y mayor proporción de plagioclasa que de feldespato po-

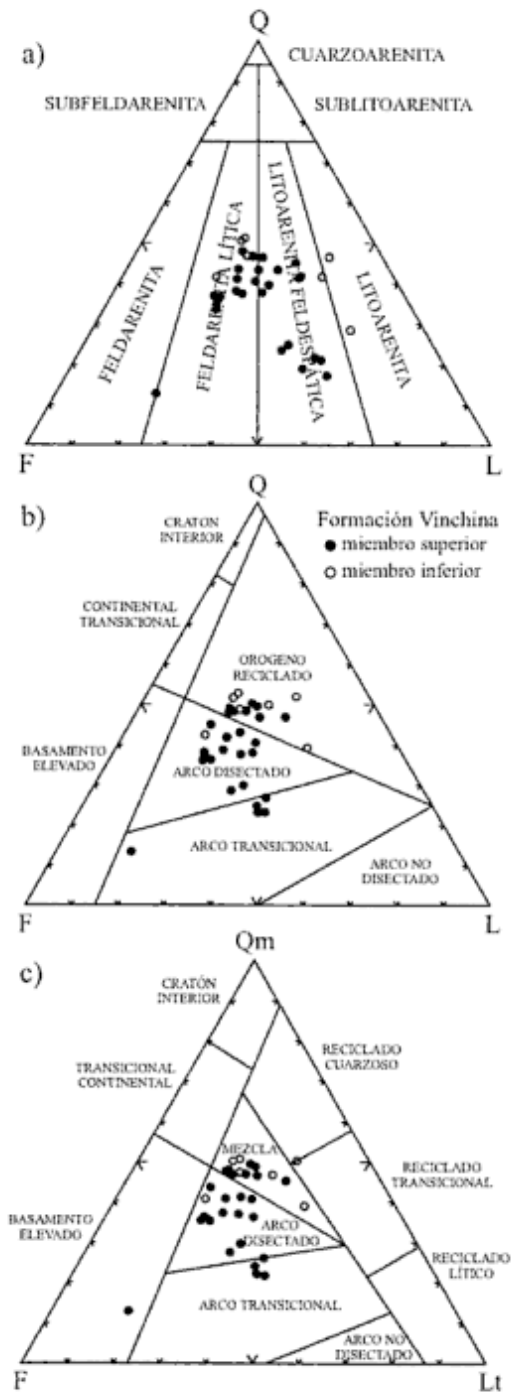


Figura 9: a, Clasificación petrográfica de las areniscas de la Formación Vinchina (clasificación de Folk *et al.* 1970). b, Áreas de proveniencia de las areniscas de la Formación Vinchina de acuerdo al diagrama QFL propuesto por Dickinson *et al.* (1983). c, Áreas de proveniencia de las areniscas de la Formación Vinchina de acuerdo al diagrama QmFLt propuesto por Dickinson *et al.* (1983).

clado, con sólo una pequeña parte de las muestras en el sector de arco transicional. El segundo diagrama (Fig. 9c), en el que el cuarzo policristalino es sumado al vértice lítico ($Lt = L + Qp$), permite una mejor discriminación del orógeno reciclado y caracteriza al área de mezcla (Girty y Armitage 1989), lo que en nuestro caso resulta sumamente ilustrativo. Las modas obtenidas graficadas en este diagrama se distribuyen ahora principalmente dentro del arco disectado y la zona de mezcla, con escasa representación en el campo de arco transicional, lo que es consistente con el contexto paleogeográfico interpretado para la unidad. En este sentido, refleja el aporte del arco volcánico neógeno ubicado al oeste, a lo que debe sumarse la sedimentación proveniente de antiguos orógenos reciclados (elementos positivos de la Precordillera y proto-Famatina) y del basamento precámbrico (sierras de Maz y Umango).

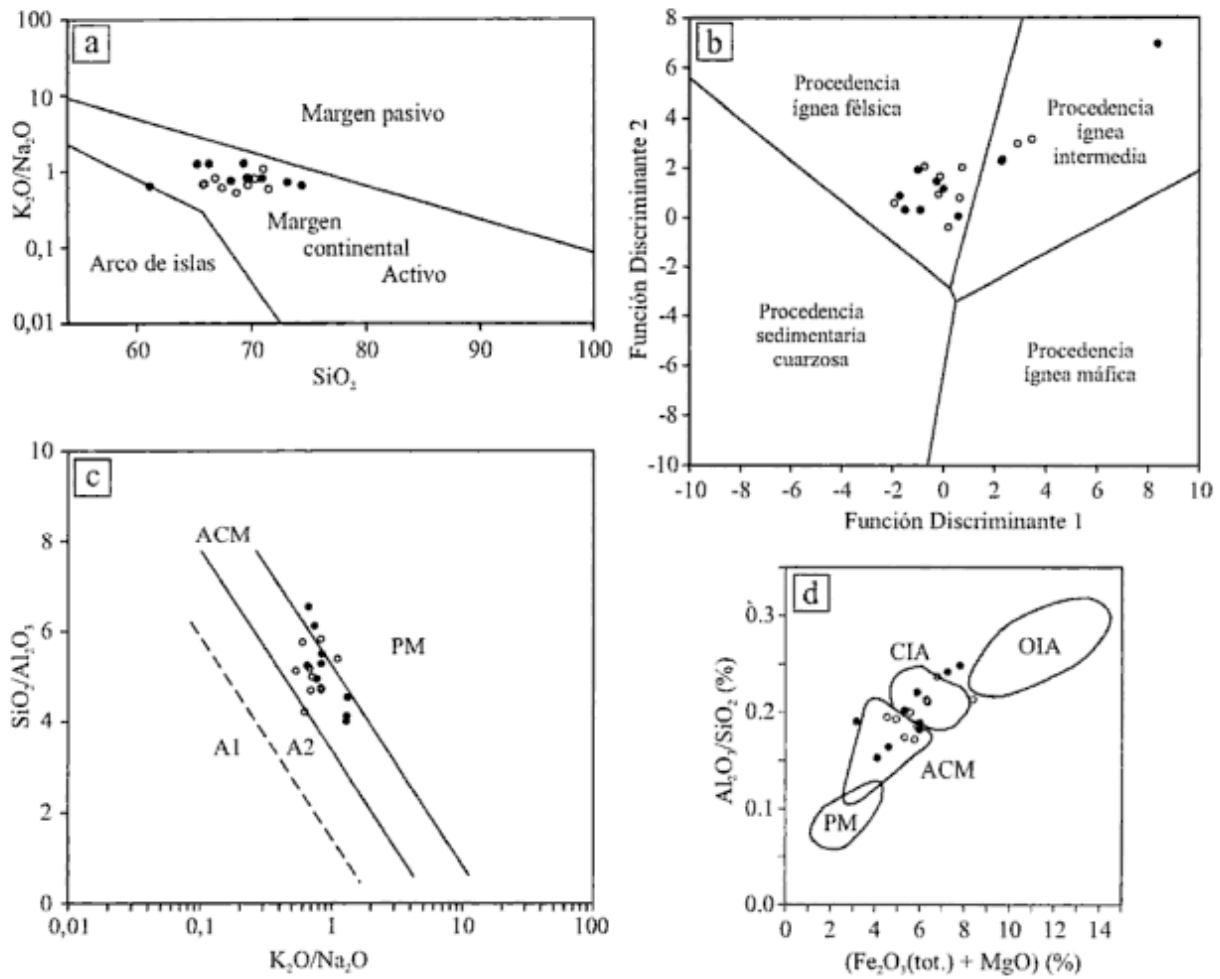
De acuerdo a lo expuesto, la importante participación de líticos de volcanitas (Lv) y la mayor proporción de plagioclasa (Pig) que de feldespato potásico (Fk) reflejan el continuo aporte del arco volcánico terciario (Grupo Doña Ana y equivalentes, Thiele 1964). Además, la posición distal que durante el Mioceno tuvo el mismo, coincidiendo con la Cordillera del Límite, explica la ubicación de las modas detríticas dentro del campo de arco disectado debido al enriquecimiento relativo en Q y F al desagregarse los fragmentos líticos (Scasso y Limarino 1997). Por otro lado, los líticos de metamorfitas de bajo grado (Lm) que provendrían del basamento de las sierras de Maz y Umango acentúan el carácter de mezcla de gran parte de las modas detríticas.

Con el propósito de complementar los estudios pe-

trográficos y lograr una más acabada descripción de las áreas de proveniencia fueron analizadas las características químicas de 19 areniscas de los intervalos fluviales de la unidad. El cuadro 6 muestra los resultados obtenidos, habiéndose discriminado las muestras pertenecientes al miembro inferior (asociaciones I y III) y superior (asociaciones IV, V y VI) de la Formación Vinchina. En el diagrama de caracterización química de áreas de aporte propuesto por Roser y Korsch (1986) todas las muestras se ubican dentro del campo de margen continental activo (Fig. 10a). Esto es consistente con el ambiente geológico de la región y con la información proveniente de las modas detríticas de las areniscas, ya que reflejan el aporte dominante recibido desde el arco volcánico neógeno. De la misma forma, el diagrama de discriminación litológica de áreas de proveniencia utilizando elementos mayoritarios (Roser y Korsch 1988) señala un área de procedencia ígnea félsica con baja dispersión hacia el campo de procedencia ígnea intermedia para esta unidad (Fig. 10b). Esto refleja correctamente la composición del volcanismo mioceno de la Cordillera del Límite (Thiele 1964). En el diagrama de la figura 10c, propuesto por Maynard *et al.* (1982), se grafica la relación SiO_2/Al_2O_3 en función de K_2O/Na_2O ; también este gráfico muestra una muy clara concentración de los valores en el sector de ambiente de margen continental activo (ACM en la figura 10c). Finalmente, el diagrama de Bathia (1983) es consistente con los esquemas anteriores al caracterizar a estas sedimentitas como depositadas en un contexto de margen continental activo con ligera dispersión hacia el arco de islas continental.

Cuadro 6: Resultado de los análisis químicos efectuados en muestras de areniscas de la Formación Vinchina. Para los diagramas discriminantes de la figura 10 estos valores fueron recalculados anhidros.

| Estudio Geoquímico de las Areniscas de la Formación Vinchina | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------------------------------------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|--------|
| muestra | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | H ₂ O ⁺ | H ₂ O ⁻ | CO ₂ | suma |
| Miembro inferior | | | | | | | | | | | | | | | |
| VN-06 | 65,99 | 0,15 | 12,73 | 2,91 | 0,18 | 0,14 | 1,78 | 5,21 | 3,28 | 2,21 | 0,15 | 2,12 | 0,11 | 2,56 | 99,52 |
| VN-07 | 64,50 | 0,51 | 12,56 | 3,24 | 0,80 | 0,08 | 1,03 | 5,71 | 3,51 | 1,86 | 0,15 | 2,00 | 0,25 | 4,07 | 100,27 |
| VN-018 | 63,26 | 0,96 | 13,48 | 5,83 | 0,18 | 0,07 | 2,22 | 4,44 | 3,29 | 2,26 | 0,20 | 0,00 | 0,65 | 4,60 | 101,44 |
| VN-15 | 68,51 | 0,56 | 11,90 | 3,57 | 0,60 | 0,04 | 1,53 | 2,86 | 3,88 | 2,31 | 0,13 | 3,32 | 0,87 | 1,05 | 101,13 |
| VN-23 | 59,95 | 0,66 | 11,98 | 3,84 | 0,11 | 0,11 | 1,24 | 8,33 | 2,73 | 1,91 | 0,15 | 1,82 | 0,47 | 6,00 | 99,30 |
| VN-25 | 63,99 | 0,66 | 15,16 | 4,36 | 0,10 | 0,06 | 2,07 | 1,94 | 3,97 | 2,46 | 0,17 | 1,28 | 0,88 | 2,00 | 99,10 |
| VN-34 | 62,14 | 0,14 | 13,22 | 4,19 | 0,13 | 0,09 | 1,68 | 5,76 | 3,02 | 2,49 | 0,14 | 3,68 | 0,04 | 2,80 | 99,52 |
| VN-40 | 68,27 | 0,56 | 12,66 | 3,93 | 0,80 | 0,07 | 1,73 | 2,33 | 2,68 | 2,94 | 0,17 | 2,12 | 1,09 | 0,44 | 99,79 |
| VN-56 | 67,43 | 0,53 | 11,57 | 3,85 | 0,90 | 0,07 | 1,70 | 4,58 | 2,86 | 2,34 | 0,15 | 1,60 | 0,74 | 3,20 | 101,52 |
| VN-60 | 64,17 | 0,20 | 13,52 | 3,86 | 0,32 | 0,07 | 1,98 | 2,92 | 2,62 | 2,16 | 0,20 | 4,40 | 0,45 | 0,58 | 97,45 |
| Miembro superior | | | | | | | | | | | | | | | |
| VN-71 | 64,90 | 0,56 | 11,80 | 3,97 | 0,70 | 0,08 | 1,63 | 4,05 | 2,98 | 2,49 | 0,14 | 0,65 | 1,45 | 4,22 | 99,62 |
| VN-83 | 69,55 | 0,58 | 11,37 | 3,41 | 0,19 | 0,06 | 0,98 | 4,16 | 2,69 | 1,97 | 0,17 | 3,66 | 0,23 | 1,70 | 100,72 |
| VN-97 | 60,30 | 0,22 | 14,99 | 4,79 | 0,17 | 0,07 | 2,42 | 4,05 | 2,26 | 2,90 | 0,22 | 4,03 | 0,80 | 3,02 | 100,04 |
| VN-109 | 67,14 | 0,63 | 12,69 | 3,85 | 0,10 | 0,07 | 1,84 | 2,72 | 3,03 | 2,50 | 0,13 | 0,60 | 1,29 | 2,13 | 98,72 |
| VN-117 | 61,87 | 0,63 | 14,96 | 4,60 | 0,90 | 0,08 | 2,16 | 2,28 | 2,47 | 3,20 | 0,20 | 3,49 | 1,47 | 1,82 | 100,13 |
| VN-129 | 62,82 | 0,50 | 13,84 | 3,44 | 0,15 | 0,07 | 1,89 | 2,91 | 2,12 | 2,78 | 0,13 | 4,24 | 3,57 | 0,97 | 99,43 |
| VN-137 | 63,09 | 0,16 | 12,75 | 3,49 | 0,18 | 0,07 | 1,44 | 6,03 | 2,92 | 2,23 | 0,16 | 4,48 | 0,07 | 3,32 | 100,39 |
| VN-157 | 70,39 | 0,43 | 10,76 | 2,82 | 0,10 | 0,04 | 1,07 | 3,63 | 3,20 | 2,11 | 0,12 | 0,22 | 1,09 | 3,55 | 99,53 |
| VN-163 | 54,24 | 0,13 | 10,33 | 1,77 | 0,50 | 0,08 | 1,05 | 16,24 | 2,57 | 1,66 | 0,13 | 0,91 | 0,02 | 10,85 | 100,48 |



Formación Vinchina: ○ miembro inferior ● miembro superior

A1: arco desarrollado con detritos basálticos y andesíticos
 A2: arco desarrollado con detritos plutónicos-félsicos

PM: margen pasivo ACM: margen continental activo
 CIA: arco de islas continental OIA: arco de islas oceánico

Figura 10: Diagramas geoquímicos para la caracterización de áreas de aporte y fuentes litológicas (para explicación véase el texto). Diagramas de: **a**, Roser y Korsch (1986); **b**, Roser y Korsch (1988); **c**, Maynard *et al.* (1982) y **d**, Bathia (1983).

Conclusiones

De la información presentada en esta contribución pueden extraerse las siguientes conclusiones:

1. La Formación Vinchina fue mayormente depositada en distintos tipos de ambientes fluviales con menor participación de intervalos eólicos y lacustres. En particular, el miembro inferior fue formado por ríos anastomosados (asociaciones de facies I y III) junto a un corto episodio de sedimentación eólica (asociación II). El miembro superior incluye depósitos de ríos entrelazados (asociación IV), intercalaciones eólicas (asociación II) y una reiterada alternancia de secuencias fluviales con canales meandrosos (asociación V) y entrelazados efímeros (asociación VI). Hacia la parte superior de este miembro aparece una delgada intercalación lacustre (asociación VII).

2. Es muy probable la existencia de condiciones climáticas semiáridas durante la mayor parte de la depositación de la Formación Vinchina. Lo dicho se fundamenta en la existencia de secuencias fluviales efímeras (asociación VI), el desarrollo de depósitos lacustres con evidencias de desecación parcial o total (asociación VII), de breves y reiterados episodios de sedimentación eólica (asociación II), la presencia de abundantes grietas de desecación a lo largo de la mayor parte de la secuencia y de planicies de inundación mostrando numerosas gotas de lluvia, ondulitas de adhesión y delgados horizontes eólicos.

3. La evolución ambiental de la Formación Vinchina estuvo controlada tanto por factores autocíclicos como alocíclicos al sistema. Los primeros están representados por intervalos estratigráficos reducidos y evidencian básicamente modificaciones en los subambientes de un mismo sistema depositacional. De los factores

extrínsecos, la tectónica y la subsidencia parecen haber jugado un papel fundamental en la evolución de los ambientes depositacionales de la unidad. En este sentido, los sistemas fluviales anastomosados (asociaciones I y III), que caracterizan al miembro inferior, corresponderían a una etapa de relleno incompleto de cuenca (*underfill*) durante la cual la subsidencia superó al aporte clástico, generando un creciente aumento en el espacio de acomodación. Los sistemas entrelazados gravo-arenosos (asociación IV) representarían la progradación (probablemente postectónica) de una cuña clástica, originada como respuesta a movimientos tectónicos en la adyacente faja plegada y corrida ubicada al oeste. Finalmente, la alternancia de sistemas fluviales meandrosos y entrelazados de naturaleza efímera (asociaciones de facies V y VI) es interpretada como debida a variaciones en el caudal, relieve y la tasa de subsidencia.

4. El estudio de las modas detríticas de las areniscas de la Formación Vinchina evidencia la existencia de al menos dos áreas de aporte para la unidad. Por un lado, el arco volcánico andino, probablemente de mayor importancia cuantitativa, que aportó grandes cantidades de líticos volcánicos principalmente de naturaleza ácida y mesosilícica. Paralelamente, el aporte de las Sierras Pampeanas Noroccidentales está marcado por abundantes fragmentos de metamorfitas de mediano y alto grado.

5. Las características geoquímicas de las areniscas son consistentes con la información obtenida de los análisis petrográficos y confirma la existencia de un margen continental activo en el que se desarrolló un arco magmático principalmente de naturaleza félsica durante la depositación de la unidad.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido realizado dentro del marco de los proyectos PID 0386 otorgado por el CONICET y PID TX53 y TX19, ambos de la Secretaría de Ciencia y Técnica de la Universidad de Buenos Aires. Los autores desean agradecer al Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires por el apoyo logístico brindado.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, J.R.L., 1963. The classification of cross-stratified units, with notes on their origin. *Sedimentology*, 2: 93-114.
- Allen, J.R.L., 1983. Studies in fluvial sedimentation: bars, bar complexes and sandstone sheets (low-sinuosity braided streams) in the Brownstones (L. Devonian), Welsh Borders. *Sedimentary Geology*, 33: 237-293.
- Bathia, J.A., 1983. Plate tectonics and the geochemical composition of sandstone. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Beer, J.A. and Jordan, T. E., 1989. The effects of Neogene thrusting on deposition in the Bermejo basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 330-345.
- Bodenbender, G., 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias*, 19: 5-220. Córdoba.
- Boothroyd, J.C. and Ashley, G.M., 1975. Processes, bar morphology, and sedimentary structures on braided outwash fans, Northeastern Gulf of Alaska. In: Jopling, A.V. and McDonald, B.C. (Eds.): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*: P.193-222. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23.
- Brookfield, M.E., 1977. The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. *Sedimentology*, 24: 303-332.
- Church, M. and Gilbert, R., 1975. Proglacial fluvial and lacustrine environments. In: Jopling, A.V. and McDonald, B.C. (Eds.): *Glaciofluvial and Glaciolacustrine Sedimentation*, p. 22-100. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 23.
- Cowan, E.J., 1991. The large-scale architecture of the fluvial Westwater Canyon Member, Morrison Formation (Jurassic), San Juan Basin, New Mexico. In: Miall, A.D., and Tyler, N., (Eds.): *The Three-Dimensional Facies Architecture of Terrigenous Clastic Sediments, and Its Implications for Hydrocarbon Discovery and Recovery*, p. 80-93. SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology, 3.
- DeCelles, P.J., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N. and Srivastava, P., 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Paleocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, 38: 567-590.
- Dickinson, W. R., Beard, L. S., Brakenridge, G. R., Erjavec, J. L., Ferguson, R. C., Inman, K. F., Knepp, R. A., Lindberg, F. A. and Ryberg, P. T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 222-235.
- Dott, R. H., 1964. Wacke, graywacke and matrix-what approach to immature sandstone classification? *Journal of Sedimentary Petrology*, 34: 625-632.
- Folk, R. L., Andrews, P. B. and Lewis, D. W., 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13: 937-968.
- Freguelli, J., 1950. Ichnites en el Paleozoico superior del oeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5: 136-148. Buenos Aires.
- Fryberger, S. G., Ahlbrandt, T. S. and Andrews, S. A., 1979. Origin, sedimentary features, and significance of low-angle eolian sand sheet deposits, Great Sand Dunes National Monument and Vicinity, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, 49(3): 733-746.
- Girty, G. H. and Armitage, A., 1989. Composition of Holocene river sand: an example of mixed-provenance sand derived from multiple tectonic elements of the cordilleran continental margin. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 597-614.
- Hausen, H., 1921. On the lithology and geological structure of the sierra de Umango area. *Acta Acad. Aboensis, Math. Et Phys.*, 1 (Abo).
- Heller, P. L., Angevine, C. L., Winslow, N. S. and Paola, C., 1988. Two-phase stratigraphic model of foreland-basin sequences. *Geology*, 16: 501-504.
- Jordan, T.E., 1995. Retroarc Foreland and Related Basins. In: Busby, C. J. and Ingersoll, R. V. (Eds.): *Tectonics of Sedimentary Basins*, p. 331-362. Blackwell Science, Cambridge.
- Jordan, T., Drake, R. y Nasser, Ch., 1993. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jachal, San Juan, Argentina. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 132-141. Mendoza.
- Linarino, C. y Sessarego, H., 1988. Algunos depósitos lacustres de las Formaciones Ojo de Agua y De La Cuesta (Pérmico). Un

- ejemplo de sedimentación para regiones áridas o semiáridas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42 (3-4): 267-279. Buenos Aires.
- Limarino, C. O., Tripaldi, A., Caselli, A. T., Marensi, S., Re, G. y Net, L. I., 1999. Facies, paleoambientes depositacionales y edad de la Formación Vinchina, Neógeno, provincia de La Rioja. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 1: 65. Salta.
- Limarino, C. O., Tripaldi, A., Marensi, S., Net, L. I., Re, G. and Caselli, A. T., 2001. Control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. In press.
- Marensi, S., Net, L., Caselli, A., Tripaldi, A. y Limarino, C., 2000. Hallazgo e interpretación de discordancias intraformacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (4): 414-418. Buenos Aires.
- Maynard, J., Valloni, R. and Yu, H., 1982. Composition of modern deep-sea sands from arc related basin. In: Leggett, J. (Ed.): *Trench and fore-arc sedimentation*, p. 551-561. Geological Society of London, Special Publication, 10.
- Miall, A. D., 1977. A review of the braided river depositional environment. *Earth Science Review*, 13: 1-62.
- Miall, A. D., 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. In: Miall, A.D. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*, p. 597-604. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5.
- Miall, A. D., 1983. Basin analysis of fluvial sediments. In: Collinson, J.D., and Lewin, J. (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*, p. 279-286. International Association of Sedimentologists Special Publication, 6.
- Miall, A. D., 1985. Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22: 261-308.
- Miall, A. D., 1996. *The geology of fluvial deposits*. Springer, 582 pp.
- Nadon, G. C., 1994. The genesis and recognition of anastomosed fluvial deposits: Data from the St. Mary River Formation, southwestern Alberta Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 64B: 451-463.
- Paola, C., 1988. Subsidence and gravel transport in alluvial basins. In: Kleinspehn, K. and Paola, C. (Eds.): *News perspective in basin analysis*, p. 279-286. New York, Springer-Verlag.
- Ramos, V.A., 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la Sierra de Los Colorados (Provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (3): 359-382. Buenos Aires.
- Re, G.H. y Barredo, S. P., 1995. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48 (3-4): 241-246. Buenos Aires.
- Re, G.H. y Vilas, J. F., 1990. Análisis de los cambios paleogeográficos ocurridos durante el Cenozoico tardío, en la región de Vinchina (provincia de La Rioja); a partir de estudios magnetoestratigráficos. *Actas 11º Congreso Geológico Argentino*, 2: 267-270. San Juan.
- Reinfelds, I. and Nanson, G., 1993. Formation of braided river floodplains, Waimakarri River, New Zeland. *Sedimentology*, 40: 1113-1127.
- Reynolds, J. H., 1987. Chronology of Neogene tectonics in the central Andes (27°-33° S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments PhD thesis. Dartmouth College, Hanover, 353 pp. (Unpublished).
- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology*, 94: 635-650.
- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.
- Rust, B. R., 1981. Coarse alluvial deposits. In: Walker, R. (Ed.): *Facies models*, p. 9-22. Geoscience Canada.
- Sánchez Moya, Y., Sopena, A. and Ramos, A., 1996. Infill architecture of a non marine half-graben Triassic basin (central Spain). *Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and Global Studies*, 66: 1122-1136.
- Scasso, R. A. y Limarino, C. O., 1997. Petrología y diagénesis de rocas clásticas. *Asociación Argentina de Sedimentología, Publicación Especial nº 1*, 258 pp. La Plata.
- Smith, N.D., 1971. Pseudo-planar stratification produced by very low amplitude sand waves. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41: 69-73.
- Smith, D. G., 1983. Anastomosed fluvial deposits: modern examples from western Canada. In: Collinson, J. D. and Lewis, J. (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*, p. 155-168. International Association of Sedimentologists, Special Publication, 6.
- Smith, D. G. and Smith, N.D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: Examples from alluvial valley near Bannf, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50: 157-164.
- Stokes, W.L., 1968. Multiple parallel-truncation bedding planes. A feature of wind-deposited sandstone formations. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38: 510-515.
- Tabutt, K. W., 1986. Fission track chronology of foreland basins, in Eastern Andes: Magmatic and tectonic implications. Thesis Master. Dartmouth College, 100 pp. (Unpublished).
- Thiele, R., 1964. Reconocimiento geológico de la Alta Cordillera de Elqui. Universidad de Chile, Departamento de Geología. *Publicaciones*, 27: 1-73.
- Tripaldi, A. y Limarino, C. O., 1998. Depósitos de interacción eólica-fluvial en el valle de Guandacol (provincia de La Rioja). *Actas 7º Reunión Argentina de Sedimentología*: 136-137. Salta.
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción Geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, 81 p. Buenos Aires.
- Williams, P. F. and Rust, B. R., 1969. The Sedimentology of a Braided River. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39 (2): 649-679.
- Zuffa, G. G., 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa, G. G. (Ed.): *Provenance of arenites*, p. 165-189. Reidel Publishing Company.

Recibido: 26 de mayo, 2000

Aceptado: 23 de mayo, 2001

La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914)

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ¹, Aldo D. GIACCARDI² y Carlos H. COSTA²

¹ Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pab. II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.
E-mail: olapid@secind.mecon.gov.ar

² Departamento de Geología, Facultad de Cs. Físico-Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco 917, 5700 San Luis.

RESUMEN. En tiempos no determinados, la desestabilización de la pendiente este del cerro Pelán, culminó en un gran deslizamiento que obstruyó el valle del río Barrancas y originó la laguna de Carrilauquen, que tuvo 22 km de longitud, 100 m de profundidad y hasta 4-5 km de ancho. Se interpreta que un shock sísmico fue el promotor de este complejo movimiento, que proximalmente se desplazó como un deslizamiento translacional a favor de planos de estratificación de volcanitas y distalmente como un flujo. Su gran volumen permite su consideración como una avalancha de rocas. Su velocidad ha sido estimada en alrededor de 270 km/hora. El invierno de 1914 se caracterizó por copiosas nevadas, que en el período primavera-verano provocaron por su derretimiento, un gran incremento de los aportes hídricos a la laguna, lo que elevó su nivel y permitió que las aguas embalsadas sobrepasaran por desborde el muro natural, con la consiguiente y profunda disección del mismo. Ello, sumado a un aumento de las filtraciones preexistentes y de la presión hidrostática del cuerpo de la laguna, condujo al debilitamiento de la obstrucción y posterior colapso y generación de una amplia brecha, que sirvió de vía de escape para un gigantesco aluvión (*jökulhlaup*; *outburst flood*) que arrasó el valle inferior del río Barrancas y se proyectó con desastrosas consecuencias por el del río Colorado. Se estiman algunos parámetros morfométricos de la avalancha de rocas y se describen rasgos de la previa laguna y de geofomas asociadas al fenómeno. La descripción de los daños está avalada por relatos orales de antiguos pobladores o de sus descendientes, por escritos y periódicos de la época.

Palabras clave: *Avalancha de rocas, Aluvión, Endicamiento, Brecha, Sismo, Carrilauquen*

ABSTRACT. *The Barrancas rock-avalanche, of northern Neuquén Province (Argentina): its relation to the outburst flood of December 29, 1914.* At some unknown time in the past, instability of the slope of C° Pelán resulted in a rock-avalanche that blocked the Barrancas valley as a landslide dam and formed the Carrilauquen lagoon. It is suggested that the trigger was a seismic shock, that resulted in complex movement of a proximal planar slide and a distal flow, with a velocity estimated at about 270 km/h. After obstructing the valley the avalanche climbed up the opposite side for over 180 meters. The Carrilauquen lagoon was over 22 km long and 100 m deep. The exceptionally snowy winter of 1914, followed by a very warm spring-summer season, resulted in a great inflow of water into the lagoon that raised its level until it overtopped the natural dam and caused it to collapse when weakened by increased hydrostatic pressure. A huge outburst flood (*jökulhlaup*; *aluvión*) flowed through the breach, and caused great devastation in the Barrancas and Colorado valleys for over 1,250 km as far as the Atlantic coast. Some rock-avalanche morphometric parameters are estimated and associated geomorphological features are described. Oral accounts by local residents and contemporaneous newspaper reports were the principal sources for describing the damage downstream of the Barrancas landslide dam.

Key words: *Rock-avalanche, Outburst flood, Landslide dam, Breach, Seism, Carrilauquen*

Introducción

Bajo ciertas condiciones (morfología local, volumen movilizado, mecanismo del movimiento, litología, etc.), un deslizamiento puede obstruir un valle originando un cuerpo de agua, cuya permanencia depende de diversos factores (tamaño, geometría y composición de la masa, valores del *inflow* al lago, litología, etc.).

Estas situaciones interesan al geólogo como estudio y también por constituir un temible riesgo geoló-

gico en ciertas regiones. Estos diques naturales, que alcanzan magnitudes que compiten con los mayores que ha construido el hombre, tarde o temprano son susceptibles de sufrir catastróficas rupturas.

La ausencia en ellos de un ordenamiento ingenieril (el que puede ser incorporado) los hace vulnerables a un paroxísmico colapso, que provoca un cataclísmico escape de las aguas embalsadas a través de la abertura o «brecha» generada y un contemporáneo aluvión o gigantesca creciente (*outburst flood* o *jökulhlaup*) que arrasa todo en su desplazamiento aguas abajo.

En nuestro país, un proceso de tales características asoló a fines de 1914 el valle medio e inferior del río Barrancas, desastre que se proyectó a lo largo del valle troncal del río Colorado hasta su desembocadura en el Atlántico.

La cuenca del río Colorado (ver Fig. 4), excluyendo la tributaria del río Curacó, abarca unos 34.000 km²; la longitud de su curso es de 1.200 kilómetros. En su cuenca superior sus dos principales afluentes son los ríos Barrancas y Grande. El primero (que atraviesa la zona de estudio) nace en la cordillera, en dos lagunas cercanas al límite internacional: La Fea y La Negra. Su cuenca de drenaje tiene una superficie aproximada de 3.350 km² y su curso una longitud de 150 kilómetros.

En la cuenca superior del río Colorado la precipitación promedio es de 1.000 mm/año (principalmente nival); sin embargo, unos 100 km hacia el este, se reduce a 200 mm/año y aumenta a unos 400 mm/año en el área de su ingreso al Atlántico.

Objetivos

Las causales del endicamiento del Barrancas y el origen de la laguna de Carrilauquen y de la «creciente» que culminaron en un episodio catastrófico que destruyó la economía del valle del río Colorado, fue acertadamente interpretado por Groeber (1916). En este estudio se presenta un nuevo y actualizado análisis de los mencionados procesos.

En forma sumaria se incorpora un resumen de los daños provocados, el que es complementado por relatos históricos de testigos o de sus descendientes. Además se suma la descripción e interpretación de las geoformas relacionadas localmente con los distintos episodios ocurridos y algunos parámetros morfológicos de ellas.

Metodología

Se elaboró un análisis geomórfico previo del área, mediante el examen e interpretación de fotogramas a escala aproximada 1:60.000 y de imágenes satelitales 1:250.000 y el apoyo de imágenes Landsat ampliadas. Un detallado control de campo se ejecutó en abril de 1999. Debido a las limitaciones impuestas por las pequeñas escalas de las bases topográficas existentes, se realizó en el SEGEMAR una restitución de la zona de la avalancha a escala aproximada 1:20.000.

Se pudo comprobar el valioso aporte de las referencias históricas orales de antiguos residentes de la zona o de sus descendientes. Algunas de ellas, seleccionadas y resumidas, han sido incorporadas. Además se analizó aquella documentación inédita

disponible en archivos oficiales de la antigua Gobernación del Territorio Nacional del Neuquén, de los que se extrajeron datos de interés.

También se consideró la documentación de los informes o escritos del personal del Ferrocarril del Sur. Fueron de particular provecho, los «Libros Copiadores» de la época del desastre (1914-1915), facilitados por el Sistema de Archivos de la provincia del Neuquén y la información extraída de los diarios «La Nación» y «La Prensa» de la época y aquella del periódico «Río Negro».

Diversos datos morfológicos fueron obtenidos por digitalización a partir de una imagen escala 1:250.000 del 22/2/1986 y de la restitución realizada.

Ubicación del área de estudio

Se localiza en el tramo medio del río Barrancas (límite provincial entre Neuquén y Mendoza) a unos 90 km al norte de la población neuquina de Barrancas (Fig. 1). Se accede por camino enripiado, con un tramo (entre los arroyos Huaraco y Coyuco) de fuertes pendientes y cerradas curvas. Aguas arriba de éste, la ruta corre adyacente al río Barrancas. El estudio del colapsado endicamiento, tuvo como base de operaciones el puesto de Huinganco, situado en la desembocadura del arroyo homónimo.

Descripción de los procesos vinculados a la avalancha de rocas del río Barrancas, a su endicamiento natural y formación de la laguna, su colapso y posterior aluvión

(I) Avalancha de rocas del río Barrancas (ARB)

En el área de la ARB se dan cita un conjunto de factores geológicos y geomórficos, considerados determinantes para el establecimiento de condiciones favorables para la ocurrencia de movimientos gravitacionales de este tipo (Keefer 1984). Entre ellos resalta la estrechura del valle o garganta del río Barrancas y sus altos y empinados laterales, su disposición espacial coincidente con una zona de debilidad estructural regional denominada «Lineamiento Barrancas» (principal línea estructural de rumbo NO entre las que limitan y definen el «Alto de la Cordillera del Viento»; Ramos 1978) y las actitudes espaciales de las volcanitas que integran los laterales.

Localmente, el ámbito geológico lo integra una sucesión de volcanitas con marcadas discontinuidades y composiciones físicas, con variadas situaciones de yacencia y estructurales y un elevado relieve relativo. Entre el desagüe de la laguna y la «Puerta de Domu-Có» (unos 12 km aguas abajo), el río corre



Figura 1: Croquis de ubicación del área de estudio.

encajonado entre laterales que se levantan 2.000 m sobre su curso (Groeber 1916).

La morfología de la estrecha garganta del río Barrancas brinda posibilidades para ser obstruida por masas movilizadas desde sus flancos, debido a la ausencia de espacio que facilite su expansión lateralmente aguas arriba o aguas abajo.

En tiempos geológicos aún no determinados, la ARB (que fuera definida por Groeber 1916 como un «derrumbe» o «desmoronamiento de un cerro») endicó las aguas del río Barrancas frente a las «bardas de Yonqui-Ehue» (Fig. 2). Su zona de arranque está ubicada sobre el faldeo este del cerro Pelán (36°32'S; 70°10'O), situado algo al norte del arroyo Huinganco y del puesto homónimo, ocupado por José Gatica. Groeber (1916, en Lámina V) localiza la zona del «derrumbe» algo desplazada hacia el norte respecto de su verdadera situación. Se generó así un cuerpo de agua de gran amplitud (laguna Carrilauquen), que se extendió hacia el norte hasta la afluencia del arroyo Ailenco.

Los antecedentes evidencian notorias discrepancias en la caracterización geológica de la zona de la ARB. La componen lavas, piroclastos y aglomerados basálticos asignados sin mayor precisión al Terciario inferior (Plan Cordillerano 1968; Méndez *et al.* 1995; Secretaría de Minería 1982). Groeber (1947), hace referencia de «mantos, aglomerados y tobas andesíticas con hornblenda con reducidas intercalaciones de basaltos», del «Palaocolitense».

Para Narciso *et al.* (1998), en el sector del «arranque» de la ARB afloran «basaltos olivínicos, basandesitas oscuras, brechas aglomerádicas y tobas basálticas intercaladas con espesores variables de tobas dacíticas blancas y rosadas de la Formación Chapúa» (Mioceno medio), en tanto que identifican sobre el lateral opuesto del valle, a la Formación Colipilli: «filones capas y lacolitos de andesitas anfibólicas a

microdioritas, dioritas cuaríferas y dacitas» del Oligoceno inferior.

El análisis microscópico de 4 muestras (dos de bloques de la ARB y dos de volcanitas subyacentes del área de la obstrucción), determinó basaltos olivínicos con piroxenos (clinopiroxeno) y plagioclasa. La alteración a óxidos de hierro es notable, invade los feldespatos. La base es intergranular, con gran participación de minerales de hierro. Se observaron amígdulas, rellenas por serpentina.

En el cerro Pelán las volcanitas se disponen homoclinalmente (15°-20° E), un aspecto estructural favorable para la factibilidad del movimiento.

Al norte de la ARB, afloran sedimentitas (conglomerados, areniscas y limoarcillitas), que Groeber (1916) adjudicó a su «Diamantiano». Narciso *et al.* (1998) las asignan al Grupo Neuquén (Cenomaniano-Campaniano inferior), una secuencia no individualizada en la zona de la ARB.

Por la distribución y disposición de sus acumulaciones en el valle, la ARB correspondería al «Tipo II» de Swanson *et al.* (1986), ya que ellas no sólo cubren su piso, sino que trepan (*run-up*) el faldeo opuesto. Son consideradas de gran riesgo potencial por endicar un río y dar lugar a la posibilidad de un *outburst flood*.

El espesor máximo de la ARB en la obstrucción sería algo superior a los 100 m, coincidiendo con la curva de nivel de los 1.500 m s.n.m. (Groeber 1916).

El escarpado resalto de la muesca del arranque, localizada en la falda E inmediatamente debajo de la cumbre del cerro Pelán, conserva su áspera morfología primaria controlada por resistentes mantos de lavas. Su configuración en planta es similar a una V abierta; su corona es continua, con escasa degradación; tiene una longitud de 3.250 metros.

La escarpa continúa hacia el norte en un abrupto resalto, que correspondería a un antiguo movimiento, el que se halla parcialmente cubierto por acumulaciones de pequeños deslizamientos y reptaje de detritos y caídas de rocas, que generan un extenso talud, irregularmente disectado por canales de régimen efímero.

La cicatriz del arranque (una pared casi vertical de unos 450 m de desnivel) está cubierta por un empinado y extenso talud que es reemplazado en su base por depósitos de pequeños abanicos aluviales.

La fase depositacional, se extendió inicialmente con continuidad hacia el faldeo opuesto, a través de unos 3.600 metros. Esa continuidad se vio interrumpida por la «brecha», una corta y abrupta garganta erosiva generada durante el colapso del endicamiento que localiza inmediatamente aguas abajo de la laguna y coincide con el aquel tramo del valle del río Barrancas sepultado por las acumulaciones de la ARB.

La citada discontinuidad permite diferenciar dos zonas en la ARB: la proximal (occidental) y la distal (oriental). Superficialmente ambas exhiben la típica

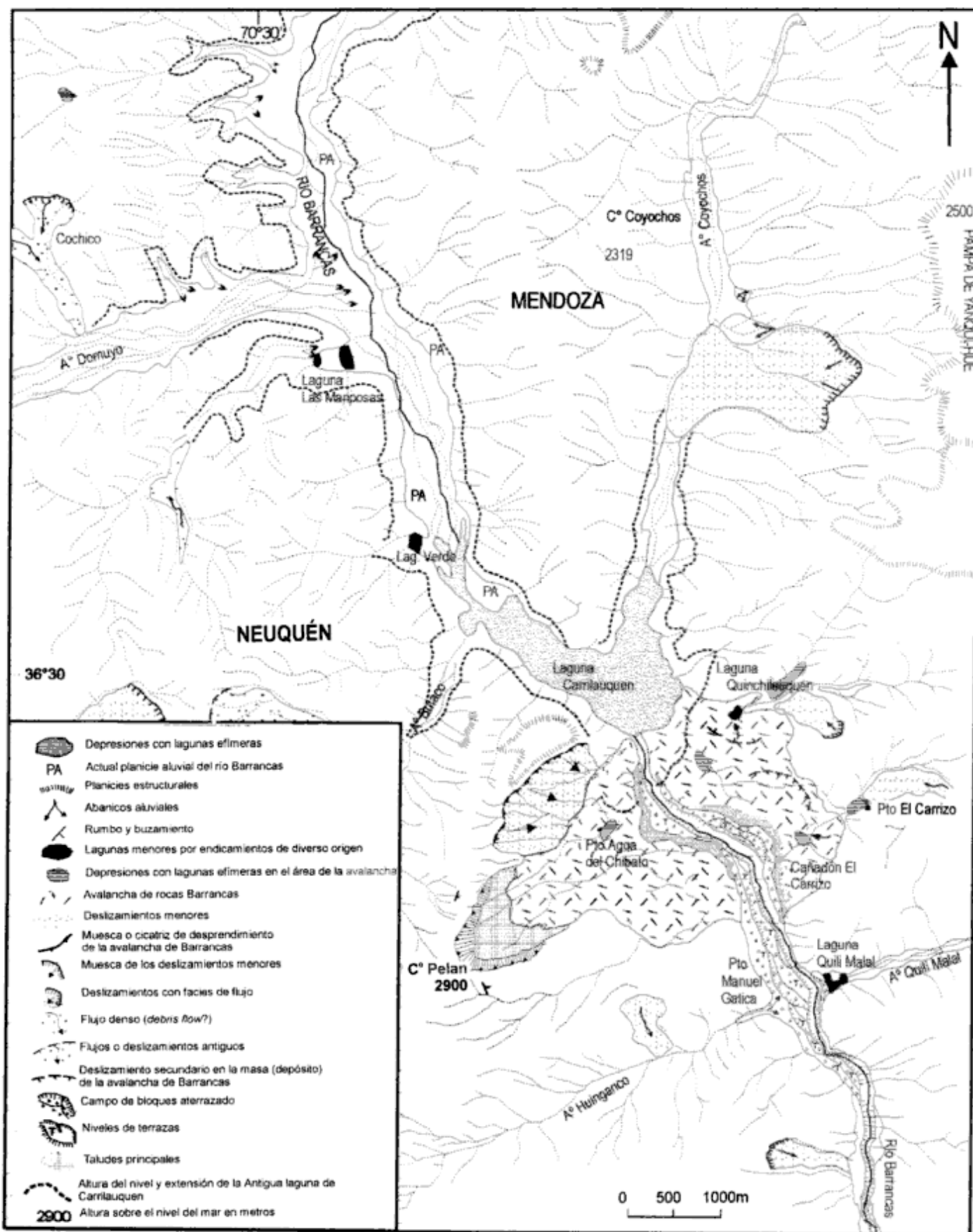


Figura 2: Mapa geomorfológico de la zona de la avalancha de rocas del río Barrancas.

hummocky topography con irregulares lomadas y drenaje multicuencial pobremente integrado (aisladas cuencas centrípetas), un relieve que a menudo ha sido interpretado como correspondiente a morenas de fondo.

Pese a que Groeber (1916; pág. 9) excluye la formación del embalse «en un valle glaciario cerrado por una morena», esta interpretación aún se observa en previos estudios de la zona (Plan Cordillerano 1968; Holmberg 1978; Secretaría de Minería 1982; Méndez *et al.* 1995). Por su parte, Narciso *et al.* (1998), identifican allí «depósitos aluviales y coluviales», sin relación genética alguna con movimientos gravitacionales.

Ciertas modificaciones morfológicas que produjo la ARB sobre el relieve pre-avalancha local, son dispares según se considere su zona proximal o distal. En la primera sepultó los valles de los tributarios occidentales del Barrancas, en tanto que en la segunda obstruyó a niveles inferiores a las «bardas de Yonqui-Ehue» al drenaje de los afluentes orientales, originando las pequeñas lagunas de Quinchi Lauquen o aquella del arroyo El Carrizo (Fig. 2).

En el paisaje de la sucesión de sus lomadas, se observa una cubierta superficial de grandes bloques. Suelen alcanzar dimensiones no reconocidas previamente por los autores en sus estudios de otras avalanchas de rocas (González Díaz *et al.* 1997, 2000). Sus volúmenes oscilan entre los 250 y 600 m³; se verificaron tamaños de 12 m x 8 m (en ocasiones con base oculta) x 4-6 metros. Se han estimado pesos entre 400 y 1.200 toneladas. La figura 5 da idea cabal de la envergadura que pueden alcanzar.

Uno de los bloques más sobresalientes (observable desde el camino antes de llegar al desagüe) está en la parte baja del lateral izquierdo de la «brecha».

Estos bloques exponen los rasgos morfológicos propios de los componentes de una avalancha de rocas: caras planas controladas por planos estructurales (diaclasas o fracturas), aristas agudas con nula o escasa abrasión o con leves modificaciones por meteorización. Son aspectos externos que facilitan su distinción de los que componen un *till*. Tan distintivos rasgos desaparecen cuando se trata de una toba. Una matriz, de gruesa granulometría (grava-gravillarena) engloba los bloques.

Sin considerar la «brecha» o garganta, la ARB muestra un reducido grado de erosión de modo que esta geoforma constituye un buen ejemplo de relieve primario.

No hay definición en cuanto a su volumen y espesor. De éste sólo hay muy dispares estimaciones máximas: entre 8 y 12 m, las que están influenciadas por las irregularidades del relieve previo sepultado. Los mayores espesores se comprobaron en la parte media y superior de los laterales de la «brecha», en lugares que coinciden con ubicación de los sepultados valles tributarios del Barrancas.

En el mecanismo del movimiento se diferenciaron dos fases (Fig. 3). La inicial correspondería a un deslizamiento translacional (planar), que se desplazó de O a E, favorecido por la disposición homoclinal (15°-30° E) de las volcanitas hacia el eje del valle fluvial. No se observa una cicatriz de arranque cóncava hacia fuera, propia de los deslizamientos rotacionales, como en el caso de las avalanchas de las lagunas de Varvar Co (González Díaz *et al.* 2000).

Durante la siguiente fase la masa rocosa continuó su desplazamiento hacia el este en un trayecto de 3.600 m, trepando el lateral opuesto y endicando además, los pequeños tributarios cuyas nacientes estaban en las bardas de la «Pampa de Yonqui-Ehue». La «trepada» (*run-up*) es estimada en 180 metros.

La velocidad alcanzada por la ARB, de acuerdo al método propuesto por Francis y Baker (1977), sería del orden de los 269,61 km/hora (74,893 m/seg).

En las acumulaciones distales ocurrieron posteriores deslizamientos secundarios. Se destacan por su tamaño el situado al pie de las «bardas de Yonqui-Ehue» y aquél sobre el lateral sur de la lagunita de Quincha Lauquen (Fig. 2). Son relacionados con una «acomodación» o desequilibrio de la masa luego de alcanzar su máxima altura en su «trepada» por el lateral opuesto al arranque del movimiento.

El progresivo adelgazamiento de sus espesores distales hacia el extremo sur de la acumulación, sugiere un movimiento adicional en ese sentido, lo más probable influenciado por la pendiente original del valle. Los laterales y el frente de la ARB carecen de rasgos morfológicos particulares (terraplenes o *levées*). No se interpretó la posibilidad de «pulsos» durante el movimiento.

Como se estableciera, la ARB atravesó, sepultó el valle y trepó su faldeo izquierdo. Groeber (1916; págs. 6 y 28), cuando describe ese flanco entre la laguna y el arroyo Quili-Malal, no hace expresa mención allí de acumulaciones del «derrumbe». Se entiende (según el texto) que ellas no lo han alcanzado, ni depositado en ese faldeo. Aparentemente sólo reconoce que la masa «derrumbada» endicó el río Barrancas, sin progresar más allá del pie del lateral opuesto. Una interpretación similar se deduce del mapa (Lámina V) de su estudio.

En cuanto al inductor o «disparador» de la ARB que obstruyó el valle del río Barrancas, las condiciones sismotectónicas (INPRES 1977) y estructurales de la esta parte de la región cordillerana patagónica, la magnitud de sus acumulaciones, su elevado relieve relativo, etc., abogan por un promotor sísmico.

Para las grandes avalanchas de rocas que generan las cercanas lagunas de Varvar Co, situadas algo al oeste y próximas al límite internacional (González Díaz *et al.* 2000), se ha propuesto una causal similar.

Las sedimentitas cretácicas que afloran más al norte discordantes y subyacentes a un similar complejo volcánico, tal vez exigirían cautela para la acepta-

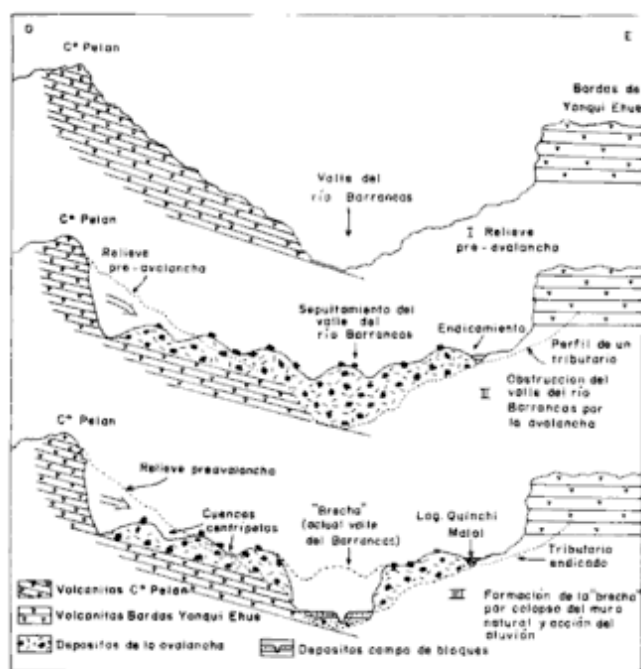


Figura 3: Perfiles esquemáticos (sin escala) que ilustran sobre el probable mecanismo y secuencia de acontecimientos en la ARB.

ción de aquella propuesta. Pese a que se conocen casos donde una excepcional precipitación, asociada a litologías y disposiciones estructurales favorables pueden promover deslizamientos, los autores se inclinan por la interpretación inicial. La comprobada ausencia de esas sedimentitas en el área del arranque y la magnitud de la ARB, refuerzan la idea de que un *shock* sísmico haya sido el inductor.

Muy próximo a la ARB (aguas arriba del «brazo este»), en un sector que estuvo ocupado por la antigua laguna de Carrilauquen (Fig. 2), se comprobó un importante deslizamiento rotacional que culminó distalmente como corriente de tierra (*earth flow*). Está ubicado en el faldeo izquierdo del arroyo Coyochos, al pie de la «Pampa de Yanqui-Ehue», al sureste del cerro Coyochos (Figs. 2 y 6). El mismo, definido como del «Tipo I» (Swanson *et al.* 1986), endicó temporalmente el arroyo, generando una efímera laguna a mayor altura que la previa laguna Carrilauquen. Su desagüe debió ser suave, paulatino y sin colapso catastrófico, por medio de un angosto curso instalado entre el deslizamiento y el faldeo oeste del arroyo Coyochos.

La posterioridad de este movimiento respecto de la ARB está determinada por sus acumulaciones, que sepultan e interrumpen el nivel de terraza que marca la altura de las aguas de la antigua laguna Carrilauquen.

Su promotor no fue determinado. Se pueden sugerir varias alternativas. Entre las más probables está un *shock* o vibración contemporáneamente asociada al colapso del endicamiento de la laguna Carrilau-

quen, o la influencia de un sismo posterior y posiblemente el debilitamiento de la parte basal de la pendiente por donde se movilizó (ante la brusca depresión de la freática por el rápido vaciamiento de la laguna Carrilauquen), y consiguiente pérdida de un previo equilibrio.

Otro deslizamiento se halla aguas arriba en el arroyo Huinganco. Si bien obstruyó efímeramente su curso, sus consecuencias fueron nulas.

(II) Laguna de Carrilauquen («Laguna Verde»)

Por el endicamiento de la ARB, la inundación del valle del Barrancas se extendió hasta la desembocadura del arroyo Ailenco. Invadió los valles tributarios originando «bahías». El valle del arroyo Coyochos es una proyección lateral o «brazo» aún presente. Su antigua extensión es estimada por los autores en 20,7 kilómetros. Su ancho era muy variable, alcanzando 5,6 km en su principal «bahía», aquella del arroyo Domuyo (Puesto Cochico).

La actual laguna Carrilauquen tiene forma de una horqueta, cuyos «brazos» (este y oeste) tenían (imagen satelital del 22/2/86) unos 2,5 y 3,6 km de largo respectivamente; Groeber (1916) le adjudicó al conjunto 5,6 km y 1 a 2 km de ancho. Hoy la superficie de la laguna está reducida a 1,79 km² y su perímetro 7.485 metros.

Groeber (1916), consideró que luego del súbito desagote, su nivel descendió unos 95 m y sugiere que en las cercanías de la obstrucción, su profundidad es de unos 25-30 metros.

La altura que alcanzaron sus aguas es aún reconocible gracias a la preservación de una berma o nivel de terraza, que circunda prácticamente toda su periferia (Figs. 2 y 6). Muestra extensas interrupciones en su margen izquierda (principalmente por deslizamientos); en la derecha el nivel es casi continuo.

Aguas arriba del arroyo Domuyo, esta terraza es aprovechada para la traza de un camino que llegaría hasta las lagunas de Varvar Co. La lámina VIII de Groeber (1916), expone con nitidez su desarrollo en el abrupto lateral este del valle del río Barrancas. Tramos de este nivel aparecen en la parte superior de la pendiente norte de las acumulaciones de la ARB, en forma de aisladas y reducidas superficies compuestas por una delgada cubierta de rodados, algunos de los cuales son discoidales. Groeber (1916, pág. 11), ha distinguido «restos de terrazas viejas», situados unos 5-10 m por encima de aquella; los autores no han logrado individualizarlos. El lecho de la antigua laguna, aparece hoy reemplazado por una planicie aluvial en la que el río Barrancas ha desarrollado un hábito anastomosado.

La existencia de esta laguna Carrilauquen estableció un nuevo nivel de base local; un consecuente

proceso de agradación ocurrió aguas arriba del endicamiento, que dio lugar a la formación de deltas en las afluencias de los tributarios desequilibrados. Intercalaciones de depósitos gruesos deltaicos con finos lacunares, se observan sobre la margen derecha del arroyo Domuyo, frente al puesto Cochico.

(III) El colapso del muro natural que endicó el río Barrancas (29/12/1914)

Para este capítulo, además de datos de antecedentes, se incorporan testimonios orales históricos de antiguos residentes o de sus descendientes. Si bien son escasos por el tiempo transcurrido, han contribuido eficazmente para el logro de un adecuado entendimiento de esta parte del proceso. Es reconocido el valor de este tipo de informaciones, que suele incrementarse cuando se describen hechos que han ocurrido hace mucho tiempo, o en áreas alejadas o aisladas, como es el caso aquí analizado.

Las primeras informaciones investigadas muestran gruesos errores al relacionar el desastre con el desborde de la lejana laguna Urre-Lauquen, en las cercanías de Puelches, La Pampa (en «Libros Copiadores» del Territorio Nacional del Neuquén 1914-1915), o su adjudicación a un movimiento volcánico o al desplome en la laguna de un faldeo de las sierras circundantes (Diario «Río Negro» 1915).

Groeber (1916), destaca la influencia en ese proceso de las precipitaciones excepcionales (nevadas) del invierno de 1914, condiciones que fueron confirmadas por los testimonios de antiguos pobladores consultados.

La secuencia de los acontecimientos sucedidos puede resumirse así: en ese año, durante la primavera (que en Cordillera suele ser tardía; hasta noviembre o diciembre), el ingreso (*inflow*) de ingentes volúmenes de agua derivados de un rápido derretimiento de la nieve acumulada en ese invierno, elevaron notablemente el nivel de la laguna.

La Sra. Avelina Canale (93 años), antigua pobladora y actual residente en el puesto Coyuco, nos refirió... «que en esa tarde no llovía»... «la laguna estaba desde los tiempos en que se hizo el mundo»... «que no hubo ningún temblor»... «el invierno había sido muy nevador y en la época del deshielo (primavera de 1914) la laguna creció mucho y se desbordó»... «que siempre el agua de la laguna escapó de entre las piedras del cierre»...y... «que el río siempre crecía aguas abajo en la primavera a pesar del muro»... Estas frases describen sucintamente la situación previa al colapso.

Respecto del día del aluvión (29/12/1914) dijo... «que el día de la rotura durante el atardecer, vieron que no podían controlar las desbordadas aguas del canal o acequia que abastecía al puesto donde vi-

vían»... (situado en el paraje conocido como «Vuelta del río»)... «el río ya venía con mucha agua»... «que su padre, don Avelino Canale (que por la mañana había ido a la veranada)... «regresó apurado diciendo que el río seguía creciendo sin parar»...y que ordenó... «disparemos para arriba que el muro de la laguna se está rompiendo». Además mencionó que había una «marca» (no dijo cual, ni dónde), una suerte de límite que de ser sobrepasado... «el de guardia» ... debía dar la alarma aguas abajo. El encargado en ese día, era un tal Carmen Vázquez, ... «el que abandonó el lugar y se chupó en el puesto Coyuco»... razón por la que no hubo advertencia del peligro. Luego del desastre ... «se marchó a Chile y no apareció más»... y advirtiendo ... «que no era un chileno sino un nacional»... como decían otras personas que oían su relato.

Otro poblador, Mario Vázquez (67 años), relató que había un gran puesto en Huinganco (Marcelino Vázquez) con potreros y grandes alfalfares regados por un canal, cuya toma estaba inmediatamente aguas abajo del endicamiento y que siempre hubo grandes filtraciones en el muro.

Para la determinación de las causas de la ruptura de estos diques naturales, se hace necesaria la evaluación de la incidencia de ciertos factores relevantes: entre otros las dimensiones de la obstrucción, el tamaño del cuerpo de agua formado, los valores del *inflow* en la laguna, y las características mecánicas y físicas del muro natural. En general la permanencia de éste será breve si la obstrucción es pequeña, más aún si la cuenca endicada es de gran extensión.

El tiempo del llenado de este tipo de reservorio natural, es directamente proporcional al tamaño de la cuenca endicada y a los valores del *inflow* (Schuster y Costa 1986). Pequeños se colmatarán rápidamente y la superación de la obstrucción (*overtopping*) promoverá su ruptura. Salvo que un escurrimiento interno o filtración (*seepage*), a través de la masa del dique equilibre el *inflow* que aporta la cuenca hacia la laguna, las aguas superarán el obstáculo.

El nivel de terraza lacunar distinguido, permite inferir que ese sistema natural tuvo durante un prolongado pero indeterminado tiempo, un estado de equilibrio entre el *inflow* y el volumen de la laguna (ya sea por *seepage* o por estacionales desbordes o tal vez por la existencia de un canal natural aliviador) un equilibrio que llegó a ser quebrado por el excepcional *inflow* de la primavera-verano de 1914.

Lo expresado coincide en gran parte con lo manifestado por la Sra. Canale respecto de las filtraciones de la obstrucción y a que el río Barrancas también «crecía» durante la primavera, aguas abajo del endicamiento.

En general, una composición con sedimentos sueltos, de grano fino y de baja densidad en un endicamiento de este tipo, lo hace potencialmente peligro-

so por su reducida resistencia a la erosión al ser desbordados, al igual que si están fuertemente saturados. Además su resistencia al corte (*shear*) será reducida y no soportará el progresivo aumento de la presión hidrostática del cuerpo de agua (Schuster y Costa 1986).

Algunos mantienen gran estabilidad, la que depende de factores tales como su geometría, un gran tamaño (altura y ancho) o volumen, de las características físicas del material de la obstrucción, de un reducido *inflow*, etc., como ha sucedido en los endicamientos de Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia (González Dfáz *et al.* 2000). También se reconoce que una importante cantidad de grandes bloques en la acumulación, forma una suerte de «armadura» o cubierta protectora que limitará el valor de la importancia de una probable disección posterior para debilitarlo.

Aparentemente la ARB tuvo altura, ancho y volúmenes compatibles con una estabilidad prolongada. Su composición por grandes y resistentes bloques asociados a partículas menores de gruesa granulometría, teóricamente aseguraba su resistencia a la erosión para el caso de ser sobrepasada por las aguas. Sin embargo, pese a contar con esas condiciones previas favorables, el muro natural colapsó, generando un gigantesco aluvión o *outburst flood* que Groeber (1916), ha estimado en unos 2 km cúbicos.

Para que ello ocurriera, incidieron factores tales como el incremento del *inflow* a partir de la primavera y un voluminoso y persistente desborde de la obstrucción con elevado poder erosivo, una consiguiente disección de sus materiales probablemente acompañada de una acelerada erosión retrocedente en su pendiente oriental. A ello debió sumarse una progresiva debilitación del endicamiento por escurrimiento interno (*seepage*) o filtración y el persistente aumento de la presión hidrostática de la laguna. Se integró así un conjunto de causas locales que fueron determinantes para la superación del equilibrio de este sistema natural.

El *seepage* pudo verse favorecido por un proceso de erosión subterránea (*piping* o «tubificación»), que contribuyó al deterioro de la obstrucción por pérdida localizada de su compactación y aumento de la porosidad. Este proceso se habría concentrado en determinadas zonas débiles de la masa como la «zona cizallada inferior», que, constituida por una brecha rica en matriz fina, Yarnold y Lombard (1989, en Fauqué *et al.* 2001) individualizaran en grandes depósitos de deslizamientos como un resultado de su cinemática.

Pushakarenko y Nikitin (1988), también han observado en grandes movimientos diferencias en la compactación de sus materiales en sus sectores basales. Durante el deslizamiento, un tramo de la masa queda rezagado por arrastre o fricción (*drag*), de modo tal que durante su acumulación ha estado sometido

a menores cargas dinámicas, lo que se refleja en su menor densidad. Constituye una zona de mayor porosidad o de fábrica abierta, proclive a las filtraciones. Este aspecto la diferencia de la porción delantera o «cabeza» (*head*) del movimiento, que al soportar fuertes presiones mecánicas al acumularse incrementa su compactación, su densidad. Una parte de la base de una avalancha rica en fina matriz o por una imperfecta compactación, puede ser un importante factor para su eventual ruptura y brechamiento del dique natural.

Resumiendo, la notable elevación del nivel de la laguna debida al gran *inflow* resultante por el derretimiento de grandes masas de nieve invernal, incrementó la filtración y un probable *piping*. Estos procesos asociados a un desbordamiento excepcional de la obstrucción y a la presión ejercida por una columna de agua de más de 100 m de altura, habrían iniciado el debilitamiento progresivo del muro natural, que culminó con su súbito colapso y generación de una gigantesca onda de un aluvión, que elaboró en las acumulaciones de la ARB una profunda y estrecha garganta (brecha).

Groeber (1916) ya destacó la incidencia de la erosión lineal y retrocedente una vez desbordada la cresta del depósito de la ARB y de la presión hidrostática ejercida por el volumen de la laguna «en ese momento».

No se logró confirmar si el colapso mostró previas fases menores sucesivas o si ocurrió en un único episodio. La Sra. Canale, manifestó que con anterioridad no hubo modificaciones físicas en el muro o en los valores del «filtrado».

(IV) Descripción de otras geoformas locales vinculadas al colapso del endicamiento

(1) *Brecha o «Garganta postavalancha»:* Como se adelantara, se identifica así a la profunda y alargada depresión de unos 270 m de largo que se extiende entre la actual boca de drenaje de la laguna y el puesto Gatica, interrumpiendo la continuidad de los depósitos de la ARB. Su génesis está vinculada a la ruptura de la ARB en su porción central. En ciertos tramos su profundidad supera los 100 m, un aspecto que depende de las irregularidades del relieve de las volcanitas infrayacentes y del espesor de las acumulaciones de la ARB. Su ancho máximo es de 550 m; el menor, 140 m, se halla en las cercanías del desagüe. Sus abruptos laterales están coronados por una empinada escarpa de erosión, desarrollada sobre depósitos de la ARB.

Un extenso coluvio oculta la base de sus pendientes, donde se acumulan los detritos de numerosos y pequeños lóbulos de flujos densos y deslizamientos de detritos. Esta cobertura tiene mayor de-

sarrollo y continuidad en la pendiente de su margen oriental en cuyos tramos basales suele observarse un cordón detrítico, paralelo al talud, similar a un *protalus rampart*. Su génesis podría estar vinculada a fenómenos de congelamiento y descongelamiento (*permafrost* estacional) y a depósitos de nieve en ese faldeo. Numerosos *rills* aparecen sobre los taludes.

(2) «*Campo de bloques*» (*block field*): Tiene un ancho máximo de 550 m y se extiende a lo largo de unos 5 km entre la salida de la laguna y la «primera estrechura», aguas abajo del puesto Huinganco. Es una planicie de superficie bastante regular, caracterizada por numerosos y sobresalientes bloques de composición y morfometría similares a los de la ARB, rasgos que evidencian su escaso transporte.

Para tan corta extensión su pendiente es acentuada (unos 4°-5°). En sus depósitos, carentes de gradación y selección, se distinguieron varios niveles de terrazas de erosión, cuyo mayor número (4) se localiza próximo a la lagunita de Quili Malal; en otros dos más inferiores hay una exclusiva participación de arenas y rodados fluviales.

En este tramo, los rápidos o «correderas» del Barrancas (que hacen imposible su cruce a pie o en cabalgaduras) se deben a enormes bloques residuales presentes en su cauce. El único vado seguro se halla aguas abajo de la lagunita Quili Malal, en el extremo sur de la planicie.

El «campo de bloques» se relaciona genéticamente con la fase depositacional proximal y final del aluvión, a partir de un mecanismo afín a un flujo denso del tipo *debris flow*, lo que explicaría las estructuras sedimentarias del depósito, propias de un diamictón. Groeber (1916) no hace ninguna precisa referencia a esta geoforma. Habla de un «cono fluviátil» previo al colapso del dique y compuesto por «piedras y bloques», el que se mantuvo hasta la ruptura, «pero que ahora ha desaparecido completamente».

Su espesor fue tal que obstruyó la afluencia del arroyo Quili Malal al Barrancas, dando origen a la lagunita de Quili Malal (Figs. 2 y 6); allí tiene 10 metros.

Otro «campo de bloques» se reconoció aguas arriba de la alejada población de Barrancas. En este caso el mecanismo de su formación tendría similitud con la de un abanico aluvial en el piedemonte: una modificación en la geometría de su cauce (Bull 1964). El gigantesco aluvión que allí ocupaba la estrecha garganta desde un lateral al otro, al ingresar a un tramo donde el valle se ensancha, depositó súbitamente buena parte de su gruesa carga detrítica. Un precario camino vehicular que nace en el extremo norte del puente sobre el río Barrancas, facilita el acceso y reconocimiento del depósito.

Principales características sedimentológicas del aluvión

Groeber (1916) estimó que el volumen de agua «que formó la creciente» fue de unos 2 km cúbicos. El ingeniero Blencowe (en Coleman 1949) calculó la súbita descarga en unos 1,8 km cúbicos.

Si bien es limitada, la información regional sobre este episodio ocurrido en la cuenca del río Colorado, sugiere la ocurrencia de modificaciones en las particularidades sedimentológicas y la tipología del aluvión en su progreso por los valles del Barrancas y el Colorado.

En su tramo superior (principalmente entre el endicamiento y la afluencia del río Grande), su comportamiento debió ser afín al de un flujo hipersaturado (con 40 a 80% en peso de sedimento; Scott 1988) similar a un *debris flow*, caracterizado en este caso por una carga de grandes bloques, cuyas acumulaciones exponen las características propias de un diamictón. En su constitución además de los materiales del colapso del endicamiento, participaron también los pertenecientes a planicies aluviales, niveles de terrazas fluviales, y abanicos aluviales de tributarios, los que al paso del aluvión fueron incorporados (*bulking*; Costa 1988, en Scott 1988).

Estas conclusiones se ven facilitadas por los relatos de testigos, por la documentación no profesional obtenida y las locales observaciones realizadas entre la laguna y Barrancas. Según Hernández (1980), de los fértiles campos de pastoreo o de cultivo marginales al río Barrancas, «sólo quedó un manto de pedregullo estéril».

A partir de la unión de los ríos Barrancas y Grande hubo una rápida reducción del volumen y del tamaño de su carga sólida, cambios que de acuerdo a esos relatos, se podrían reconocer hasta las localidades de Río Colorado y Buena Parada. Además no se descarta la progresiva disipación de su energía durante su extenso recorrido y que la incorporación de los caudales del río Grande hayan favorecido la dilución o reducción de la concentración (*debulking*) de sus sedimentos.

En ese tramo (arbitrariamente definido como inferior) se habría movilizó como un *mud flow*, donde los sedimentos finos (arenas, limos y arcillas) constituyeron el porcentaje más significativo de su carga.

Aguas abajo de aquellas localidades citadas, no hay información concreta que permita extender este tema.

Síntesis de los daños y consecuencias

A fines de 1914, el Ferrocarril del Sur se extendía hacia el oeste a partir de Bahía Blanca, por las márgenes del valle del río Colorado hasta Fortín Uno, donde se desviaba hacia el sur, hacia Choele-

Choel, en la «costa» del río Negro; su recorrido finalizaba en la ciudad de Neuquén.

La figura 4 expresa adecuadamente la magnitud del recorrido del aluvión y la situación de las principales poblaciones o parajes afectados; también datos geográficos de interés. Cada número tiene su correspondencia con el siguiente listado.

1. Laguna Negra.
2. Laguna Fea, cabeceras del río Barrancas.
3. Punto de afluencia del arroyo Ailíneo al río Barrancas. Límite norte de la extensión de la laguna Carrilauquen.
4. Extensión de la laguna Carrilauquen con anterioridad al colapso del endicamiento. Según el Ing. Blencowe (Coleman 1949), ocurrió a las 16 horas del 29/12/1914.
5. Avalancha de rocas del río Barrancas.
6. Extensión de la actual laguna de Carrilauquen.
7. Paraje Vuelta del Agua (puesto de la familia Canale). En este estrecho tramo de la garganta el aluvión alcanzó 32 m de altura. Según los lugareños, el cercano deslizamiento del cerro Cortado («Puerta Domu-Có»), ocurrió al paso del aluvión.
8. Afluencia del arroyo Guaraco. Arrasó con las viviendas, los campos de cultivo de las pequeñas terrazas y del abanico aluvial, allí establecidos.
9. Población de Barrancas. El aluvión arribó a las 20 horas del día 29; alcanzó los 17 m de altura («La Nación»; enero de 1915), destruyendo la mayor parte de las casas, las comisarías, potreros, alfalfares y alamedas situados en su planicie aluvial y terrazas bajas. La capa de bloques que cubrió esos terrenos los hizo irrecuperables. Teniendo en cuenta los 90 km que median entre la ARB y la población de Barrancas y los horarios adjudicados al colapso del endicamiento y al arribo del aluvión a esta localidad, la velocidad de éste habría sido de 20 km/hora. Sin embargo, considerando lo manifestado por la Sra. Canale (... «que se rompió al atardecer»...), es probable que la verdadera hora de la ruptura del muro haya sido posterior a la mencionada por el Ing. Blencowe y que por lo tanto, su velocidad haya sido mucho mayor, máxime si se toma en cuenta las alturas del aluvión en la «Vuelta del río» y en la misma localidad de Barrancas.
10. En la unión de los ríos Barrancas y Grande, se origina el río Colorado. Entre Barrancas y dicha afluencia existía una gran extensión de campo cultivable sobre la pendiente externa de las sinuosidades del curso. Todo desapareció. El aluvión también invadió aguas arriba el área de la desembocadura del río Grande. Según el Ing. Kambo (o Cambo) ... «la creciente destruyó todo en el valle del Barrancas».
11. En «Paso de Bardas» o «de las Bardas» se hallaba la estancia «La Marguerite» (Groeber 1916). Todo el establecimiento fue destruido (casas, puestos, cientos de hectáreas de alfalfares). Sólo quedaron algunos álamos y ruinas. El aluvión llegó a medianoche sorprendiendo a todos durmiendo; no hubo sobrevivientes. El cauce del río Colorado llegó a tener 1.500 m de ancho y una altura de sus aguas de 9 metros.
12. Puesto Hernández. Adrián M. Rebolledo (92 años) -hoy residente en Buta Ranquil- relata: ... «yo tenía 7 años, vivíamos en la costa del río Colorado»... «la creciente pasó cuando estaba aclarando (30/12/1914)»... «alcanzaba los 5 m de altura»... «era un barro que llevaba árboles, animales, que levantaba las parvas de pasto, los ranchos»... «Nos salvamos escapando con lo justo hacia los médanos cercanos»... «parecía que nadie hubiese vivido allí luego de la pasada del crece»...
13. Desfiladero Bayo. Desaparecieron los puestos cercanos al río, al pie de la llamada «Travesía Grande»... «numerosos pobladores se salvaron porque era de día y porque la creciente vino precedida por una nube que parecía de tierra y un fuerte viento a pesar de que era un día sereno»... «La «nube de tierra» debió relacionarse con el polvo que suele acompañar a los deslizamientos secundarios que ocurren sobre los laterales (de las bardas), por una

desestabilización de sus pendientes provocada por las vibraciones que se producen al paso del aluvión.

14. Octavio Pico. Soportó graves daños según relatos extractados de un documental (video), producido por «Rodeo» y Canal 7 de Neuquén.

A partir de aquí se hallaba la zona de «las colonias», la región más progresista del oeste en esos tiempos. Algunas de ellas aún hoy subsisten y son importantes núcleos poblacionales y económicos.

15. Peñas Blancas.

16. Colonia 25 de Mayo. A esta última llegó el aluvión a las 14 horas del día 30. En la ... «gran casa de negocios de Fermín Ezquerria»... su altura era de 7 metros. En «la colonia» alcanzó 5 metros. Entre la laguna Carrilauquen y Meridiano X se contaron 65 muertos y entre Peñas Blancas y 25 de Mayo hubo 110 personas fallecidas y 58 desaparecidos. David Sánchez, juez de La Copelina, informa al Gobernador de La Pampa que tuvo noticias de ... «la gran creciente el 30/12/1914»... y que se encontró con Andrés Reid quien dijo... «en todo el valle no quedaba nada vivo».

Según la viuda del comisario Antonio Díaz... «en la Colonia 25 de Mayo la correntada tenía 10 m de alto»... El 60% de su población perdió la vida. El río llegó a tener 800 m de ancho, cuando su cauce normal sólo era de 40 metros.

17. Colonia Catriel (ex «Costa del Colorado»)... «el 30/12/1914, al caer la tarde»... «se vio»... «aparecer una enorme polvareda, con ciertos reflejos metálicos que avanzaba apresuradamente»... se creyó... «que era una tormenta de tierra»... sin embargo... «dio tiempo a que algunos pobladores se pusieran a salvo disparando a caballo hacia la barda»... (Diario «Río Negro»; 9/1/1915). Se hablaba de 60 desaparecidos... «Pronto llegó la enorme masa de agua que sepultó o arrastró todo a su paso»... «convirtió a la colonia en pocas horas, en un verdadero desierto»... Para el Ing. Kambo, alcanzó 6,40 m de altura.

18. Colonia Isla Chica. Sufrió graves daños al paso del aluvión.

19. Actual embalse de «Casa de Piedra».

20. Muro del Dique «Casa de Piedra».

21. Paraje «La Japonesa». Inundación con grandes perjuicios materiales.

22. Sierra de Choique Mahuida.

23. Fortín Uno. Desde esta estación del FC Sur hasta la de Pichi Mahuida, desapareció la línea telegráfica. Entre Fortín Uno y Fortín Mercedes el agua llegó a cubrir 3 m de los postes telegráficos. El cauce del Colorado tuvo 5 leguas de ancho.

24. Pichi Mahuida. La creciente que arribó el 3/1/1915 en la madrugada ... «se llevó la rampa de acceso del puente sobre el río Colorado»... El jefe de la estación informa a Coleman ... «que tenía el agua hasta la cintura y que la abandonaba»... Luego del paso del aluvión ... «una capa de barro de 20-30 cm sepultó todo»... (Coleman 1949). La destruida estación ... «estaba cubierta por 1 m de barro»... La ubicación de la población sobre la banda norte del río, impidió que sufriera mayores daños. En cambio, en la margen rionegrina, ... «la creciente cubrió la vía férrea, alcanzando una altura de 3,50 metros»... y depositando enormes cantidades de arena.

25. Afluencia del río Curacó o Chadileuvú al río Colorado.

26. Juan de Garay. En esta pequeña estación, el agua llegó a unos 3 m de altura sobre los rieles ... «El río creció 3 m en 4 horas y continuó»... (Diario «La Nación»).

27. Río Colorado. Situada en la baja orilla rionegrina, fue alcanzada por la inundación. De acuerdo a referencias de los pobladores (Coleman 1949), el río incrementó su ancho hasta tener casi ... «dos leguas de ancho»... y el agua ... «era barrosa y de color chocolate»... La «creciente» llegó el 3/1/1915 a las 7 de la mañana. Testimonios de sus habitantes señalaron que ... «sintieron un rumor semejante a un cañoño, sordo, feroz, amenazante»... Aquí las pérdidas de vidas fueron reducidas respecto de las ocurridas en la parte alta del valle, probablemente por un alerta previo, ya que se tenían vagas noticias de que el río había comenzado a desbordarse (Rögind 1937) o debido a una merma de su fuerza destructora. Sin embargo... «la destrucción fue total»... («La Nación»; 20/

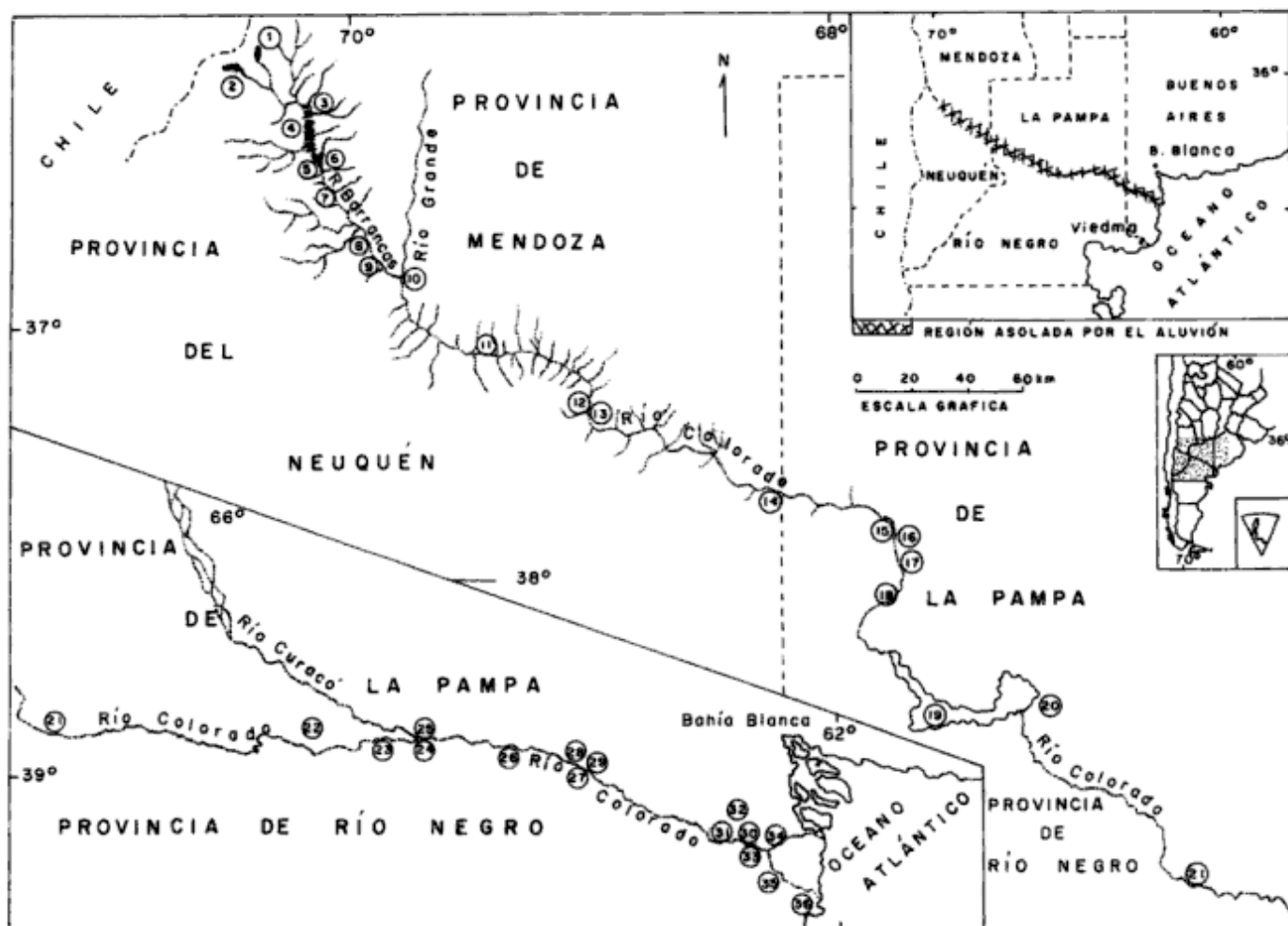


Figura 4: Mapa de la región recorrida por el aluvión, que facilita la localización de los principales lugares afectados.

1/1915). Fotografías en los trabajos de Rögind (1937) y Coleman (1949), muestran a las claras la magnitud de los daños. El metálico puente ferroviario fue «torcido» y unos 140 km de vías destruidos.

28. Buena Parada. Pequeña villa situada a unos 3 km de Río Colorado. Su escasa población se salva porque Coleman (1949), los obligó a refugiarse en la estación, en los vagones y en el galpón de las locomotoras, en cuyos techos permanecieron durante 7 días. La altura de la inundación era de 7 metros y su extensión de 2 leguas. El primer tren de auxilio pretendió avanzar más allá de Río Colorado, pero a unos 15 km fue detenido por las aguas que cubrían los rieles (más de 2 metros). El socavamiento de los terraplenes causó una fuerte inclinación de los vagones obligando a sus ocupantes a abandonarlos y ... «armar campamento en lomas vecinas»... Entre Río Colorado y Buena Parada el pico de la creciente se mantuvo entre el 6 y el 8 de enero, comenzando su descenso el día 9. Coleman (1949) relata que ... «un carnicero de la estancia de Duhau, llegó al campamento a caballo, nadando el animal por encima de los cables del telégrafo»... Hay una estimación de la velocidad de la corriente entre Buena Parada y Río Colorado de 6 a 7 millas/hora (Diario «La Nación»). El ... «barro sepultó postes y alambrados»... Para el 18/1/1915, ambas poblaciones se hallaban todavía bajo 3 m de agua (Diario «La Nación»). Cien kilómetros de vías férreas fueron destruidas entre Fortín Uno y Río Colorado y los terraplenes arrasados en numerosos tramos, provocando un prolongado aislamiento (del 4/1 al 26/1/1915) más allá de Río Colorado.

29. La Adela. Sus pobladores se refugiaron en las cercanas bardas, salvando sus vidas. Fueron alojados en la cercana estación

Las Gaviotas.

30. Fortín Mercedes. Unos 100 km de línea telegráfica destruidos entre ésta y Fortín Viejo. ... «Fortín Mercedes era una isla»... «es violenta la corriente».

31. Pedro Luro.

32. Hilario Ascasubi. Entre ambas estaciones se derrumban tramos de los terraplenes del FC al Pacífico; vuelcan una locomotora y vagones, interrumpiendo más aún las comunicaciones.

33. Estación J.A. Praderas. Dos puentes ... «se hallan en situación peligrosa»... (Diario «La Prensa»).

34. Estancia La Selva. Las aguas la rodearon con más de 1 m de profundidad.

35. Fortín Viejo. El 25/1/1915 ... «aún había mucho agua que corría con fuerza hacia el sur»... (Diario «La Prensa»).

36. Riacho Azul. En el «delta» del río Colorado, ya próximo a su desembocadura en el Atlántico, la creciente rompió los albardones naturales a la altura de ese paraje.

Riesgo potencial de nuevas obstrucciones en la cuenca del río Barrancas

Los autores lo consideran elevado. Similares condiciones morfológicas, litológicas, estructurales y sismotectónicas (INPRES 1977) comprobadas a lo lar-



Figura 5: Magnitud de algunos bloques de la avalancha de rocas del río Barrancas. Las dos personas encaramadas sobre el bloque en primer plano, sirven de escala.

go de la extensa garganta del río Barrancas, llevan a no descartar la posibilidad de una obstrucción de ella, su valle o de alguno de sus tributarios principales.

El estudio regional de los grandes deslizamientos en una extensa área del norte del Neuquén y de sus numerosos cuerpos de agua asociados (González Díaz 1998a, b), aboga por esto último.

La región que abarca el área de estudio es considerada como de «baja a moderada intensidad sísmica» (INPRES 1977). Los datos sobre la misma facilitados por esta institución (período 1928/95), no registran terremotos de magnitud. Se destacan cuatro eventos con magnitudes 5,5 (año 1932), 6,5 (1940), 6,5 (1955) y 4,5 (1984). El primero tuvo su epicentro al oeste de la población de Barrancas; los restantes se hallan más alejados. Además hay una decena de sismos, no muy alejados, de los que no hay registros. La profundidad es muy variada, entre 20 y 120 kilómetros.

La zona se localiza a unos 300 km de la fosa oceánica y a sólo 200 km del litoral pacífico, en un sector latitudinal que ha sido afectado por siete terremotos destructivos en el siglo XX (Castaño y Bastías 1981), incluyendo entre ellos, aquél de magnitud 8,4,

que destruyó la región chilena de Concepción.

La falta de estudios sobre posibles fallas cuaternarias y sobre una factible secuencia de sus movimientos, no descarta la probabilidad de que haya estructuras activas con períodos de retorno moderados o prolongados. Lamentablemente la disponibilidad de un breve lapso con control instrumental o de referencias históricas, hace que su potencial sea deficientemente detectado. Pese a ello, la sismicidad de esta región donde han ocurrido los sismos de mayor magnitud de la centuria pasada y la situación de la zona de estudio respecto de probables epicentros, se consideran elementos de juicio suficientes como para configurar un cuadro sismotectónico que llegue a disponer de suficiente energía como para dar lugar a movimientos de la índole descrita.

Limitando el interés exclusivamente en la cuenca del río Barrancas, se han reconocido aguas arriba de la población homónima, varios movimientos importantes:

a) En la «Puerta de Domu-Có», el deslizamiento del cerro Cortado es un ejemplo. Los lugareños sugieren su contemporaneidad con el aluvión. En tales circunstancias, sus acumulaciones habrían sido removidas, lo que no se observa.



Figura 6: Montaje no controlado del área de la avalancha de rocas de Barrancas.

b) El valle del arroyo Cari Muehue, se halla colmado desde sus cabeceras hasta su afluencia al Barrancas por los depósitos de un gigantesco flujo (*earth flow*), iniciado como deslizamiento rotacional. Ha sido considerado como acumulaciones de *till* (Dirección Nacional del Servicio Geológico 1995).

c) Una extensa zona de deslizamientos rotacionales con fase distal de *earth flow*, se dispone a lo largo del flanco sur de las «bardas de Domu-Có» (Co. Bayo), al norte de los puestos de Coyuco.

d) En la zona de los puestos de Lonquito y de Lonco Vaca (al norte del arroyo Domuyo), ocurrieron durante la campaña, numerosos deslizamientos translacionales y flujos, condicionados por planos estructurales y la litología de las sedimentitas de la Formación Agrio y del Grupo Rayoso. En épocas de intensas precipitaciones sus desplazamientos destruyen el ascenso por el camino a la «Pampa de la laguna Pitral Lauquen».

d) Una situación similar, aunque de mayor envergadura, se observa en el flanco norte del amplio valle del Domuyo, entre su afluencia al Barrancas y el puesto Cochico.

e) Una gigantesca zona de deslizamientos múltiples rotacionales se extiende a partir de las cumbres de ambas divisorias del valle de las Lagunitas o Blanco, aguas arriba de su afluencia al arroyo Domuyo (González Dfáz 1998b). Es visible hacia el norte y el sur del cerro Calabozo.

f) Un pequeño deslizamiento ocurrido hace dos años en las proximidades del arroyo Menucos («Puerta del Barrancas»), alarmó a los pobladores situados aguas abajo, al endicar efímeramente el curso del río Barrancas. Su reducido volumen hizo que rápidamente fuera superada la obstrucción.

Se detectaron otros sectores en la cuenca, en los que si bien carecen de evidencias de movilización, su actitud estructural y constitución, los sitúa como proclives a la espera del inductor adecuado. Frente al puesto Huinganco un alto espolón de las «bardas de Yonqui-Ehue» cercano a la lagunita Quili Malal, reúne esas condiciones: sus heterogéneas capas volcánicas inclinan hacia el eje del valle. El volumen rocoso a movilizar bien podría endicar nuevamente al río Barrancas. También en las cercanías de la desembocadura del arroyo Guaraco se dan similares condiciones.

Conclusiones

1) El «derrumbe» (Groeber 1916), que endicó el río Barrancas originando la laguna de Carrilauquen en tiempos no conocidos, es definido aquí como un movimiento complejo (avalancha de rocas), con un mecanismo que en su fase inicial se correspondió a un deslizamiento del tipo planar, condicionado por

planos de estratificación en volcanitas y distalmente como un flujo. Se desconocen los tiempos de su ocurrencia.

2) Por su gran magnitud es definido como una avalancha de rocas, que obstruyó el valle del río Barrancas y generó una gran laguna (Carrilauquen), que cubrió una extensión cercana a los 22 km del citado valle.

3) Su velocidad ha sido estimada en 269,61 km/hora y su *run-up* en 180 metros.

4) Las condiciones sismotectónicas del área y hechos similares analizados en esta parte del norte del Neuquén, sugieren que su promotor sería un sismo.

5) La conservación de una estrecha terraza lacunar que margina toda su periferia, permite establecer con precisión el área inundada que ocupó la laguna Carrilauquen.

6) El colapso de ese dique natural ocurrió el 29/12/1914. Se interpreta como debido a la suma de varias causales: un inusitado incremento del *inflow* en su cuenca luego del derretimiento de la nieve relacionada con un invierno de excesivas precipitaciones, seguido de un gran desborde y superación del muro natural, con la consiguiente y profunda disección. Un aumento del escurrimiento interno o filtración (*seepage*) a través de la masa de la obstrucción (tal vez asociado a *piping*), sumado al contemporáneo incremento de la presión hidrostática por ascenso del nivel de las aguas de la laguna, contribuyeron activamente a debilitar la estructura de la obstrucción.

7) El colapso y súbito vaciamiento de la laguna generó un aluvión (*outburst flood; jökulhlaup*) de gigantescas proporciones (2 km³), que arrasó el valle del Barrancas y se proyectó a lo largo del río Colorado (1.250 km), destruyendo la incipiente pero progresista economía agrícola-pastoril de su valle. Una síntesis de daños y un mapa con la situación de los lugares afectados, brindan un claro panorama del desastre.

Agradecimientos

Esta investigación ha sido posible gracias al subsidio correspondiente al Proyecto PIA 6577/96, otorgado por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) y fondos de la Universidad Nacional de San Luis (Proyecto 348901).

Se agradece la colaboración de L. Grandón, poblador de Barrancas, para establecer contactos con antiguos pobladores -testigos del fenómeno- o sus descendientes, en particular con A. Canale del puesto Coyuco. También nuestro reconocimiento al Director General de Archivos de la Provincia del Neuquén, R. Pascuarelli y a P. Schmidt de la Facultad de Cs. Agrarias de Cinco Saltos, que brindaron sus servicios para la búsqueda de información no profesio-

nal vinculada a la catástrofe. A L. Escosteguy por su colaboración en campaña, a L. Saccomani por la determinación de las muestras microscópicas y a las técnicas fotogramétricas de la Dirección Nacional de Geología y Minería, L. Chiavetti y A. Bonvecchi, por la restitución del área de la avalancha de rocas del río Barrancas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bull, W.D., 1964. Geomorphology of alluvial fans in Fresno County, California. U.S. Geological Survey Professional Paper 352-E: 90-128.
- Castaño, J. y H. Bastías, 1981. Análisis del riesgo sismotectónico y su aplicación a la estimación del riesgo sísmico. INPRES, Publicación Técnica 7: 1-42. San Juan.
- Coleman, A. H., 1949. Mi vida de ferroviario inglés en la Argentina: 1887-1948: Al vaciarse un lago cordillerano, provoca una gran inundación, Capítulo III: 241-250. Bahía Blanca.
- Diario «RIO NEGRO», 1915. La creciente del río Colorado. Año III, número 122.
- Dirección Nacional del Servicio Geológico, 1995. Mapa geológico y de recursos minerales de la provincia del Neuquén, escala 1:500.000. Buenos Aires.
- Fauqué, L.E., Cortés, J.M., Folguera, A. y Etcheverría, M., 2001. Avalanchas de rocas asociadas a Neotectónica en el valle del río Mendoza. Peligrosidad Geológica Asociada. Hoja 3369-15, Potrerillos, Mendoza. SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas (Peligrosidad Geológica 2), 57 pp. Buenos Aires.
- Francis, P.W. and Baker, M.C.W., 1977. Mobility of Pyroclastic flows. *Nature*, 270: 164-165.
- González Díaz, E.F., 1998a. Mapa geomorfológico de la Hoja Geológica «Las Ovejas», Provincia del Neuquén, escala 1:250000. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada (SEGEMAR). Inédito.
- González Díaz, E.F., 1998b. Mapa Inventario de grandes movimientos gravitacionales en la zona comprendida por los paralelos 36° 00' y 37° 00' y el meridiano 70° 00' y el límite argentino-chileno. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada (SEGEMAR). Inédito.
- González Díaz, E.F., Fauque, L.E., Costa, C.E., Giaccardi, A.D., de Palomera, R.P.A. y Pereyra, F., 1997. La avalancha de rocas del Potrero de Leyes, Sierras Pampeanas australes, Sierra Grande de San Luis, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (1): 93-107. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Fauque, L.E., Giaccardi, A.D. y Costa, C.H., 2000. Las lagunas de Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia (N del Neuquén, Argentina): su relación con avalanchas de rocas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55 (3): 147-164. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1916. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del río Colorado (Territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín n° 11 (Serie B, Geología): 1-29. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947. Observaciones a lo largo del Meridiano 70. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauquen. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 2: 307-408. Buenos Aires.
- Hernández, R.O., 1980. La Crezca Grande. Mi Tierra. Apuntes para la Historia Pampeana, Primera Nota, n° 130: 1-16. Santa Rosa, La Pampa.
- Holmberg, E., 1978. Rasgos geomorfológicos. En: Geología y recursos naturales del Neuquén. Relatorio 7° Congreso Geológico Argentino: 119-127. Buenos Aires.
- INPRES, 1977. Publicación Técnica 5, 38 páginas. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. San Juan.
- Keefe, D.K., 1984. Rock-avalanches produced by earthquakes: source characteristics. *Science*, 223: 1288-1290.
- Libros Copiadores de la Gobernación del Territorio Nacional del Neuquén, años 1914 y 1915. Sistema Provincial de Archivos, Ministerio de Gobierno, Educación y Justicia, Gobierno del Neuquén.
- Méndez, V., Zanettini, J.C. y Zappettini, E.O., 1995. Geología y metalogénesis del Orogéno Andino Central. Dirección Nacional del Servicio Geológico. *Anales* 23, 190 pp. Buenos Aires.
- Narciso, V., Santamarina, G. y Zanettini, J.C., 1998. Hoja Geológica 2769-I (Barrancas), escala 1:250000. Provincias del Neuquén y Mendoza, Boletín n° 253. SEGEMAR. Buenos Aires.
- Plan Cordillerano, 1968. Cartas Geológicas «K» y «L». Programa para las Naciones Unidas para el Desarrollo. Dirección Nacional de Fabricaciones Militares (Inédito).
- Pushakarenko, V.P. and Nikitin, A.M., 1988. Experience in the regional investigation of the state of mountain lake dams in Central Asia and the character of breach mudflows formation. In: Kozlovskii, E.A. (Ed.): *Landslides and Mudflows*, Vol. 2, Part I, Chapter 2: 10-19, UNESCO. Moscú.
- Ramos, V.A., 1978. Estructura. En: Geología y Recursos Naturales del Neuquén. Relatorio del 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén): 99-118. Buenos Aires.
- Röging, W., 1937. Inundación del Río Colorado. Historia del Ferrocarril del Sur, Capítulo 49: 531-536. Buenos Aires.
- Schuster, R.I. and Costa, J.E., 1986. A perspective on landslide dams. En: Schuster, R.I. (Ed.): *Landslide Dams-Processes, Risk and Mitigation*. American Society Civil Engineering, Geotechnical Special Publications 3: 1-20. N.York.
- Scott, K. M., 1988. Origin, behavior and sedimentology of lahars-runout flows in the Toutle-Cowlitz River System. U.S. Geological Professional Paper 1447: 1-70.
- Secretaría de Minería, 1982. Convenio de Cooperación Internacional del Japón-Secretaría de Minería. Informe de estudios básicos sobre exploración de recursos minerales en la República Argentina, Fase I, Mapa de compilación de datos geológicos y de recursos minerales, escala 1:250000. SEGEMAR. (Inédito).
- Swanson, F.J., Norio Oyagi and Masaki Tominaga, 1986. Landslide dams in Japan. En: Schuster, R.I. (Ed.): *Landslide Dams-Processes, Risk and Mitigation*. American Society of Civil Engineering, Geotechnical Special Publications 3: 131-145. N. York.

Recibido: 7 de junio, 2000

Aceptado: 10 de agosto, 2001

Interpretación geológica de los datos geofísicos del sector oriental de la provincia de La Pampa

José KOSTADINOFF^{1,3}, Eduardo LLAMBIAS^{2,3}, Ariel RANIOLO^{1,3} y Guillermina ALVAREZ¹

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

² Universidad Nacional de La Plata, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 628, (1900) La Plata

³ CONICET

E-mail: gfkostad@criba.edu.ar

RESUMEN. El sector este de la provincia de La Pampa, comprendido entre los 66° y 63° de longitud oeste y los 35° y 37° de latitud sur, fue estudiado utilizando métodos gravimétricos, magnetométricos y escintilométricos. El área estudiada es de 87.000 km². Los mapas gravimétricos y magnetométricos muestran diferentes diseños. El campo magnético terrestre muestra dos diferentes áreas, una negativa (déficit de masa) en el sector oeste del área prospectada y la otra positiva (exceso de masa) en el sector este. El área negativa coincide con la distribución de las rocas riolíticas permotriásicas y granitos que se hallan en el área de Chadileuvú. El área positiva es atribuida a la extensión sur del basamento de las Sierras Pampeanas. En esta área se ha reconocido un *rift* con rumbo NNO - SSE de 240 km de longitud y 15 km de ancho. Los modelos gravimétricos indican que éste contiene 4.900 m de roca sedimentaria. Esta estructura es nueva y se ha denominado *rift* de Quehué.

Palabras clave: Geofísica, Gravimagnetometría, Estructura, Litología, La Pampa

ABSTRACT. Geological interpretation of geophysical data from eastern La Pampa province. The eastern part of La Pampa province, between 66°W and 63°W and 35°S and 37°S was studied using gravimetric, magnetometric and scintillometric methods. The area studied covers 87,000 km². The gravimetric and magnetic total field charts show different patterns. The gravimetric terrestrial field shows two different areas: a negative one (deficit of mass) in the west and a positive one (excess of mass) in the east. The negative area coincides with an area of Permo-Triassic rhyolites and granites in the Chadileuvú block, whereas the positive area is attributed to the southern extension of the basement of the Sierras Pampeanas. In this area a rift trending NNW-SSE, 240 km long and 15 km wide was recognised. The gravimetric model indicates that it contains a 4,900-m thickness of sedimentary rocks. This structure is new and it has been named the Quehué rift.

Key words: Geophysics, Gravimagnetometric, Structure, Lithology, La Pampa

Introducción

La provincia de La Pampa se encuentra en el centro de Argentina y es una zona de transición entre Patagonia y el resto del país. Las diferencias geológicas entre ambas regiones ya han sido señaladas por Keidel (1922, 1939), no descartándose que los núcleos más antiguos de la Patagonia correspondan a un continente diferente del de Gondwana como ha sido postulado por Ramos (1984). Tampoco es clara la relación entre las unidades geológicas de La Pampa y las de la provincia de Buenos Aires, ya que se interpone entre ambas una espesa cobertura sedimentaria que impide su conocimiento.

Lamentablemente los afloramientos del sector central de La Pampa, cuya importancia geológica es relevante para comprender la relación entre la Patagonia y el resto del país, tienen reducidas dimensiones. El relieve es muy suave, casi el de una llanura, y la amplia cobertura sedimentaria neógena, impide la identificación precisa de las rocas más antiguas y de

sus estructuras. No obstante, los estudios que se han llevado a cabo durante los últimos años han permitido establecer, aunque en forma preliminar, dos grupos de estructuras: 1) las N-S, cuyas edades predominantemente son del Paleozoico temprano y que delimitan grupos de rocas con edades proterozoicas, al oeste de la región estudiada, y del Paleozoico temprano, y 2) las NO-SE, cuyas edades son del Paleozoico tardío y controlan la efusividad del ciclo ígneo Choiyoi, de edad permo-triásica (Linares *et al.* 1980; Tickyj 1999; Sato *et al.* 1998, 1999, 2000).

Esta investigación tiene por finalidad delimitar por medios geofísicos las características geológicas del basamento que se halla, en su mayor parte, cubierto por un delgado espesor de rocas sedimentarias.

Se utilizaron métodos potenciales, gravimetría y magnetometría, que permitieron calcular las anomalías de la corteza terrestre y, con ellas, elaborar modelos geológicos sobre la extensión de cada una de las rocas del basamento, su estructura, y en determinadas condiciones, su composición petrográfica. Esto

último es posible cuando en la región estudiada los pequeños afloramientos se correlacionan con las anomalías geofísicas.

Si bien los afloramientos de las rocas del basamento de la provincia de La Pampa (eruptivas y metamórficas) son escasos y dispersos, son suficientes para elaborar un modelo geológico sobre la base de las anomalías gravimagnéticas observadas.

En esta primera etapa se relevó la parte oriental porque cuenta con una altimetría adecuada para esta investigación. Será necesario continuar en lo futuro hacia el oeste para obtener una mayor expresión regional de las grandes estructuras. La carencia de una topografía con información altimétrica adecuada, dificultará sin duda esta segunda parte de la investigación.

Durante este relevamiento, de 87.000 km², se han encontrado diversas estructuras cuyas interpretaciones serán analizadas en el presente trabajo.

Área de estudio

Se encuentra ubicada al este de la longitud 66°00' hasta el límite con la provincia de Buenos Aires, y abarca al sur de los 35°00' de latitud hasta el río Colorado (Fig. 1). La región se caracteriza por un paisaje de llanura con varias singularidades geográficas destacables como los valles (Maracó, Utracán, Daza, Gral. Acha, Argentino, Quehué), salinas (Grandes, Colorada Grande, Anzoategui, La Negra, San Máximo), lagunas (La Amarga, Urre Lauquen, La Dulce, La Blanca Grande, Callaqueo), elevaciones (Lihué Calel, cerro Los Viejos, sierra del Choique Mahuida, sierra Chata y sierra Chica) y los ríos Colorado y Curacó.

En gran parte de estos lugares se hallan los afloramientos de rocas que han sido utilizados para el modelo geológico y geofísico de la región.

Marco geológico

Las rocas pre-triásicas de la provincia de La Pampa se distribuyen en una faja NO-SE y fueron agrupadas por Criado Roqué (1972) en el Cinturón Móvil Mendocino – Pampeano, que posteriormente fue designado como Provincia Geológica Sanrafaelino – Pampeana (Criado Roqué e Ibañez 1979). Esta distribución, oblicua a las estructuras N-S tan comunes en la Argentina, ya había sido reconocida por Windhausen (1931, p. 159 y 513) quien la denominó arco de los Gondwánides, y la caracterizó por los «plegamientos interpérmicos».

Los trabajos realizados posteriormente permitieron determinar que las rocas ígneas del ciclo Choiyoi son las únicas que siguen la orientación señalada. Ella se debe al control ejercido por estructuras con este rumbo

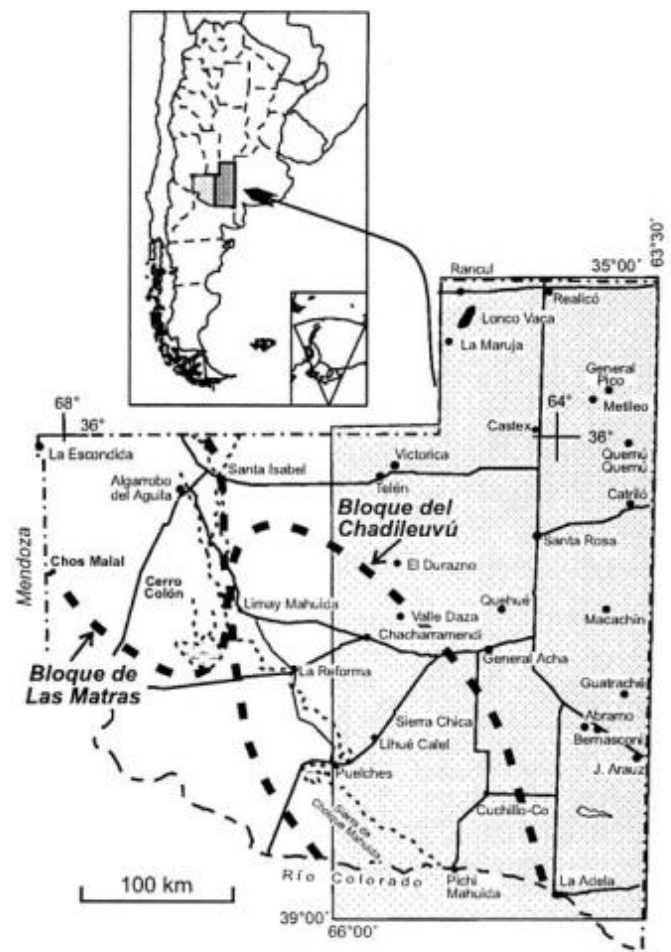


Figura 1: Mapa de ubicación.

(Linares *et al.* 1980; Llambías *et al.* 1996). Con anterioridad al Paleozoico tardío los afloramientos tenían una distribución N-S, y los estudios recientes (Sato *et al.* 1998, 1999; Tickyj 1999; Melchor *et al.* 1999) han permitido establecer dos grandes grupos de afloramientos: 1) al este de Limay Mahuida (66°30'O) las rocas son correlacionables con las de las Sierras Pampeanas de San Luis; 2) al oeste de Limay Mahuida se encuentran rocas con edades Grenvillianas y que son correlacionables con las de la sierra de Pie de Palo y con la Precordillera. Estas diferencias permitieron agrupar a las rocas de La Pampa en dos Bloques: 1) Chadileuvú, al este de Limay Mahuida (Llambías *et al.* 1996), y 2) Las Matras, al oeste (Sato *et al.* 1999, 2000). La presente investigación abarca la parte oriental del Bloque del Chadileuvú.

Bloque del Chadileuvú

Las unidades más importantes anteriores al ciclo ígneo Choiyoi están constituidas por metamorfitas ordovícicas, granitoides con diversas edades dentro del Paleozoico inferior y sedimentitas pérmicas.

Metamorfitas: Los afloramientos tienen pequeñas dimensiones y se encuentran dispersos en gran parte de la región oriental de la provincia de La Pampa.

Debido a la amplia distribución que abarcan los afloramientos de estas rocas, que se extienden desde Lonco Vaca y Valle Daza hasta el norte del río Colorado, se infiere que esta unidad puede constituir una buena parte del basamento de esta región. De acuerdo con la intensidad del metamorfismo se han distinguido dos grupos de metamorfitas: 1) de bajo grado; y 2) de grado medio. Las rocas de bajo grado pertenecen a la facies metamórfica de esquistos verdes baja, y conservan en parte las estructuras sedimentarias. Son filitas y esquistos en los que la muscovita, clorita y cuarzo son los minerales mayoritarios. Las metamorfitas de grado medio pueden encuadrarse en la facies de anfibolita entre baja y alta. En Valle Daza la roca predominante es un gneis biotítico granatífero con cuarzo, plagioclasa y escaso feldespato potásico. En Paso del Bote, a unos 10 km al NO de Puelches, afloran gneises y anfibolitas. En las lomas de Lonco Vaca se encuentran esquistos micáceos y anfibolitas intruidos por granitos y pegmatitas (Párica 1986).

Las edades obtenidas de ambos grupos de metamorfitas están comprendidas entre 461 y 467 Ma, correspondiendo al Ordovícico. Por la litología y por la edad del metamorfismo son correlacionables con las metamorfitas de la sierra de San Luis.

En Valle Daza han sido halladas anfibolitas (Stappenbeck 1913). Linares *et al.* (1980) describieron una granoblastita piroxénica-anfibólica que dataron (K/Ar) en 884 ± 25 Ma. Estas rocas no volvieron a ser halladas porque al encontrarse en el centro de una salina fueron cubiertas por la precipitación de la sal. Sin embargo, debemos hacer notar aquí que la presencia de esta roca revela la posible existencia de rocas máficas, probablemente metamorfizadas, en esta región.

Granitoides del Paleozoico inferior: Afloran principalmente en el sector central y sur de La Pampa, en las inmediaciones de los ríos Colorado y Curacó. También se los reconoce en el sector central de esta provincia en forma sub-aflorante en una faja que se extiende de sur a norte hasta la sierra de Lonco Vaca, cerca del límite con San Luis.

En la región de Pichi Mahuida afloran granodioritas con anfibol y biotita y monzogranitos con biotita y megacristales de feldespato potásico. Las edades de las granodioritas (U/Pb en circones) dan para Pichi Mahuida 503 ± 54 Ma y para Salto Andersen 431 ± 12 Ma (Tickyj 1999; Tickyj *et al.* 1999), mientras que los monzogranitos del río Curacó son algo más jóvenes, con edades de 397 ± 25 Ma. Las granodioritas incluyen xenolitos de esquistos y gneises, cuyas edades aún no han sido determinadas. La granodiorita de Salto Andersen intruye a una sedimentita, cuya edad no ha sido determinada. Esta roca presenta metamorfismo térmico.

Se han distinguido dos unidades sedimentarias paleozoicas que se detallan a continuación:

Arenitas y pelitas: Solamente se las ha reconocido en Salto Andersen, como caja de la granodiorita, cuya edad es de 431 Ma (Tickyj 1999; Tickyj *et al.* 1999). Están afectadas térmicamente por la intrusión de la granodiorita. No se han datado estas sedimentitas, pero son más antiguas que la granodiorita. Tampoco se ha establecido si tienen alguna relación con las rocas metamórficas.

Formación Carapacha: Está constituida mayormente por areniscas (80 % del espesor medio), escasas pelitas y rocas conglomerádicas. La mayor parte de las areniscas son arenitas arcóscicas, ricas en plagioclasa y, en menor proporción, wackes arcóscicas, subarcosas y areniscas líticas (Melchor 1999). El espesor integrado de los dos miembros reconocidos es de aproximadamente 900 metros.

Cretácico: Un minúsculo afloramiento de areniscas que contiene huevos de dinosaurios ha sido recientemente mencionado en la localidad de Hucal por Casadío *et al.* (2000).

Bloque Las Matras

Las rocas previas al ciclo ígneo Choiyoi están constituidas por tonalitas y trondhjemitas proterozoicas, calizas ordovícicas y arenitas cuarzosas carboníferas.

Las tonalitas y trondhjemitas de 1,2 Ga (edad Grenvilliana) afloran solamente en un área muy reducida en el NO de la provincia de La Pampa y representan las rocas más antiguas de esta provincia. No se las ha reconocido en el área abarcada por este estudio. Estas rocas han sido correlacionadas con otras de similar edad del Bloque de San Rafael y de Sierras Pampeanas Occidentales (Sato *et al.* 1998, 1999, 2000) atribuidas al ciclo Grenvilliano.

Calizas y mármoles (Formación San Jorge): Afloran al oeste y sudoeste de Limay Mahuida en los cerros Rogaziano y San Jorge. En parte son mármoles porque están afectadas por una deformación y recristalización (Tickyj 1999). Melchor *et al.* (1999) han datado estas calizas como ordovícicas y las han correlacionado con las calizas de Ponón Trehué en el Bloque de San Rafael y con las de la Precordillera.

Entre Lihué Calel y Cuchillo Co se han reconocido pequeñas lomas con regolito de calizas similares en su aspecto a las de Rogaziano y San Jorge. Estos asomos entran en el área del presente estudio.

Arenitas cuarzosas (Formación Agua Escondida): Se hallan exclusivamente en el bloque de Las Matras y

sus afloramientos más orientales están cerca de Limay Mahuida. En el área donde hemos efectuado el relevamiento gravimétrico no se han hallado. Su edad se estima como del Carbonífero tardío, por correlación con las sedimentitas de esta edad en Agua Escondida.

Volcanitas y plutonitas del Pérmico a Triásico Inferior: Constituyen un vasto *plateau* riolítico (Llambías y Leveratto 1975) cuyos afloramientos se extienden a lo largo de una faja de rumbo NO-SE, abarcando los bloques de Las Matras y Chadileuvú. Esta faja se encuentra desde el noroeste de la provincia, en las cercanías de La Escondida, hasta el río Colorado, cerca del dique Andersen. Está formada principalmente por ignimbritas riolíticas a dacíticas, con escasa participación de andesitas y domos subvolcánicos dacíticos a riolíticos. La presencia de algunas cúpulas de plutones de monzogranitos revela la existencia de plutones más extensos en el subsuelo. En general las ignimbritas son compactas, macizas y con una densidad equivalente a la de una roca ígnea silícica sin poros, características propias de un intenso soldamiento, por lo cual han sido descriptas como ignimbritas reomórficas (Quenardelle y Llambías 1997), también denominadas ignimbritas de alto grado. Esto significa que salieron a la superficie con una temperatura suficientemente elevada como para fluir como coladas.

Los espesores de las riolitas en general no superan un par de centenares de metros. No obstante en las sierras de Lihú Calel los espesores superan los 1.000 m (Llambías 1975; Sruoga y Llambías 1992). Se considera que este espesor no tiene carácter regional y Sruoga y Llambías (1992) lo explicaron como el relleno de una caldera.

Sedimentitas del Cenozoico: Tienen una amplia distribución en La Pampa. Las rocas más antiguas pertenecen al Eoceno y se encuentran en el borde suroriental de la provincia, en la meseta de El Fresco. No se hallan en la comarca que abarca este estudio.

Las sedimentitas loesoides y areniscas finas limosas continentales neógenas cubren amplias extensiones y sus afloramientos están distribuidos en casi toda la provincia de La Pampa. Son horizontales y sus espesores no superan los 100 metros. Estas rocas han sido erosionadas en valles de rumbo ENE-OSO en la parte central y oriental de La Pampa.

Estructuras más importantes

Las grandes estructuras en La Pampa no son fácilmente observables debido a la amplia cobertura neógena. En cerro Los Viejos se han reconocido ortogneises miloníticos causados por una deformación dúctil. El rumbo de esta estructura es N30°O y es coincidente con el rumbo de las estructuras metamórficas

(Tickyj 1999). El rumbo de la faja donde se ha desarrollado el magmatismo pérmico también tiene un rumbo NO-SE.

Los movimientos verticales de la corteza con posterioridad al ciclo Choiyoi disminuyeron notablemente, de tal modo que todavía se conservan las volcanitas que fluyeron sobre la superficie y se encuentran en gran parte del área del presente estudio.

La cuenca de Macachín se ubica en el oeste de la provincia de La Pampa. Esta cuenca comenzó su apertura durante el Cretácico, y forma parte del conjunto de cuencas relacionadas con la apertura del océano Atlántico.

Antecedentes geofísicos

Las exploraciones geofísicas en la provincia de La Pampa son escasas y están restringidas al extremo este de la Cuenca Neuquina, donde la industria petrolera demostró su máximo interés en las últimas décadas. Otra cuenca menos estudiada, pero con suficiente información, es la denominada de Macachín: (Salso 1966; Yrigoyen 1975; Fraga y Nocioni 1987). La búsqueda de agua en la provincia de La Pampa llevó a la Administración Provincial del Agua a utilizar varias técnicas de prospección geofísica, destacándose el informe de Font y Mateo (1990), donde se describen las anomalías gravimétricas halladas entre Abramo y el río Colorado. Los trabajos de Salso (1966) e Yrigoyen (1975) mencionan en esta cuenca, y de acuerdo con la sísmica, espesores sedimentarios de más de 2.400 metros. Yrigoyen (1975) y Font y Mateo (1990) esbozan ideas sobre la estructura geológica.

Fraga y Nocioni (1987) realizan el cálculo de la subsidencia de esta cuenca mediante diagramas de tiempo - profundidad concluyendo que los máximos valores se obtuvieron durante el Cenozoico.

Finalmente debemos mencionar las interpretaciones de secciones sísmicas realizadas por de Elorriaga y Camilletti (1999) entre Anguil y Catrillo, en el sector central de la cuenca.

Metodología

Las mediciones geofísicas se realizaron en las especialidades de magnetometría, gravimetría y escintilometría. Para las observaciones del campo magnético terrestre se utilizó un magnetómetro de precesión nuclear Geometric G-826. La variación diurna geomagnética, que afecta en forma temporal a todas las observaciones, se corrigió con los magnetogramas de la estación geomagnética Las Acacias, del Observato-

rio Astronómico de La Plata. Para hallar las anomalías magnéticas, además de la corrección de la variación diurna, se restó el valor del *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF).

En los mismos lugares donde se realizó magnetometría se midió la aceleración de la gravedad, la intensidad total de radiación gamma y la susceptibilidad magnética de las rocas aflorantes.

Los valores del campo gravimétrico terrestre se obtuvieron con un gravímetro geodésico Worden.

La prospección se llevó a cabo a nivel regional con una separación de estaciones de 6 kilómetros.

Los valores de anomalías de los campos gravitatorio y magnético sirvieron para confeccionar perfiles y mapas que permitieran modelar la estructura.

En los lugares donde las manifestaciones de rocas del basamento eran más destacables se extrajeron muestras para realizar análisis petrográficos.

Para un mejor cálculo de los modelos geológicos, la información se complementó con determinaciones en laboratorio de la densidad de las rocas seleccionadas en el área de trabajo.

El posicionamiento de las estaciones se realizó con equipos GPS modelo Garmin SRV-100. Las estaciones gravimétricas se ubicaron sobre mojones del Instituto Geográfico Militar (IGM) con el fin de mantener una alta precisión en las cotas utilizadas para el cálculo de las anomalías gravimétricas. La selección de estos mojones se efectuó previamente tomando como base las cartas geográficas en escala 1:100.000 y 1:50.000; en aquellos lugares donde la vacancia de mojones impedía mantener la densidad de estaciones regionales se obtuvo la altimetría con un altímetro Petrel. Toda la información se procesó en PC con programas ya elaborados y calibrados anteriormente Geolink™. Los modelos 2D y 3D (Figs. 2 y 3), se obtuvieron a partir de programas comerciales ya existentes como el Surfer™.

Resultados

Gravimetría

Observando la intensidad y la longitud de onda en los mapas de anomalías de Bouguer (Figs. 2 y 3) fue posible determinar dos áreas con diferentes características: una con valores positivos y de gran longitud de onda ubicados en el sector este del borde oriental del bloque de Chadileuvú, y el otro con anomalías negativas y de menor longitud de onda al oeste de la anterior.

El sector occidental, ubicado al oeste de la línea imaginaria que une Victorica – Pichi Mahuida (Fig. 4) se caracteriza por un déficit de masa identificado por mínimos gravimétricos menores de -30 miliGales, el cual se ajusta perfectamente a la ubicación del bloque de

Chadileuvú (Fig. 2). La superficie cubierta por esta singularidad es de 32.000 km cuadrados. La distribución de los mínimos no es homogénea, reconociéndose tres áreas con altos gravimétricos de 450 km² de superficie en promedio.

Al oeste de Chacharramendi se encuentra un óvalo, de 60 por 30 km, con un mínimo de -65 miligales y cuyo centro coincide con un afloramiento de leucogranitos en el paraje denominado Loma Alta (Linares *et al.* 1980). Por lo tanto, debido a la coincidencia geográfica y geológica más los resultados geofísicos, no es arriesgado suponer la presencia de un batolito cubierto con sedimentos modernos y una extensión superficial de 1.400 km cuadrados.

Continuando hacia el sur y el norte de este batolito se hallan los mínimos gravimétricos de sierra Chata (-55 miliGales) y Jagüel del Monte (-51 miliGales), respectivamente (Fig. 5). Por similitud y extensión de la magnitud de las anomalías de Bouguer en sierra Chata y Jagüel del Monte y el tamaño de las mismas (sierra Chata, 314 km², y Jagüel del Monte, 1.800 km²), nos permite proponer que estas son debidas a plutonitas graníticas.

Al este de estas plutonitas existen tres altos gravimétricos orientados N-S en la línea Valle Daza-Sierra Chica. El que se ubica al sur corresponde a la zona de Valle Daza, donde afloran esquistos biotíticos y gneises, además de granoblastitas piroxénicas descritas por Linares *et al.* (1980). Las otras dos singularidades se hallan en el paraje denominado El Durazno y Estancia Coya, donde no se han hallado rocas que permitan su identificación.

El sector oriental, al este de la línea Victorica – Pichi Mahuida, se caracteriza por tres zonas con valores de anomalías de Bouguer mayores de -4 miliGales que denominaremos: Doblas, Anchorena y Rancul, de gran longitud de onda y desarrollo areal. Rodeando estas singularidades geofísicas se encuentran sectores de menor longitud de onda, amplitud y superficie. El total de todo este sector es de 50.000 km cuadrados. Dentro del mismo es destacable un lineamiento de mínimos de anomalías de Bouguer de 350 km de longitud y 15 km de ancho que denominaremos Quehué; el mismo se desarrolla con un azimut de 330°. Los otros bajos gravimétricos en el límite con la provincia de Buenos Aires se hallan en el sector de la cuenca del Macachín y, finalmente, en el borde con la provincia de Córdoba, se visualiza un mínimo en coincidencia con la extensión de la cuenca de Laboulaye. El lineamiento Quehué está marginado por altos gradientes gravimétricos del orden de 2 miliGales/km. La expresión en superficie del lineamiento de Quehué no es obvia y solamente se puede apreciar por el lineamiento NO-SE que se evidencia en las barrancas de los valles transversales (ENE-OSO) de Epupel, Maracó Chico (Gamay) y Utracán-General Acha (Fig. 6).

El lineamiento gravimétrico N-S Macachín-Guatra-

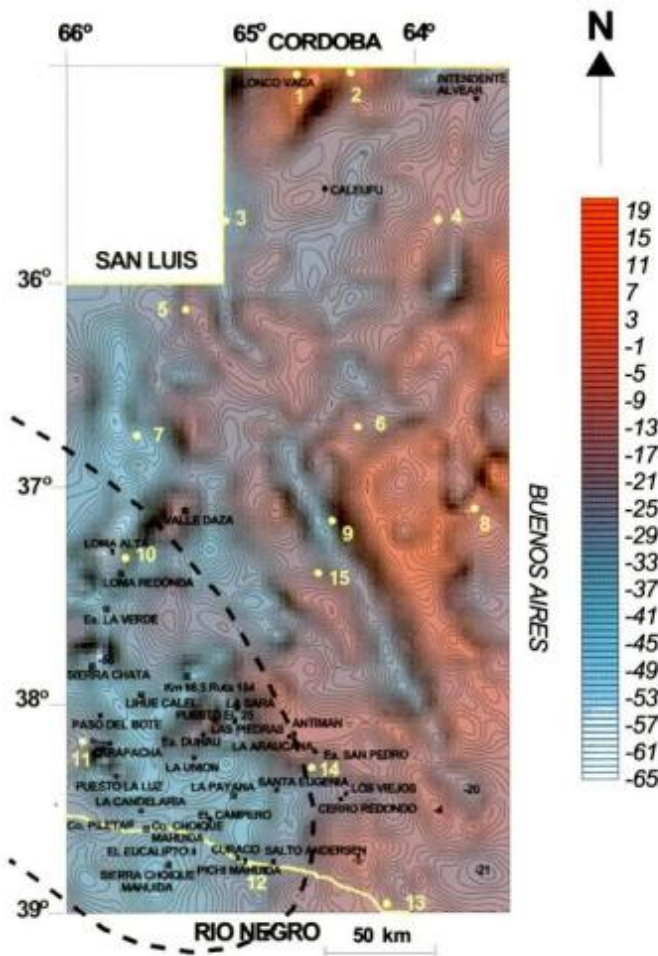


Figura 2: Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer. Isóneas cada 1 miliGal. — límite propuesto para el bloque de Chadileuvú. 1, Rancul; 2, Realicó; 3, La Maruja; 4, General Pico; 5, Victorica; 6, Santa Rosa; 7, Jagüel del Monte; 8, Macachín; 9, Quehué; 10, Chacharramendi; 11, Puelches; 12, Pichi Mahuida; 13, Río Colorado; 14, Cuchillo Co.

che es, de acuerdo con los resultados geológicos y geofísicos, coincidente con la cuenca de Macachín (véase Salso 1966).

En el extremo norte del área relevada del sector oriental se destaca significativamente el alto gravimétrico de Rancul (+20 miliGales), que abarca un área de 2.400 km², continuando hacia la provincia de Córdoba. Hacia el oeste existe un marcado gradiente negativo de gravedad que se desarrolla hacia la provincia de San Luis; éste coincide con la falla de Lonco Vaca propuesta por Criado Roqué *et al.* (1981). En el sector este del alto de Rancul nuevamente se observa un gradiente negativo, a partir de la ciudad de Realicó, en coincidencia con la extensión de la cuenca de Laboulaye que tiene su máximo desarrollo en la provincia de Córdoba.

Al norte de la latitud 36° 30' se encuentran una serie de mínimos relativos (Fig. 7), destacándose Villa Marisol, Arata, Boeuf, laguna Dulce y laguna Li-

canche. Con excepción del mínimo de Villa Mirasol, que se ubica dentro del ámbito de la cuenca del Macachín, el resto se halla vinculado al mínimo gravimétrico de Quehué.

Hay diversas estructuras que abarcan ambos sectores. En el mapa gravimétrico (Fig. 2) se observan lineamientos NE-SO que intersectan los dos sectores definidos en este trabajo y que además cortan al mínimo gravimétrico de Quehué. El más importante de ellos es el lineamiento que aparece al norte de Santa Rosa y El Durazno. Al sur de éste, con similar rumbo, se determinó el lineamiento de Puelches-Abramo.

La estructura del cerro Los Viejos, caracterizada por deformación por cizalla dúctil (Tickyj *et al.* 1997), tiene escasa definición en el mapa gravimétrico y magnetométrico. No obstante, se puede visualizar una lineación ONO-ESE de escaso recorrido que podría corresponder a esta estructura (Figs. 8a y b).

Magnetometría

El mapa de anomalías del campo magnético terrestre (Fig. 9) muestra el mismo tipo de patrón que el hallado por métodos gravimétricos: el sector este con anomalías de poca amplitud y gran desarrollo areal; y el oeste con anomalías de mayor amplitud y menor desarrollo superficial.

Las de mayor amplitud, positivas, son consistentes con los afloramientos riolíticos de Lihue Calel, Puelches, cerro Choique Mahuida y cerro Piletta (Fig. 5). En medio de ellas, y ubicada 11 km al este de la localidad de Puelches (en cercanías de la mina de cobre de Lihue Calel), se destaca una anomalía de -400 nT, la cual estaría asociada a la mineralización de esa área.

Importantes anomalías del campo magnético terrestre se han determinado en la sierra de Choique

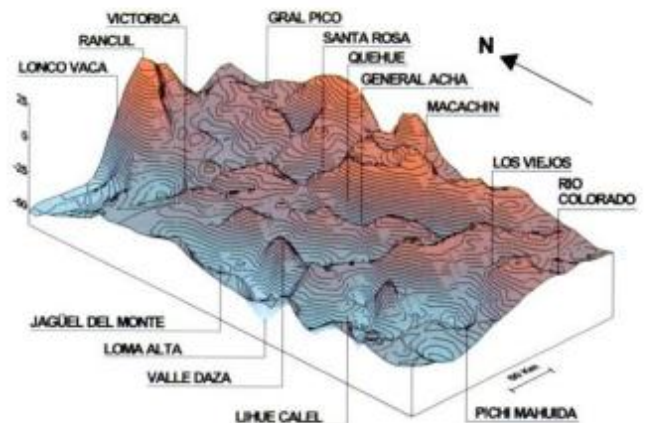


Figura 3: Mapa 3D de anomalías gravimétricas de Bouguer. Isóneas cada 1 miliGal.

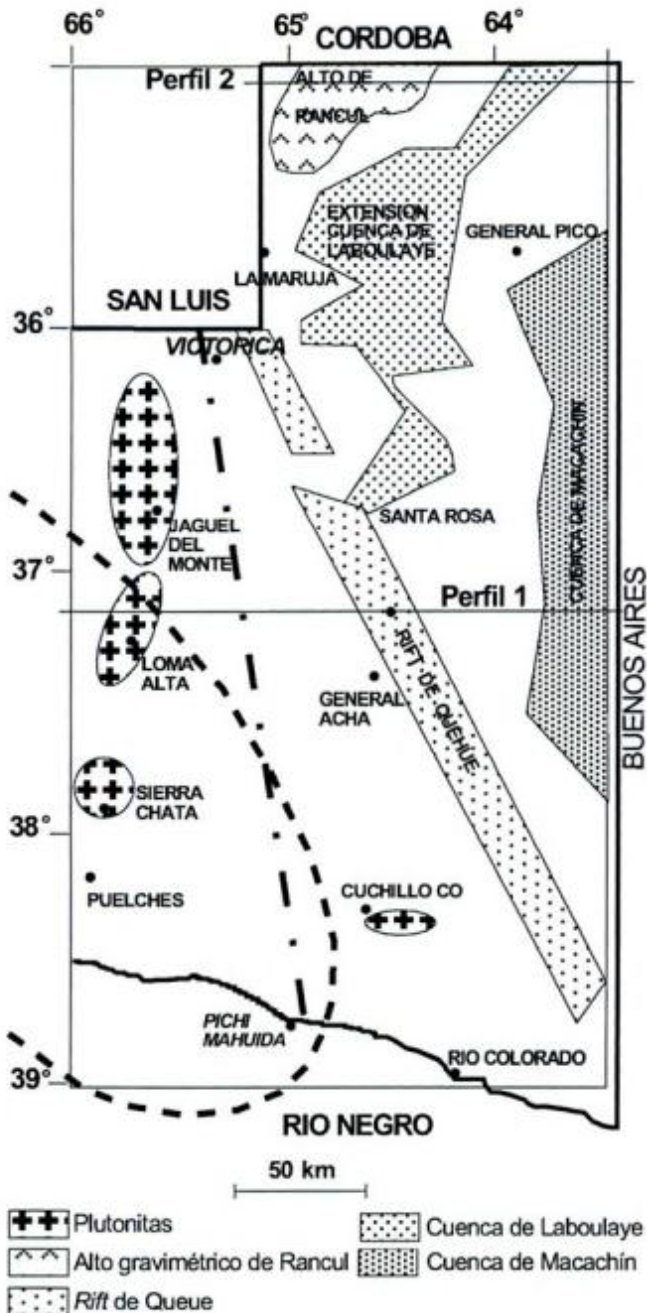


Figura 4: Unidades geológicas, geofísicas y topográficas del área estudiada. ■■■ Línea Victorica - Pichi Mahuida que divide zonas de diferentes características gravimétricas.

Mahuida y Puelches, -400 y -220 nT respectivamente (Fig. 9). Ello plantea la oportunidad de realizar investigaciones geoquímicas y petrográficas para determinar la eventualidad de mineralizaciones de sulfuros polimetálicos.

Con centro en el paraje llamado Valle Daza, y en cercanías de donde se hallaron anfibolitas (Stappenbeck 1913; Linares *et al.* 1980), existe una anomalía de este campo potencial de +300 nT y 20 km de

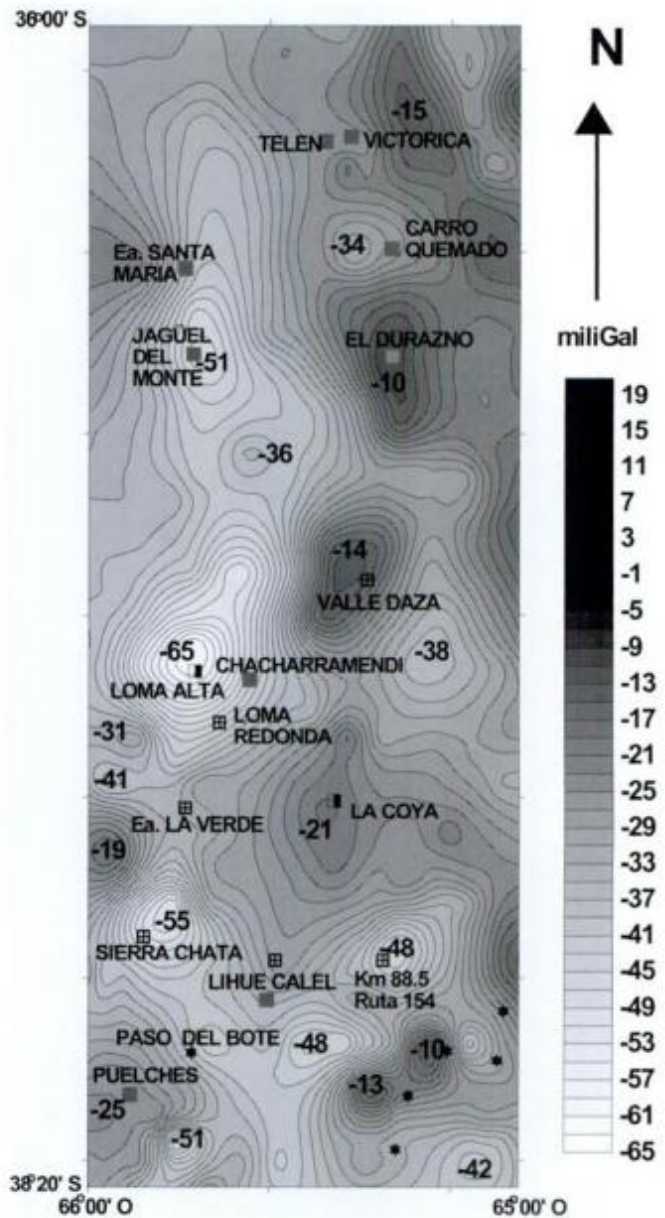


Figura 5: Las áreas de mínimos gravimétricos: Jagüel del Monte, Loma Alta y sierra Chata, se interpretan como plutones graníticos. En Loma Alta y sierra Chica existen afloramientos que confirman esta idea. Los altos gravimétricos de El Durazno, Valle Daza y Estancia La Coya se interpretan como cuerpos ultramáficos. En Valle Daza se han hallado granoblastitas piroxénicas citadas por Linares *et al.* (1980). Isolíneas cada 2 miliGales.

diámetro. En la zona de Estancia La Magdalena, a 50 km al este de Lihué Calel, se encontró una anomalía positiva de gran longitud de onda (30 km de diámetro) atribuible a los bloques de basamento de granitoides que afloran saltuariamente en esa región. Todos los valores al este de la longitud 64°30' hasta 63°30' se caracterizan por un «magnetismo quieto», típico de los basamentos cristalinos muy viejos, cámbricos - precámbricos.

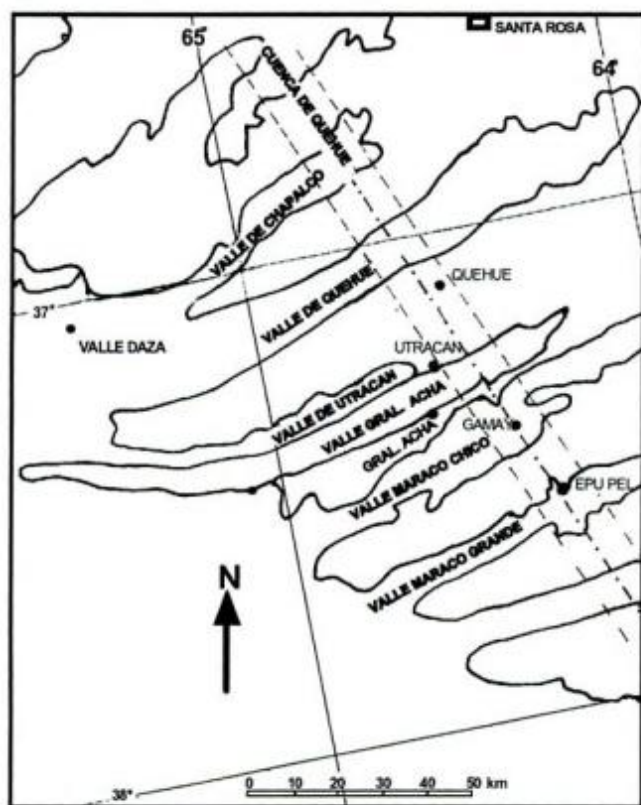


Figura 6: Valles transversales pampeanos y cuenca de Quehué con sus expresiones geomorfológicas.

Escintilometría

El *background* natural de la zona es de 80 cuentas por segundo, hallándose en los afloramientos riolíticos de Lihué Calel valores que superan las 300 cuentas por segundo, lo cual es correlacionable con los altos valores de U y Th (desde 4 hasta un máximo de 49,9 ppm de U y entre 26 y 45 ppm de Th) determinados por Sruoga y Llambías (1992).

En la zona de la cantera de Lonco Vaca se midieron los valores más bajos de la provincia, 20 cuentas por segundo.

Discusión de los resultados

El sector occidental, donde se hallan los mínimos de las anomalías de Bouguer, coincide con la posición dada al bloque de Chadileuvú (Figs. 1 y 2). Con el fin de encontrar una explicación coherente de este déficit de masa se realizaron previamente determinaciones de densidad en laboratorio; los resultados indican que las riolitas masivas en la zona de Lihué Calel tienen un valor de $2,60 \text{ gr/cm}^3$ y las ignimbríticas se encuentran comprendidas entre $2,43$ a $2,55 \text{ gr/cm}^3$, siendo estas últimas las que cubren la mayor parte del

área considerada. Las rocas del basamento no riolítico tienen, de acuerdo a las determinaciones, entre $2,60 \text{ gr/cm}^3$ (granitos) a $2,78 \text{ gr/cm}^3$ (microdiorita).

Uno de los modelos propuestos utiliza una sucesión de prismas con las densidades de contraste entre las rocas del basamento y un plateau riolítico ($-0,25 \text{ gr/cm}^3$). Este modelo, que denominaremos A, nos permite proponer que al sur de los $37^\circ 50'$ estos mínimos gravimétricos son debidos a un plateau riolítico – ignimbrítico cristalino de densidad promedio $2,45 \text{ gr/cm}^3$ que cubre un basamento cristalino de densidad $2,70 \text{ gr/cm}^3$. El resultado del cálculo indica que el espesor de las rocas riolíticas sería de 2.700 metros.

Sin embargo, el espesor promedio del plateau riolítico sería mucho menor, no superando los 200 a 400 metros. El espesor hallado en la sierra de Lihué Calel por Llambías (1973) ha sido interpretado por Sruoga y Llambías (1992) como debido al posible relleno de una caldera, por lo cual no puede generalizarse a todo el plateau riolítico. Alternativamente el elevado espesor de rocas ígneas silíceas podría completarse con la

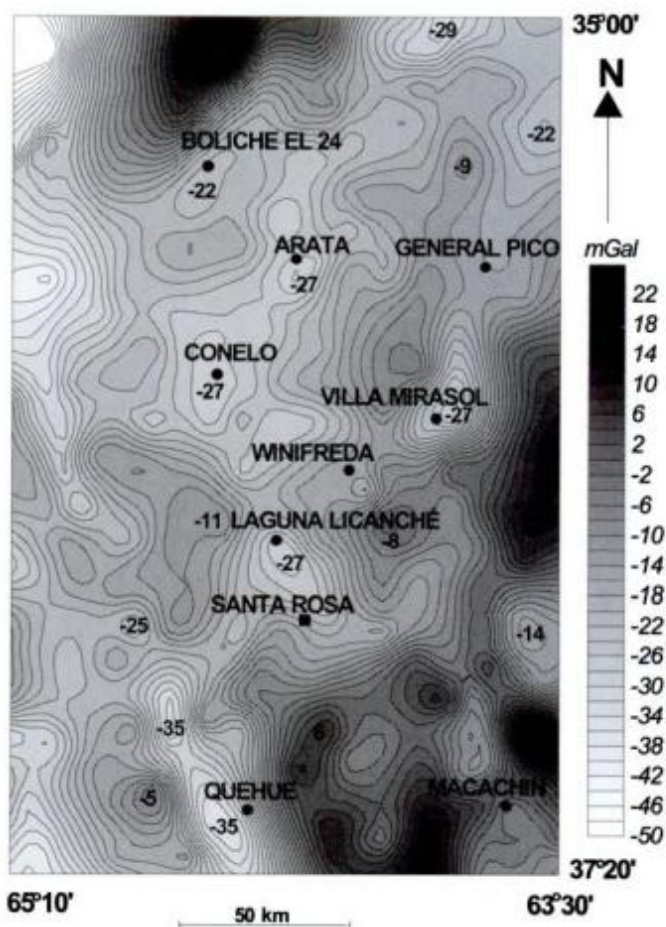


Figura 7: Posible continuación de la cuenca de Laboulaye y su vinculación con la cuenca de Quehué. Mínimos gravimétricos, entre Laboulaye y Quehué, asociados con depocentros: Boliche El 24, Arata, Conelo, Villa Marisol y lag. Licanche.

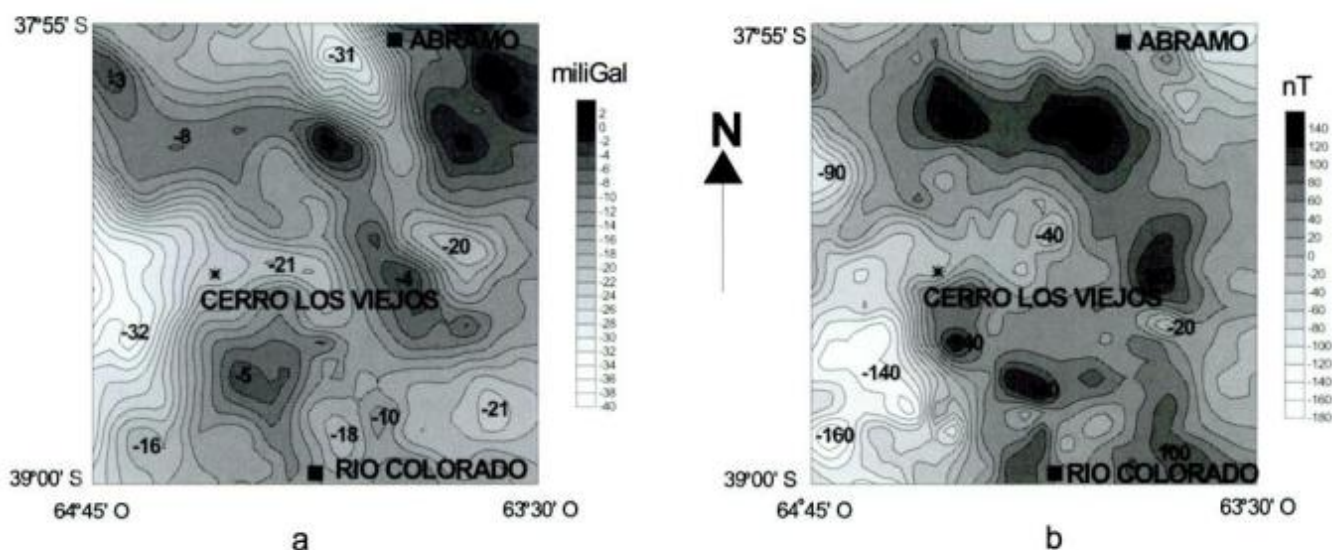


Figura 8: a, Zona de los afloramientos de cerro Los Viejos y los resultados gravimagnetométricos. Líneas cada 2 mGales. b, Zona de los afloramientos de cerro Los Viejos y los resultados magnetométricos. Líneas cada 20 nT.

presencia de numerosos cuerpos graníticos de dimensiones batolíticas debajo de la cobertura volcánica. Los afloramientos de rocas graníticas pérmicas a triásicas tempranas, contemporáneas con el *plateau* riolítico, están dispersos en toda la provincia de La Pampa, entre los cuales cabe mencionar como ejemplo al cerro La Payana, sierra Chata, y otros de menor importancia.

Un segundo modelo B, considera por debajo de las riolitas la existencia de sedimentitas paleozoicas, como lo propone Ploszkiewicz (1999).

Sin embargo, para aceptar una cuenca paleozoica de tal extensión se deben tener en cuenta los numerosos afloramientos de rocas metamórficas ordovícicas (Llambías *et al.* 1996; Tickyj 1999) que se encuentran saltuariamente en esta región y que constituirían el basamento cristalino. Los altos gravimétricos inmersos en el área de bajos gravimétricos podría indicar que la cuenca está asentada sobre diversos bloques. El espesor de las sedimentitas de la Formación Carapacha, de alrededor de 630 m (Melchor 1999) y la alta densidad de algunas de sus rocas (2,62 gr/cm³) no contribuiría mayormente a explicar el mínimo gravimétrico del sector occidental de la región estudiada. Por lo tanto, es lícito proponer la alternativa de otras rocas paleozoicas más antiguas que la Formación Carapacha.

Otra propuesta C, es sugerir un engrosamiento de corteza, pero esto es altamente especulativo debido a la falta de un cubrimiento adecuado de estaciones geofísicas que permitan modelar para corroborar esta idea.

Todas las alternativas tienen argumentos válidos. Sin embargo, la abundancia del volcanismo riolítico y de cuerpos plutónicos asociados con ellos inclinan la selección por la alternativa B, idea que es reforzada por la distribución de los afloramientos de riolitas y granitos del Pérmico-Triásico Inferior, coincidente con el borde

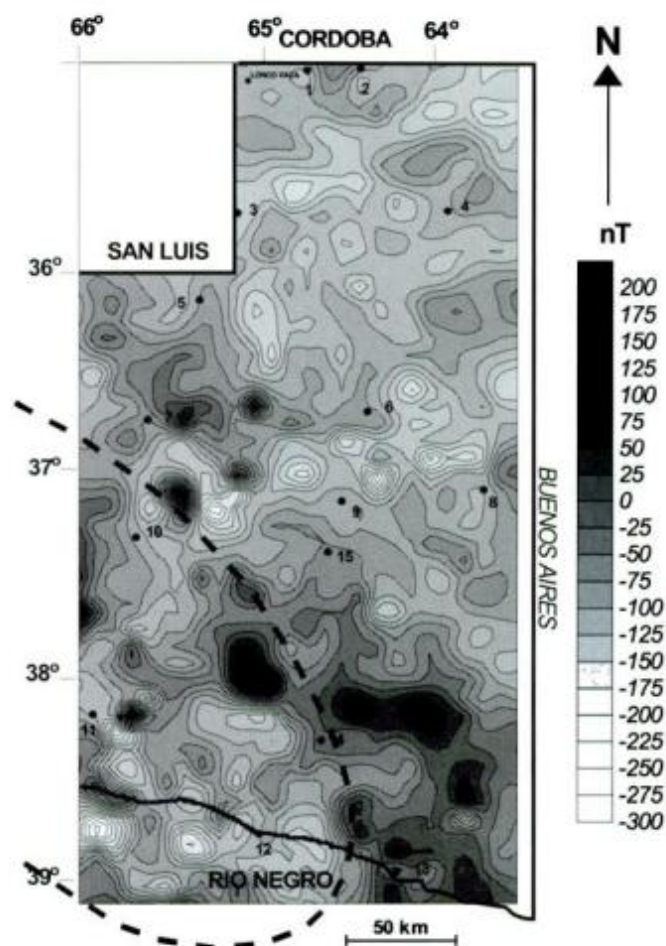


Figura 9: Mapa de magnetismo del área investigada. Isolíneas cada 25 nT. -----límite propuesto para el bloque de Chadileuvú.

oriental de la región de baja gravedad.

Dos de los tres valores mínimos de las anomalías gravimétricas de Bouguer son correlacionables con los

afloramientos de los leucogranitos de sierra Chata y Loma Alta (Fig. 5). Este déficit gravimétrico (valores menores de -50 miliGales) se relaciona con la baja densidad relativa de esas rocas ($2,58 \text{ gr/cm}^3$). El tercer mínimo, el de Jagüel del Monte, se caracteriza por ser el mínimo de máxima amplitud (-61 miliGal) y de gran desarrollo superficial (1.800 km^2) alineado con los dos anteriores. Por lo tanto, se puede proponer la existencia de un tercer intrusivo granítico en esa zona donde no existen afloramientos.

Los altos gravimétricos relativos del sector occidental El Durazno (-10 miliGales), Valle Daza (-14 miliGales) y Estancia Coya (-21 miliGales) se hallan alineados en dirección N-S al igual que los plutones descritos anteriormente. En la zona de Valle Daza, Stappenbeck (1913) describe la existencia de anfibolitas y Linares *et al.* (1980) el afloramiento de granoblastita piroxénica. Como estas rocas en determinaciones de laboratorio dieron densidades mayores de $2,80 \text{ gr/cm}^3$ (entre $2,94$ a $3,15 \text{ gr/cm}^3$) y, considerando su cercanía a la superficie, es posible justificar plenamente los máximos gravimétricos. Los modelos geofísicos elaborados con prismas ($2,97 \text{ gr/cm}^3$), nos llevan a proponer la existencia de un complejo de rocas máficas-ultramáficas similares a las observadas en la provincia de San Luis; descritas por Villar (1975) y evaluadas por Kostadinoff *et al.* (1998).

En el sector oriental se remarca la tendencia de una zona de altos gravimétricos sugiriendo una constitución geológica diferente de la anterior. Esto puede ser explicado debido a que el basamento ígneo-metamórfico (gneises, esquistos micáceos y anfibolitas) es de mayor densidad que el *plateau* riolítico y los plutones graníticos del sector occidental. Los afloramientos de estas rocas son escasos con la excepción de las sierras de Lonco Vaca, los afloramientos aislados de esquistos al norte de Cuchillo-Co y los numerosos datos de perforaciones realizados por la Dirección de Minas y la Administración Provincial del Agua de la provincia de La Pampa.

Una de las singularidades más destacables es la estructura definida por los mínimos gravimétricos de Quehué (Fig. 2). Allí los altos gradientes laterales indican la presencia de fallas de alto ángulo y de gran desarrollo. De acuerdo con el cálculo realizado con modelos geofísicos utilizando el método de Talwani *et al.* (1959) nos encontraríamos con una tafrecuencia con una pila sedimentaria de 4.900 metros. La cuenca de Quehué tiene un rumbo de 330° y considerando su ancho (15 km) y la longitud de los altos gradientes laterales, de más de 250 km de longitud, permiten asimilarla a una cuenca del tipo *rift*. Con respecto a la edad de esta cuenca hay muy pocos indicios para establecerlas. Las alternativas son que la misma sea de edad triásica o cretácica. A favor de una edad triásica es su alineamiento NO-SE, además de encontrarse al sur de las cuencas Cuyana y de Beazley. Pero esta relación no es sencilla debi-

do a que la cuenca de Quehué se ubica más hacia el este y, en consecuencia, podría estar separada por el Arco Pampeano. Por otro lado, el relleno de la cuenca podría haber comenzado en el Triásico y continuado durante el Cretácico, como sucede en la cuenca de Beazley (Yrigoyen *et al.* 1989). La posibilidad de que sea una cuenca cretácica es debida a su vecindad con la cuenca de Macachín (Salso 1966), ya que esta última tiene origen y relleno de esa edad (Yrigoyen 1975) y que en el norte de La Pampa tendría el comportamiento de un *rift* (de Elorriaga y Camilletti 1999) con profundidades de 2.500 m (de Elorriaga y Tullio 1998). Además, sedimentos cretácicos han sido recientemente descritos por Casadío *et al.* (2000). La cuenca de Quehué podría estar conectada al SE de Abramo con la cuenca de Macachín. Asimismo, en el extremo norte de la cuenca de Quehué anomalías gravimétricas negativas (Fig. 10) aparentemente se conectan con lo que podría ser el extremo sur de las cuencas de Laboulaye (Zambrano 1974) o de General Levalle inclusive con la parte norte de Macachín. La estructura tipo *rift* intracratónico de la cuenca de General Levalle y su espesor, de más de 5.179 m , (Chebli *et al.* 1999), comparable con el que resulta de la modelización de

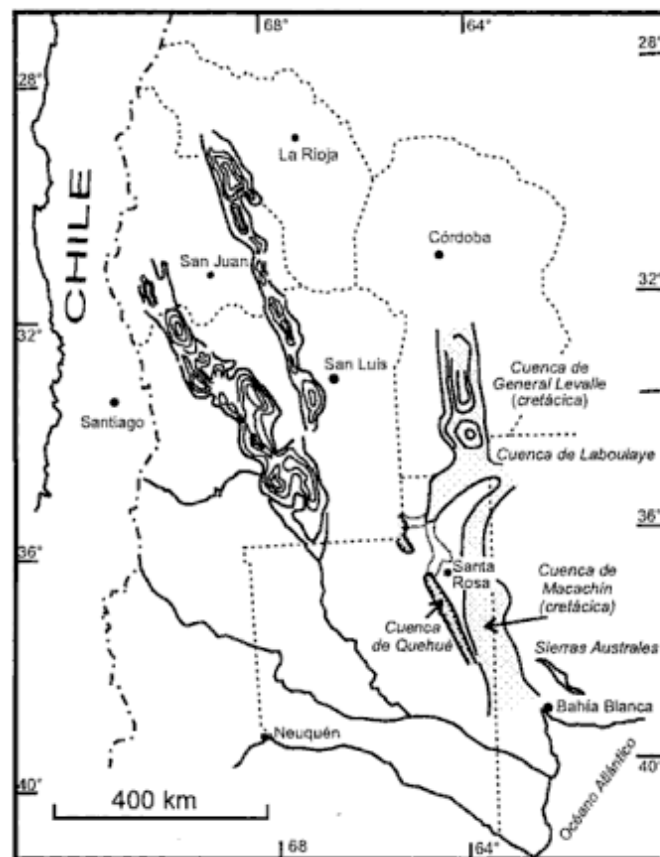


Figura 10: Ubicación de las cuencas triásicas y cretácicas al norte de la provincia de La Pampa (según Yrigoyen 1975; Ramos 1992 y Chebli *et al.* 1999) y las cuencas situadas en el sector oriental de esta provincia.

Quehué, favorecen la hipótesis de posible correlación entre ambas cuencas. Sin embargo, para determinar con mayor precisión la edad de la cuenca de Quehué y de sus posibles relaciones se requieren estudios de mayor detalle.

Una representación que ilustra la riqueza de estructuras geológicas en función de las anomalías geofísicas es el Perfil 1 (Fig. 11). Éste intersecta a todas ellas entre Loma Alta - Valle Daza - Quehué - Macachín (Fig. 4).

Los valles transversales pampeanos, de rumbo ENE, no tienen expresiones de anomalías del campo potencial (gravimétricas y magnetométricas, Figs. 2 y 9) que permitan esclarecer el origen de ellos.

En el área central de la cuenca de Macachín se observa el desarrollo de algunos máximos gravimétricos debido a la inversión de estructura por compresión generada por la tectónica andina de acuerdo con el modelo presentado por de Elorriaga y Camilletti (1999).

El alto de Rancul es el máximo gravimétrico de mayor amplitud en la provincia de La Pampa (más de +40 miligales respecto de los valores circundantes) y sólo puede ser explicado por un exceso de masa de las rocas del basamento. Esta anomalía cubre un área de 60 x 50 km, desarrollándose entre Lonco Vaca y Realicó (Fig. 2). Coincide con un área de baja susceptibilidad magnética, similar a la de las anfíbolitas de Lonco Vaca, entre 0,000150 y 0,004500 (SI). Otro parámetro físico que permite sospechar la presencia de grandes espesores de rocas máficas - ultramáficas es la baja radioactividad gamma de este área, menor a 25 cuentas/segundo.

Los modelos geofísicos indican que debería existir en su parte central un espesor de 3.500 metros de rocas de densidad 3,1 g/cm³. Hacia los bordes, al disminuir los valores gravimétricos también disminuirían los espesores (Fig. 11).

El único afloramiento en esta región es el de las lomas de Lonco Vaca, cuyas rocas son similares a las del basamento cristalino de San Luis (Linares *et al.* 1980; Párica 1986). Está constituido por granitos, pegmatitas, esquistos micáceos y lentes de anfíbolitas, estas últimas con densidades que varían entre 2,86 a 3,15 g/cm³. Sin embargo, la densidad global disminuiría si se consideran las intercalaciones con los esquistos y los granitos. La presencia de anfíbolitas favorecería la hipótesis de la existencia de rocas máficas - ultramáficas metamorfozadas que justifiquen el máximo gravimétrico de Bouguer.

Estudios realizados por Miranda (1998) muestran que esta anomalía se extiende 130 km hacia el norte, en la provincia de Córdoba, hasta llegar a la ciudad de Vicuña Mackena. Unas decenas de kilómetros más hacia el este, se desarrolla otra anomalía gravimétrica, de igual extensión areal, que se relaciona con la cuenca de Levalle. En esa zona se han hallado 800 m de basalto en perforaciones de la cuenca cretácica de

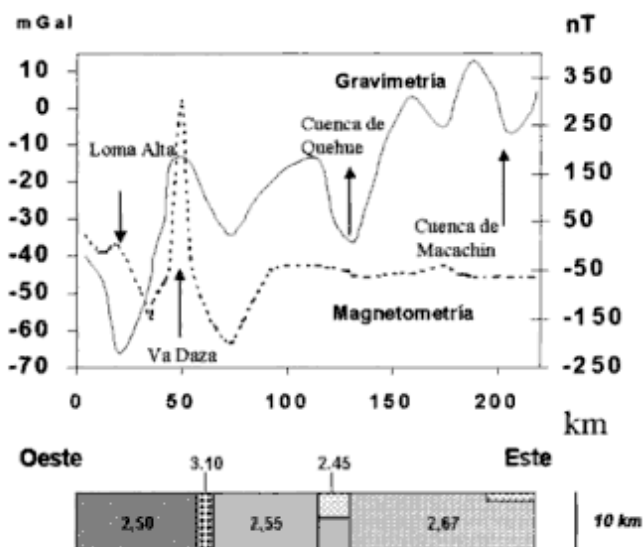


Figura 11: Perfil 1, anomalías geofísicas halladas entre Loma Alta y Macachín. Densidad 2,50 gr/cm³: leucogranitos aflorantes en Loma Alta. Densidad 3,10 gr/cm³: rocas máficas - ultramáficas aflorantes en Valle Daza. Densidad 2,55 gr/cm³: rocas riolíticas y granitoides. Densidad 2,45 gr/cm³: sedimentitas mesozoicas que rellenan las cuencas de Quehué y Macachín. Densidad 2,67 gr/cm³: gneises, filitas y metamorfitas del ciclo Famatiniano.

General Levalle (Chebli *et al.* 1999; Chebli, com. pers. 2000) que indica la presencia de una intensa actividad magmática basáltica. En este sentido, el positivo gravimétrico de Rancul podría correlacionarse con uno de los centros efusivos de este volcanismo.

La baja susceptibilidad magnética podría explicarse porque las rocas máficas (basaltos o anfíbolitas) tienen concentraciones menores del 1% de minerales ferromagnéticos.

La falla inversa de Lonco Vaca mencionada por Stappenbeck (1913), Criado Roqué *et al.* (1981) y Párica (1986) se ve representada por el alto gradiente gravimétrico existente en esa cantera (Fig. 2). Un gradiente aún mayor se desarrolla al SE del alto de Rancul y al E de Realicó, el cual es atribuido a fallas de gran rechazo. La de Realicó sería la que daría el margen O de la cuenca de Laboulaye (Perfil 2, Fig. 12). No se analiza el «hundimiento tectónico» de Telen (Stappenbeck 1913) y Giai (1975) pues no tiene una expresión clara en función de los datos geofísicos.

Agradecimientos

A M. Casares por su invaluable dedicación en las campañas, reducción de la información geofísica y la elaboración de mapas. A P. Malán, del APA, por toda la información brindada sobre datos geológicos, geofísicos y de perforaciones en la zona estudiada. A P.

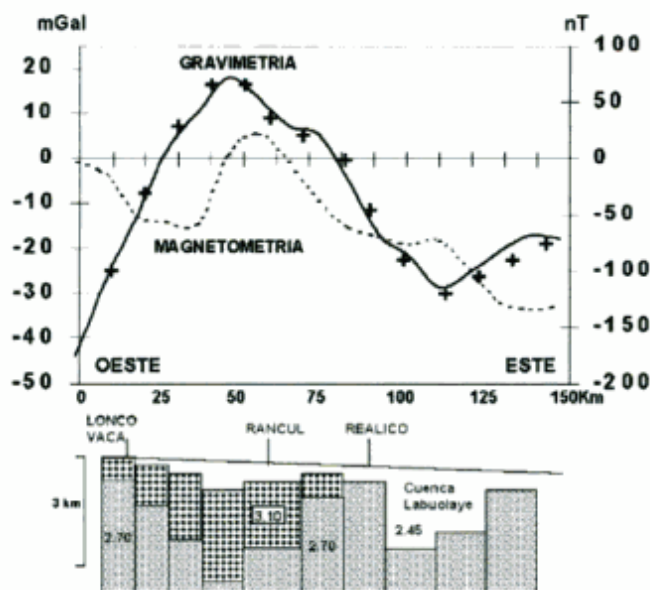


Figura 12: Perfil 2, anomalías geofísicas halladas entre la cantera de Lonco Vaca y la estación de Sarah (límite entre las provincias de Buenos Aires y La Pampa). Densidad 2,70 gr/cm³: gneises, filitas y metamorfitas del ciclo Famatiniano. Densidad 3,10 gr/cm³: rocas máficas – ultramáficas aflorantes en la cantera de Lonco Vaca. Densidad 2,45 gr/cm³: sedimentitas mesozoicas que rellenan la cuenca de Laboulaye. + + + Valores de anomalías gravimétricas calculados con modelos prismáticos.

Lesta y A. Sato por los comentarios y correcciones realizadas al manuscrito. A H. Tickyj y R. Melchor, por haber contribuido con información y haber ayudado en las campañas geofísicas. Queremos expresar nuestro profundo agradecimiento a G. Chebli por poner generosamente a nuestra disposición la información de la cuenca de General Levalle. Agradecemos a los árbitros las valiosas sugerencias aportadas durante la revisión del manuscrito. Esta investigación se realizó con subsidios del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PIP N° 4329/96) y de la Agencia de Promoción Científica (PICT 0743).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Casadío, S., Manera, T., Parras, A., Montalvo, C. y Cornachione, G., 2000. Primer registro en superficie de sedimentitas continentales del Cretácico Superior en la cuenca del Colorado, sureste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(1-2): 129-133. Buenos Aires.
- Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rosello, E.A. y Bülher, M., 1999. Cuenas sedimentarias de la llanura Chacopampeana. En: Caminos, R. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 627-644. Subsecretaría de Minería de La Nación. Servicio Geológico Minero, Instituto de Geología y Recursos Naturales, Anales 29. Buenos Aires.
- Criado Roqué, P., 1972. Bloque de San Rafael. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, p. 283-303. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Criado Roqué, P. e Ibañez, G., 1979. Provincia Geológica Sanrafacino-Pampeana. En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, pp. 837-869. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V.A., 1981. Estructura e interpretación tectónica. *Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. Relatorio del 8° Congreso Geológico Argentino*: 155-192. San Luis.
- de Elorriaga, E.E. y Camilletti, C.M., 1999. La cuenca de Macachín entre Anguil y Catriló, La Pampa. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 227-230. Salta.
- de Elorriaga, E.E. y Tullio, J.O., 1998. Estructuras del subsuelo y su influencia en la morfología en el norte de la provincia de La Pampa. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 3: 499-506. Buenos Aires.
- Font, G. y Mateo, A.J., 1990. Prospección gravimétrica en la zona del plan EASSE, provincia de La Pampa. Consejo Federal de Inversiones – Universidad Nacional de La Plata. Convenio de Cooperación Horizontal. Anexo 1: 12 p., La Plata.
- Fraga, H. y Nocioni, A., 1987. Estudio de la subsidencia en las cuencas de Santa Lucía (Uruguay), Macachín y Laboulaye (Argentina) mediante diagramas tiempo-profundidad. *Actas 10° Congreso Geológico Argentino*, 2: 301-304. Tucumán.
- Giai, S., 1975. Informe preliminar del plan de investigación de Aguas subterráneas. Consejo Provincial del Agua, Santa Rosa, La Pampa (Inédito).
- Keidel, J., 1922. Sobre la distribución de los depósitos glaciares del Pérmico conocidos en Argentina y su significación para la estratigrafía de la Serie de Gondwana y la paleogeografía del hemisferio Austral. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín* 25: 239-368. Córdoba.
- Keidel, H., 1939. Ueber die «Gondwaniden» Argentinien. *Geologisches Rundschau*, 30, Heft 1/2: 148-249.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Raniolo, A.L., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C. y Felfernig, A., 1998. Anomalías geofísicas en rocas máficas – ultramáficas de la Sierra Grande de San Luis. *Actas 4° Reunión de Mineralogía y Metalogénesis y 4° Jornadas de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de rocas máficas – ultramáficas*: 139-146. Bahía Blanca.
- Linares, E., Llambías, E.J. y Latorre, C.O. 1980. Geología de la provincia de La Pampa, República Argentina y geocronología de sus rocas metamórficas y eruptivas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (1): 87-146. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., 1973. Las ignimbritas de la sierra de Lihuel Calel, provincia de La Pampa. *Actas 5° Congreso Geológico Argentino*, 4: 55-67. Córdoba.
- Llambías, E.J., 1975. Geología de la provincia de La Pampa y su aspecto minero. Dirección de Minas de la provincia de La Pampa, Santa Rosa (Inédito).
- Llambías, E.J. y Leveratto, M.A., 1975. El plateau riolítico de la provincia de La Pampa, República Argentina. *Actas 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 1: 99-114. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Melchor, R.N., Tickyj, H. y Sato, A.M., 1996. Geología del Bloque del Chadileuvú. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 417-425. Buenos Aires.
- Melchor, R.N., 1999. Redefinición estratigráfica de la Formación Carapacha (Pérmico), Provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 54(2): 99-108. Buenos Aires.
- Melchor, R.N., Sato, A.M., Llambías, E.J. y Tickyj, H., 1999. Documentación de la extensión meridional del terreno Cuyania/Precordillera en la provincia de La Pampa. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 156-159. Salta.
- Miranda, S., 1998. Análisis e interpretación de la estructura profunda de la sierra de Córdoba (Argentina) a partir de datos de gravedad. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas, Inge-

- nería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario. 130 p. (Inédito).
- Párica, P.D., 1986. Petrografía y geocronología del sector central de la sierra de Lonco Vaca, La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 41 (3-4): 270-289. Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J.V., 1999. Buenos Aires, una nueva provincia petrolera? *Actas 4º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos*, 2: 651-657. Mar del Plata.
- Quenardelle, S.M. y Llambías, E.J., 1997. Las riolitas de Sierra Chica (37°48'S, 65°26'O): un centro eruptivo gondwánico en el bloque del Chadileuvú, provincia de La Pampa, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(4): 549-558. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1984. Patagonia, Un continente paleozoico a la deriva? *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 2: 311-325. Bariloche.
- Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 8: 2-9. Buenos Aires.
- Salso, J.H., 1966. La cuenca del Macachín, provincia de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21 (2): 107-117. Buenos Aires.
- Sato, A.M., Tickyj, H. y Llambías, E.J., 1998. Rb-Sr Grenvillian age from the Las Matras Diorite, La Pampa province, Argentina (Abstract). *Actas 10º Congreso Latinoamericano de Geología y 6º Congreso Nacional de Geología Económica*, 2: 418. Buenos Aires.
- Sato, A.M., Tickyj, H., Llambías, E.J. and Sato, K., 1999. Rb-Sr, Sm-Nd and K-Ar age constraints of the Grenvillian Las Matras pluton, Central Argentina. *Actas 2º South American Symposium on Isotope Geology*: 122-126. Villa Carlos Paz.
- Sato, A.M., Tickyj, H., Llambías, E.J. and Sato, K., 2000. The Las Matras tonalitic - trondhjemitic pluton, Central Argentina: Grenvillian age constraints, geochemical characteristics, and regional implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 13 (7): 587-610. Oxford.
- Sruoga, P. and Llambías, E.J., 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihué Calel, La Pampa province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 141-152. Oxford.
- Stappenbeck, R., 1913. Investigaciones hidrogeológicas de los valles de Chapalco y Quechú y de sus alrededores (Gobernación de La Pampa). Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 4, Serie B (Geología): 1-55. Buenos Aires.
- Talwani, M., Lamar Worzel, J. and Landesman, N., 1959. Rapid gravity computation of two dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine structure zone. *Journal of Geophysical Research*, 64 (1): 49- 58. Tulsa.
- Tickyj, H., 1999. Estructura y petrología del basamento cristalino de la región centro sur de la provincia de La Pampa, Argentina. Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. 227 p. (Inédito).
- Tickyj, H., Dimieri, L.V., Llambías, E.J. y Sato, A.M., 1997. Cerro Los Viejos (38E 28'S - 64E 26'O): cizallamiento dúctil en el sudeste de La Pampa. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52(3): 311-321. Buenos Aires.
- Tickyj, H., Basei, M.A.S., Sato, A.M. and Llambías, E.J., 1999. U-Pb and K-Ar ages of Pichi Mahuida Group, crystalline basement of south-eastern La Pampa province, Argentina. *Actas 2º South American Symposium on Isotope Geology*: 139-144. Villa Carlos Paz.
- Villar, L.M., 1975. Las fajas y otras manifestaciones ultrabásicas de la República Argentina y su significado metalogénico. *Actas 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica*, 3: 135-156. Buenos Aires.
- Windhausen, A., 1931. Geología Argentina. Segunda Parte. Peuser, 646p., Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. *Relatorio 6º Congreso Geológico Argentino*: 139-168. Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., Ortiz, A. y Manoni, R., 1989. Cuencas Sedimentarias de San Luis. En: *Cuencas Sedimentarias Argentinas*, Serie de Correlación Geológica 6, p. 203-219. Universidad Nacional de Tucumán, San Miguel de Tucumán.
- Zambrano, J.J., 1974. Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29(4): 443-469. Buenos Aires.

Recibido: 13 de junio, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

Rotación tectónica antihoraria de la Formación Del Salto (Pérmico inferior), provincia de San Juan

Augusto E. RAPALINI y Mabel MENA

CONICET, Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio, Departamento de Ciencias Geológicas (FCEyN), Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, C1428EHA, Buenos Aires, Argentina.
E-mail: rapalini@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN. Se reporta un estudio paleomagnético sobre la Formación Del Salto, del Pérmico inferior, expuesta en la Precordillera Occidental (31,3°S, 69,2°O). Se muestrearon once sitios en limolitas y areniscas finas correspondientes al sector medio a superior de la sucesión expuesta en la quebrada del km 114, San Juan. Se identificó una remanencia característica con buena consistencia intrasitio en 8 sitios mediante el uso de técnicas estándar de desmagnetización. La aplicación de la corrección tectónica indicó que esta remanencia es pre-tectónica. Se calculó el polo paleomagnético para la Formación Del Salto, SC: 26,8°S, 357,0°E, $\delta p = 4,4^\circ$, $\delta m = 6,4^\circ$, N = 8. La posición de SC indica que la localidad de estudio sufrió una rotación antihoraria de unos 40° según un eje vertical. La edad de la rotación no ha podido ser determinada de la información disponible, pero lo más probable es que hubiera ocurrido en el Pérmico o en el Cenozoico tardío.

Palabras clave: Paleomagnetismo, Rotación, Tectónica, Precordillera, Paleozoico superior, Andes

ABSTRACT. *Counterclockwise tectonic rotation of the Del Salto Formation (Lower Permian), San Juan Province.* A palaeomagnetic study was made on the Early Permian Del Salto Formation, exposed in the Western Precordillera (31.3°S, 69.2°W). Eleven sites were sampled for siltstone and fine-grained sandstone in the middle-upper part of the succession exposed in the creek at kilometre 114, San Juan. Standard demagnetization techniques permitted the identification of a characteristic remanence that showed good within-site consistency of directions at eight sites. Application of a tectonic correction showed that the characteristic remanence is pre-tectonic. A palaeomagnetic pole for the Del Salto Formation was computed, SC: 26.8°S, 357.0°E, $\delta p = 4.4^\circ$, $\delta m = 6.4^\circ$, N = 8. The position of SC indicates that the sampling locality underwent a counterclockwise rotation of about 40° around a vertical axis. The age of the rotation cannot be determined from the available data but it is most likely to have happened in either Permian or Late Cenozoic times.

Key words: *Palaeomagnetism, Rotation, Tectonics, Precordillera, Upper Palaeozoic, Andes*

Introducción

Las rotaciones tectónicas según ejes verticales son un mecanismo frecuente en áreas sometidas a procesos de deformación (vease por ejemplo, Kissel y Laj 1989; Osete y Calvo 1992; Morris y Anderson 1998). Numerosas investigaciones han demostrado que las fajas plegadas y corridas son ambientes tectónicos muy proclives al desarrollo de este tipo de procesos (véase Allerton 1998 y referencias). Sin embargo, durante muchas décadas estos procesos han sido subestimados en su real magnitud o incluso ignorados en la mayoría de los estudios estructurales. Las razones para ello deben probablemente buscarse en que estas rotaciones dejan señales menos conspicuas en el campo que aquellas ocurridas alrededor de ejes horizontales u oblicuos. Es por ello que el paleomagnetismo se ha transformado en una metodología estándar para la determinación cuantitativa de rotaciones tectónicas según ejes verticales (Norris y Black 1961; MacDonald 1980; Morris y Anderson 1998, etc.). En particular, el

número de estudios paleomagnéticos en los Andes Centrales que han permitido determinar rotaciones según ejes verticales es enorme (véase por ejemplo Somoza *et al.* 1996).

La Precordillera de Cuyo es una faja plegada y corrida de piel fina cuyo levantamiento ocurrió en el Cenozoico tardío (Jordan *et al.* 1993) y que sobreyace a un segmento de subducción sub-horizontal de la Placa de Nazca (Jordan *et al.* 1983; Cahill y Isacks 1992). Varios trabajos paleomagnéticos han sido realizados en la Precordillera y regiones adyacentes (véase Re y Rapalini 1995), tanto en unidades cenozoicas como pre-cenozoicas. Estas investigaciones han demostrado la presencia de rotaciones tectónicas significativas, tanto horarias como antihorarias, así como la existencia de numerosas localidades no rotadas. Esto ha sugerido que no hay un patrón simple de rotaciones en esta región y que éstas están básicamente condicionadas por procesos a escala local. Más aún, Rapalini y Vilas (1991) han determinado que algunas unidades de la Precordillera y Cordillera Frontal han

sufrido rotaciones tectónicas de gran magnitud en el Paleozoico superior.

En este trabajo se presentan los resultados de un estudio paleomagnético llevado a cabo en la Formación Del Salto (Quartino *et al.* 1971), asignada al Pérmico inferior (Limarino *et al.* 1996a), y aflorante en la quebrada del km 114 de la ruta provincial 20, que une la ciudad de San Juan con la localidad de Calingasta.

Marco geológico y muestreo

La Formación Del Salto (Fig. 1) está constituida por una sucesión clástica de 850 metros de potencia que incluye areniscas, limolitas y pelitas con niveles conglomerádicos intercalados. Posee un cambio gradual y característico en su color, desde verdoso en los niveles inferiores a rojizo en los superiores, lo que corresponde a una variación gradual en el ambiente de depositación de marino y litoral a continental (Limarino *et al.* 1996b y referencias). Sessarego (1986) describió depósitos eólicos hacia el techo de la sucesión. Esta continentalización fue coetánea con el cierre gradual e inversión tectónica final de las cuencas marinas de tras arco de Calingasta-Uspallata y Río Blanco en el Pérmico temprano (Azcuy y Caminos 1987; López Gamundi *et al.* 1994) y con una importante modificación de las condiciones climáticas en la región (López Gamundi *et al.* 1992). La edad de la Formación Del Salto ha sido asignada como pérmica temprana sobre la base de invertebrados marinos (Manceñido y Sabbatini 1974; Manceñido *et al.* 1976; Sessarego *et al.* 1986) si bien Taboada (1996, comunicación oral) ha sugerido que la base de la formación podría ser del Estefaniano. Según Limarino *et al.* (1996b) el techo de la sucesión (depósitos eólicos) podría alcanzar el Pérmico temprano tardío (Artinskiano?).

Los afloramientos mejor conocidos de esta formación son los de la quebrada del km 114 del camino San Juan - Calingasta, en la Precordillera Occidental (Fig. 1). La estructura del área es compleja, estando dominada por fallamientos y corrimientos andinos que se han sobreimpreso a la deformación paleozoica. Recientemente se han propuesto diferentes interpretaciones estructurales del área (von Gossen 1992; Sellés Martínez 1998; Cristallini y Ramos 2000); sin embargo no hay dudas de que la zona está limitada por dos corrimientos principales: la falla Tantal al este y las fallas Alto de los Pajaritos y Carrizal al oeste (Fig. 1c y d), que ponen en contacto las unidades del Paleozoico superior y Terciario con rocas del Paleozoico inferior al este y el oeste. Según Cristallini y Ramos (2000) las estructuras del área determinan una suerte de ventana tectónica en la que son expuestas rocas del Paleozoico superior.

Con el objetivo de colaborar a una mayor comprensión de la evolución tectónica del área, se realizó un muestreo paleomagnético de la Formación Del Salto. Once sitios de muestreo fueron ubicados en areniscas finas y limolitas grises a rojizo claras de un sector medio a superior de la sucesión. Tres muestras cilíndricas de 2,54 cm de diámetro, orientadas con brújulas solar y magnética, fueron recolectadas en cada sitio con una perforadora portátil. De cada muestra se obtuvieron posteriormente en laboratorio 2 o 3 especímenes estándar de 2,2 cm de altura.

Resultados paleomagnéticos

Todos los especímenes fueron sometidos a desmagnetización progresiva por campos magnéticos alternos (AF) o altas temperaturas (Valencio 1980; Butler 1992). Para el procesamiento de laboratorio se utilizaron los equipos disponibles en el Laboratorio de Paleomagnetismo Daniel Valencio de la Universidad de Buenos Aires, consistentes en un magnetómetro criogénico con *squids* de corriente directa (2G 750R), un desmagnetizador de campos alternos estático anexo al magnetómetro, un horno para lavados térmicos Schonstedt TSD-1, un magnetizador por pulsos PM-2 (Pmag) y un susceptímetro RMSH-III. La desmagnetización AF se realizó en 17 o 18 etapas con campos aplicados entre 2 y 140 mT. Los lavados térmicos se efectuaron en 10 a 14 etapas, empezando por temperaturas de 100°C hasta un máximo entre 450°C y 600°C.

La figura 2 ilustra comportamientos magnéticos típicos de las rocas estudiadas. En general, y tras la remoción de una componente blanda con campos menores de 10 mT o temperaturas de 150°C, la mayoría de las muestras mostró la existencia de una única componente magnética con inclinaciones positivas (dirigidas hacia abajo). Mientras que las limolitas presentaron temperaturas de desbloqueo entre 350°C y 450°C, algunas areniscas alcanzaron los 600°C (Fig. 2). La desmagnetización AF fue igualmente efectiva que el lavado térmico para aislar y determinar la magnetización remanente característica, al poder eliminar entre el 80 y 90% de la remanencia natural en la mayoría de las muestras. Sin embargo, en las areniscas con las temperaturas de desbloqueo más altas el lavado AF sólo pudo eliminar un 40% de la remanencia natural (Fig. 2f). Las direcciones de magnetización característica fueron determinadas mediante análisis de componentes principales (Kirshvink 1980) con un mínimo de 4 etapas de desmagnetización consecutivas. Algunas areniscas no pudieron ser completamente desmagnetizadas debido a la imposibilidad de realizar etapas de calentamiento por encima de los 600°C, dada la generalizada inducción de cambios químicos significativos en las muestras. Esto pudo

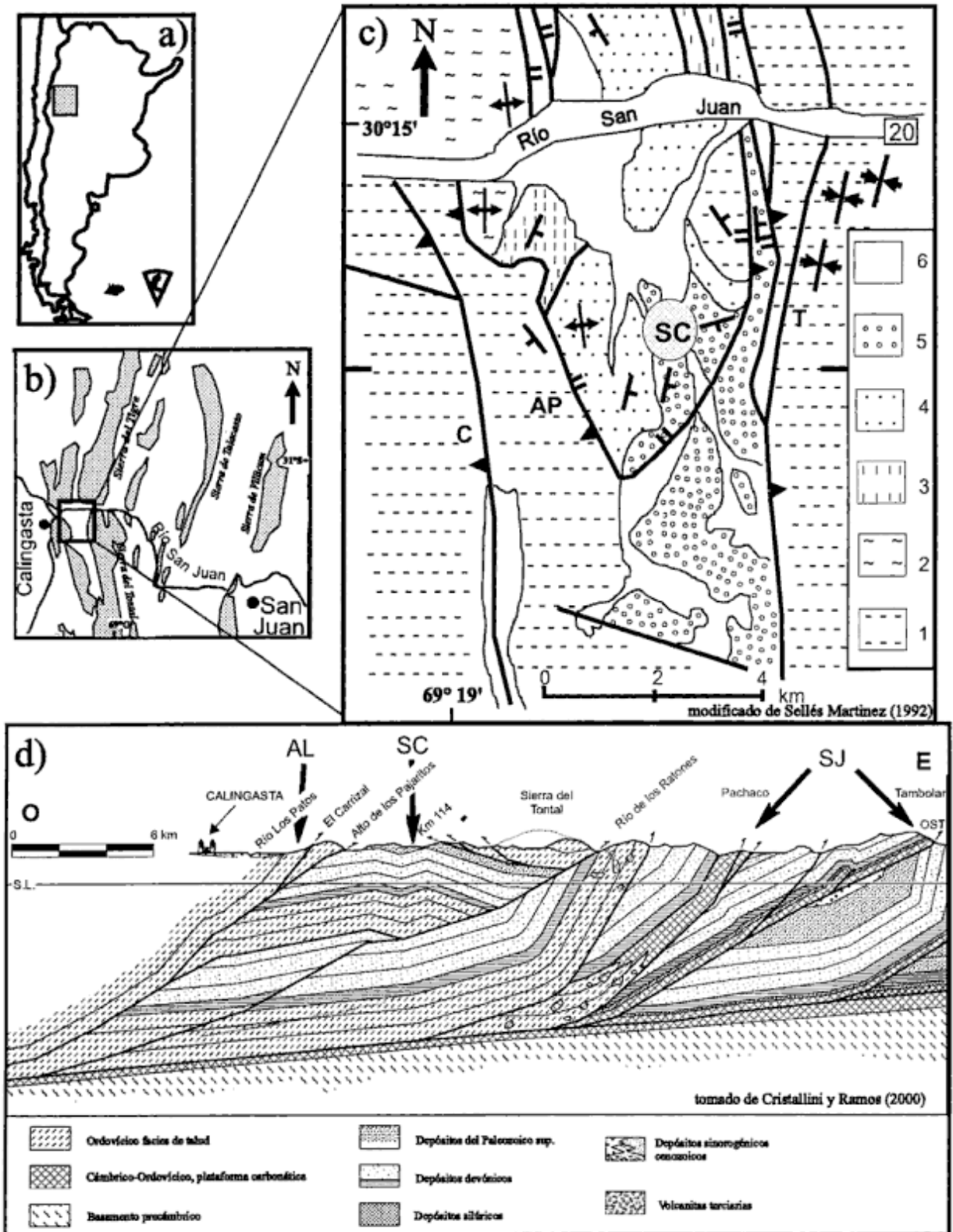


Figura 1: a y b, Mapas de ubicación del área de estudio; c, Bosquejo geológico de la quebrada del km 114 (simplificado de Sellés Martínez 1992) y ubicación del sector de muestreo (óvalo gris), C: falla El Carrizal, AP: falla Alto de los Pajaritos, T: falla el Tontal; 1: Formación Alcaparrosa (Ordovícico, facies de talud), 2: Formación Codo (Devónico), 3: Formación El Planchón (Devónico), 4: Formación del Ratón (Carbonífero), 5: Formación Del Salto (Pérmico), 6: depósitos cuaternarios (según Sellés Martínez 1992); las líneas quebradas a ambos lados de la figura señalan la traza del perfil balanceado de la Fig. 1d; d, Tramo del perfil balanceado de la Precordillera (Cristallini y Ramos 2000) correspondiente al área de estudio (SC); AL y SJ indican los lugares de otros estudios paleomagnéticos en la Formación Alcaparrosa (Vilas y Valencio 1978; Rapalini y Tarling 1993) y la Formación San Juan (Rapalini y Tarling 1993), respectivamente.

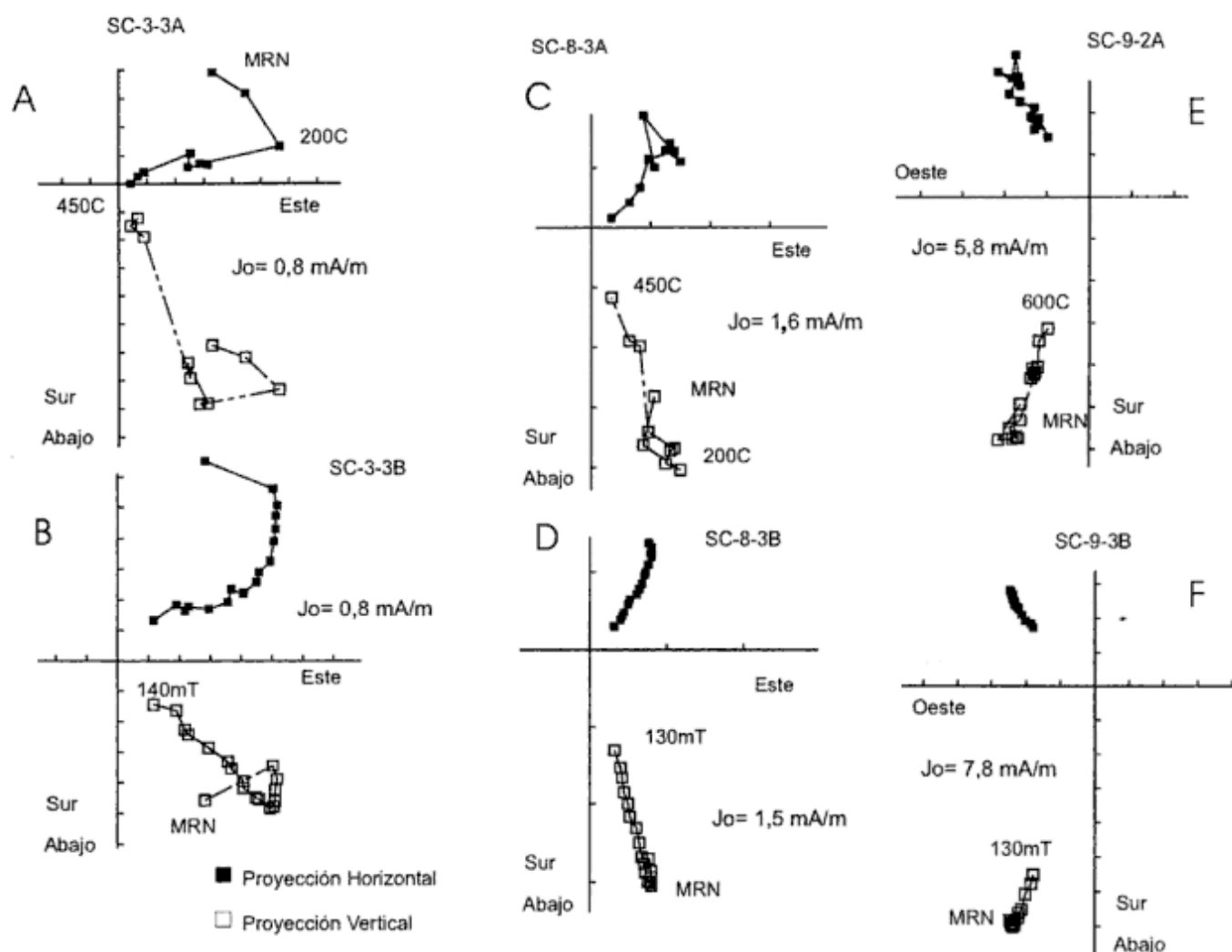


Figura 2: Gráficos de desmagnetización representativos *in situ* de la Formación Del Salto. Símbolos llenos (vacíos) indican proyección en el plano horizontal (vertical).

observarse mediante el monitoreo de la susceptibilidad magnética total en función de la temperatura (Fig. 3c). De todos modos, en todos los casos pudo lograrse una desmagnetización parcial de la magnetización característica (Fig. 2) con decaimiento lineal de la remanencia hacia el origen de coordenadas, lo que sugiere que no hay ninguna componente magnética adicional. Las direcciones medias por sitio de la magnetización remanente característica son presentadas en el cuadro 1. Un sitio (SC-6) presentó sólo dos direcciones consistentes, otro (SC-2) mostró una baja consistencia interna de direcciones ($\alpha_{95} > 20^\circ$), mientras que un tercero (SC-1) tuvo una dirección inconsistente con el resto. Estos tres sitios fueron descartados de cualquier análisis posterior. Los restantes 8 sitios tuvieron una alta consistencia interna de direcciones. La figura 4 muestra las direcciones medias por sitio *in situ* y después de corregir los datos por la actitud estructural de los bancos estudiados. Es evidente una agrupación mucho mejor de direcciones en el segundo caso, sien-

do la diferencia entre los valores del parámetro de precisión fisheriana k estadísticamente significativa (McElhinny 1964). Esto indica que la remanencia magnética aislada de la Formación Del Salto es pre-tectónica. Sobre la base de la dirección promedio de los 8 sitios, se calculó entonces el polo paleomagnético de esta unidad: SC: $26,8^\circ\text{S}$, $357,0^\circ\text{E}$, $\delta p = 4,4^\circ$, $\delta m = 6,4^\circ$. Un origen primario de la remanencia magnética aislada es consistente con la exclusiva polaridad reversa hallada en las rocas de la Formación Del Salto, que sugiere que la magnetización fue adquirida durante el Intervalo magnético Kiaman, cuya extensión ha sido datada entre los 297 y 261 Ma, aproximadamente (Ogg 1995).

La mineralogía magnética de estas rocas fue investigada mediante la aplicación de magnetismo remanente isotermal (IRM, Dunlop y Özdemir 1997) y desmagnetización térmica de IRM triaxial (Lowrie 1990, Fig. 3a). Las curvas de adquisición de IRM indican la presencia de una fase mineral con baja coer-

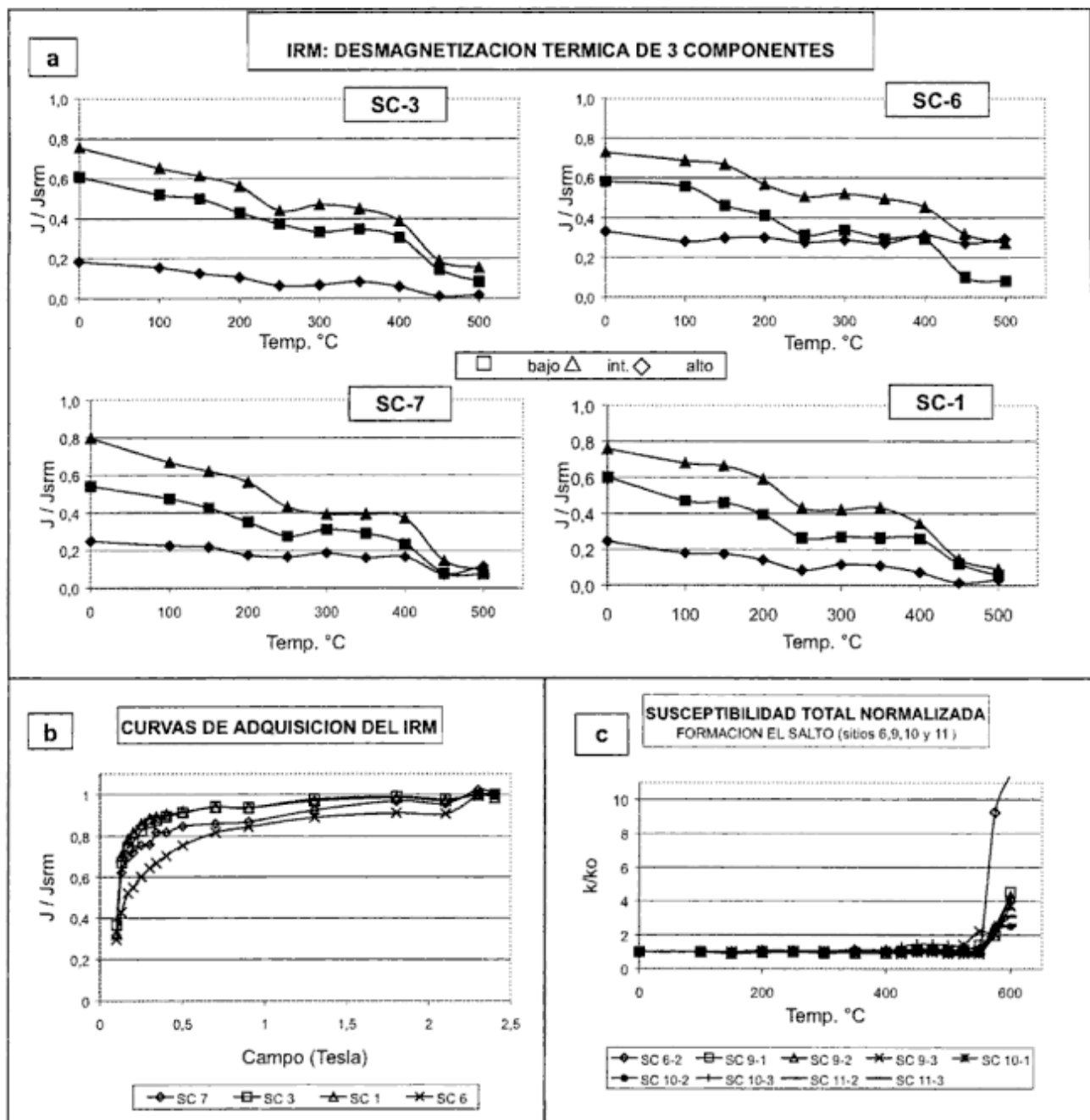


Figura 3: Estudios de magnetismo de rocas realizados sobre muestras de la Formación Del Salto. **a**, Desmagnetización térmica de magnetismo remanente isotérmico (IRM) triaxial (Lowrie 1990) de 4 muestras representativas, que permite determinar las temperaturas de bloqueo de los componentes ferromagnéticos de coercitvidades bajas, medias y altas. **b**, Curvas de adquisición de IRM representativas de las distintas litologías estudiadas que permiten caracterizar los minerales ferromagnéticos presentes. **c**, Curvas de susceptibilidad total vs temperatura de muestras representativas que indican la producción o no de cambios mineralógicos en los componentes ferromagnéticos. Veanse más detalles en el texto.

citividad. Sin embargo, el hecho de no alcanzar saturación aún a 2 Tesla es prueba de la existencia de un segundo compuesto mineral, en este caso de coercitividad muy alta (Fig. 3b). La desmagnetización térmica por debajo de los 500°C para las limolitas, consistente con la desmagnetización térmica del magnetismo remanente natural. También puede observarse una caída en la

magnetización de los tres espectros de coercitvidades alrededor de 250-300°C. Estos resultados podrían explicarse mediante la ocurrencia de dos minerales portadores de remanencia magnética en las limolitas: titanomagnetita y pirrotita (?). Sin embargo, en las areniscas la presencia de hematita es evidente dadas las temperaturas de desbloqueo de la remanencia magnética natural y el hecho de que el espectro de

Cuadro 1: Direcciones medias por sitio de la magnetización remanente característica de la Formación Del Salto. n = número de especímenes utilizados para calcular la dirección media, N = número de sitios de muestreo, α_{95} y k son los parámetros estadísticos de Fisher (1953). Dec: declinación, Inc: inclinación, MRC: magnetización remanente característica, Corr. Estr.: corrección estructural, R.: rumbo de la estratificación, Buz.: buzamiento de la estratificación, MRC (corr.): MRC corregida por actitud estructural, PGV: polo geomagnético virtual, Lat: latitud (valores negativos indican latitud sur), Long.: longitud.

| Sitio | n | MRC (<i>in situ</i>) | | | | Corr. Estr. | | MRC (corr.) | | PGV | |
|----------------|-----|------------------------|-------|---------------|-----|-------------|------|-------------|-------|--------|--------|
| | | Dec | Inc | α_{95} | k | R. | Buz. | Dec | Inc | Lat. | Long. |
| SC-3 | 6 | 57,9° | 58,6° | 12,6° | 29 | 58° 33' SE | | 112,2° | 51,4° | -33,3° | 0,7° |
| SC-4 | 3 | 63,6° | 67,4° | 11,8° | 111 | 58° 33' SE | | 112,4° | 48,9° | -32,7° | 3,3° |
| SC-5 | 5 | 52,9° | 62,2° | 8,0° | 93 | 58° 33' SE | | 101,9° | 49,8° | -24,6° | 358,6° |
| SC-7 | 4 | 57,2° | 57,9° | 10,7° | 75 | 58° 33' SE | | 98,6° | 45,6° | -20,5° | 0,9° |
| SC-8 | 6 | 44,9° | 62,7° | 3,6° | 350 | 58° 33' SE | | 99,6° | 53,3° | -24,1° | 354,5° |
| SC-9 | 4 | 322,2° | 61,5° | 8,5° | 117 | 37° 56' SE | | 112,1° | 60,8° | -35,9° | 349,2° |
| SC-10 | 4 | 341,3° | 56,9° | 13,8° | 45 | 37° 56' SE | | 92,1° | 57,4° | -20,2° | 347,8° |
| SC-11 | 3 | 353,8° | 66,3° | 13,7° | 81 | 37° 56' SE | | 101,2° | 47,7° | -23,3° | 0,2° |
| Total | | | | | | | | | | | |
| <i>In situ</i> | N=8 | 26,7° | 68,1° | 12,5° | 21 | | | | | | |
| Corr. | N=8 | 103,7° | 52,1° | 4,7° | 140 | | | | | -26,8° | 357,0° |

alta coercitividad no es afectado por desmagnetización térmica hasta los 550°C (Fig. 3a, SC-6). Por encima de esta temperatura, la desmagnetización del IRM debió detenerse por la producción de importantes cambios químicos en las muestras.

Interpretación e implicancias tectónicas

La posición del polo paleomagnético SC no es consistente con la de otros polos post-carboníferos del Gondwana Occidental (Fig. 5). Su posición sugiere una rotación antihoraria significativa del área de muestreo. El cálculo de los valores de rotación (R) y anomalía en paleolatitud (P) con sus respectivos intervalos de error (Beck 1989) difiere según el polo de referencia utilizado. Si se considera el polo promedio de América del Sur para el Carbonífero tardío - Pérmico temprano (Rapalini *et al.* 1993) los valores

respectivos son: $R = 37,1^\circ \pm 8,8^\circ$, $P = 9,1^\circ \pm 6,8^\circ$, lo que indica una importante rotación antihoraria y una paleolatitud significativamente más baja que la del polo de referencia. Sin embargo, si como referencia se utiliza el polo promedio del Pérmico inferior de Gondwana Occidental (Van der Voo 1993) los valores obtenidos son: $R = 44,4^\circ \pm 8,4^\circ$, $P = 0,1^\circ \pm 7,1^\circ$. La falta de anomalía en paleolatitud en el segundo caso sugiere que éste es el polo de referencia más adecuado. La indudable edad pérmica temprana de las rocas de la Formación Del Salto indica que el polo de referencia Carbonífero tardío-Pérmico temprano de América del Sur es probablemente más representativo del Carbonífero tardío.

La significativa rotación antihoraria del área de muestreo de la Formación Del Salto no puede ser datada debido a la carencia de datos paleomagnéticos de unidades más jóvenes allí aflorantes. Sin embargo, consideraciones geológicas y tectónicas regionales sugieren dos edades como las más probables.

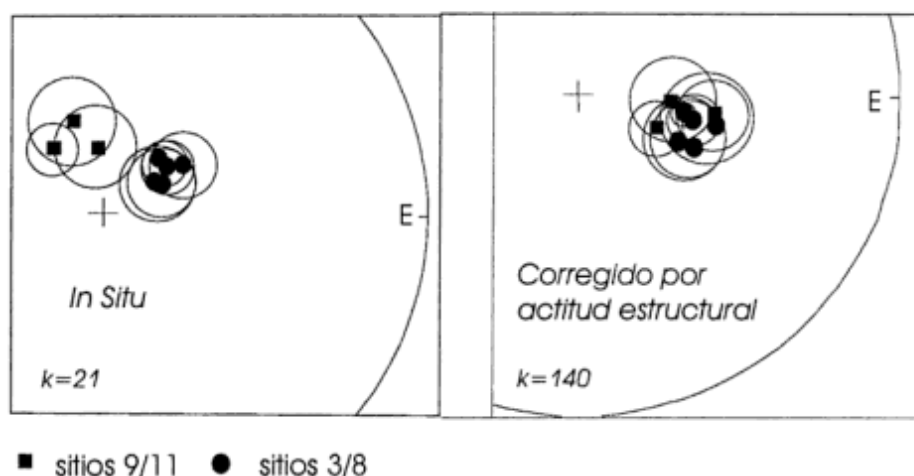


Figura 4: Direcciones medias por sitio de la remanencia característica de la Formación Del Salto *in situ* y luego de llevar los estratos a la horizontal y sus respectivos α_{95} . Es obvio el mejor agrupamiento de las direcciones en el segundo caso, también indicado por el significativo aumento del parámetro de precisión k .

La primera hipótesis propone que las rocas de la Formación Del Salto de esta localidad fueron afectadas por los procesos de rotaciones tectónicas que afectaron otras rocas del Paleozoico superior en la Precordillera Occidental y Cordillera Frontal en el Pérmico temprano tardío a Pérmico tardío (Rapalini *et al.* 1989; Rapalini y Vilas 1991). Estas rotaciones fueron asignadas a procesos tectónicos vinculados con la subducción oblicua de corteza oceánica en el margen sudoccidental del Gondwana durante el Paleozoico tardío (Rapalini y Vilas 1991) o a la deformación producida por la colisión oblicua de un terreno alóctono aún desconocido (Mpodozis y Mahlburg Kay 1990, 1992).

Una segunda hipótesis relaciona la rotación con los corrimientos andinos. Allerton (1998), en su reciente reseña sobre rotaciones de gran magnitud en fajas plegadas y corridas, ha demostrado que tales procesos son muy frecuentes y pueden responder a una gran variedad de mecanismos cinemáticos. Los principales corrimientos que limitan el bloque donde aflora la Formación Del Salto observan una deflexión antihoraria de unos 20 a 30° en sentido antihorario al sur de la quebrada del río San Juan. Sin embargo, estudios paleomagnéticos realizados sobre otras unidades de la Precordillera Occidental o Cen-

tral a lo largo del río San Juan, tanto al este como al oeste de la quebrada del km 114 (Fig. 1d; AL, Formación Alcaparrosa, Vilas y Valencio 1978; Rapalini y Tarling 1993; SJ: Formación San Juan, Rapalini y Tarling 1993; sedimentitas carboníferas, Buggisch *et al.* 1993, más hacia el este, fuera de la figura 1d no han detectado rotaciones significativas, lo que restringe severamente la extensión regional de la rotación. El área de muestreo de la Formación Del Salto está ubicada en el único corrimiento fuera de secuencia de la Precordillera Occidental a esta latitud, según un reciente perfil balanceado presentado por Cristallini y Ramos (2000, Fig. 1d). La posible rotación antihoraria del corrimiento fuera de secuencia es consistente con desplazamientos de rumbo dextrales en la falla Tontal, que marca el límite oriental del corrimiento, y su continuación al norte en la falla activa El Tigre (Siame *et al.* 1996). Según la interpretación de Sellés Martínez (1992, ver Fig. 1c), una de las fallas del sistema del Tontal (falla de la Arena) sufre un importante cambio de rumbo para vincularse con el corrimiento del Alto de los Pajaritos. De ser así, esta estructura podría servir de rampa lateral al bloque rotado. En ese caso, en la misma debieran verificarse desplazamientos inversos con componente de rumbo dextral. Debe se-

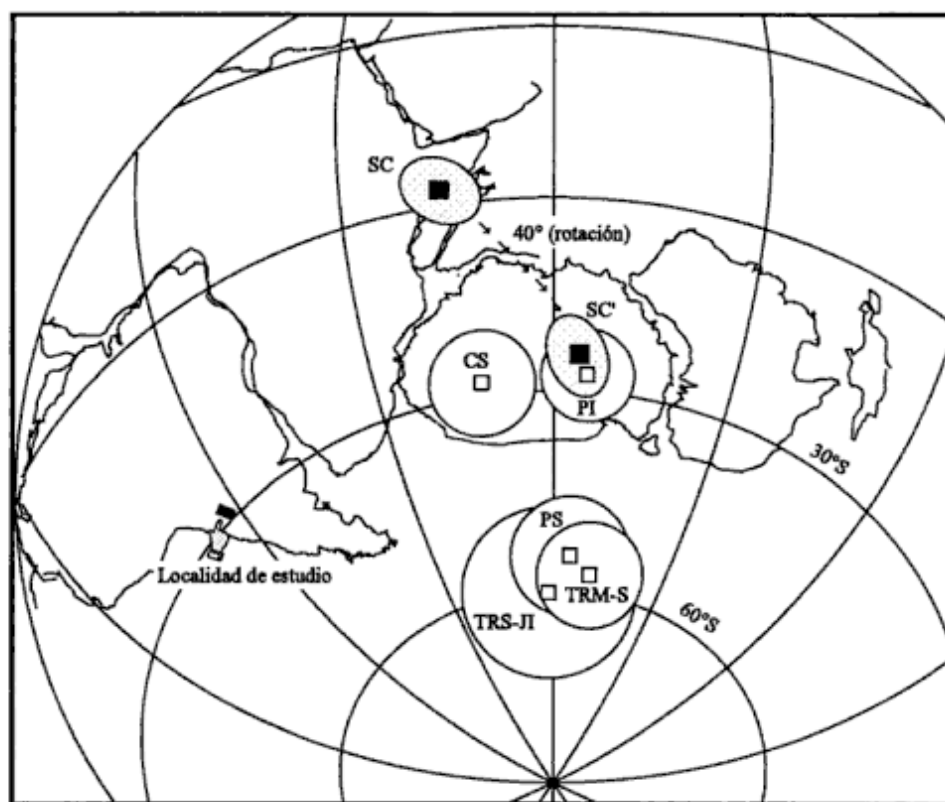


Figura 5: Posición del polo paleomagnético de la Formación Del Salto (SC) en una reconstrucción del supercontinente Gondwana (Lottes y Rowley 1990). Se presentan para comparación los polos paleomagnéticos promedio del Gondwana Occidental (Van der Voo 1993) para los intervalos: Carbonífero tardío (CS), Pérmico temprano (PI), Pérmico tardío (PS), Triásico medio a tardío (TRM-S) y Triásico tardío a Jurásico temprano (TRS-JI). Se presenta también el polo SC luego de ser rotado 40° en sentido horario según un eje vertical ubicado en la localidad de estudio (SC'). Vease discusión en el texto.

ñalarse, sin embargo, que el perfil balanceado de la figura 1d debería ser modificado para contemplar la rotación observada si se demuestra que ésta se produjo por la deformación andina. Más aún, von Gosen (1992) y Sellés Martínez (1998) presentaron interpretaciones estructurales del área sustancialmente diferentes. En ambos modelos la falla Tontal es subvertical. La correlación entre la rotación determinada y estos modelos estructurales no parece simple. Es obvio que se requieren datos paleomagnéticos de rocas más jóvenes aflorantes en esta localidad, lo que permitiría determinar la edad de la rotación y posiblemente evaluar los diferentes modelos estructurales. De todos modos, la rotación tectónica determinada implica que todo dato direccional obtenido en estos afloramientos de la Formación Del Salto debe ser corregido por una rotación horaria de unos 40° según un eje vertical.

Conclusiones

Un estudio paleomagnético realizado sobre muestras de la Formación Del Salto indicó que las mismas poseen una remanencia magnética estable pre-tectónica, portada mayormente por titanomagnetitas. La posición del polo paleomagnético, calculado sobre la base de la magnetización remanente promedio de 8 sitios, indica que el área de muestreo sufrió una rotación antihoraria de unos 40° según un eje vertical. Si bien la edad de la rotación no ha podido ser restringida mediante datos paleomagnéticos, consideraciones geológicas sugieren dos posibles hipótesis: i) la rotación ocurrió en el Pérmico, como la detectada en otras rocas de la región, asociada a procesos ocurridos en el margen continental sudoccidental del Gondwana; ii) la rotación está asociada a la deformación andina y muy probablemente habría involucrado sólo a la lámina sobrecorrida en la que se ubican los afloramientos del km 114. Cualquiera sea la edad y mecanismo de la rotación, todo estudio de parámetros direccionales en estos afloramientos de la Formación Del Salto debe ser corregido con una rotación de unos 40° en sentido horario.

Agradecimientos

Estos estudios fueron realizados con apoyo económico de los subsidios UBACyT AX002, EX43 y X045 de la Universidad de Buenos Aires. El CONICET brindó apoyo institucional. El trabajo se benefició de las discusiones, comentarios e información brindada por E. Cristallini, V.A. Ramos, J. Sellés Martínez y J.M. Cortés. J. Vilas colaboró durante las tareas de campo. Las sugerencias aportadas por los

revisores del trabajo fueron una valiosa contribución para mejorar la versión final del mismo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allerton, S., 1998. Geometry and kinematics of vertical-axis rotations in fold and thrust belts. *Tectonophysics*, 299: 15-30.
- Azcuy, C. L. y Caminos, R., 1987. Diastrofismo. En: Archangelsky, S. (Ed.): *El Sistema Carbonífero en la República Argentina*, p. 239-252. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Beck, M.E.Jr., 1989. Paleomagnetism of continental North America; Implications for displacement of crustal blocks within the Western Cordillera, Baja California to British Columbia. *Geological Society of America, Memoir* 172, 22: 471-492.
- Buggisch, W., Bachtadse, V. and Von Gosen, W., 1993. The middle Carboniferous glaciation of the Argentine Precordillera (San Juan - Mendoza) - new data to basin evolution and palaeomagnetism. *Zbl. Geol. Palaont. Teil I. H 1/2*: 287-307.
- Butler, R.F., 1992. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes. Blackwell Scientific Publications, 319 pp., Boston.
- Cahill, T. and Isacks, B.L., 1992. Seismicity and shape of the Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, 97: 17503-17529.
- Cristallini, E.O. and Ramos, V.A., 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt: Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° S). *Tectonophysics*, 317: 205-235.
- Dunlop, D.J. and Özdemir, O., 1997. *Rock Magnetism, Fundamentals and frontiers*. Cambridge University Press, 573 p., Cambridge.
- Fisher, R. A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, A*, 217: 295-306.
- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Ramos, V.A. and Allmendinger, R.W., 1983. Mountain building in the Central Andes. *Episodes*, 3: 20-26.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. and Drake, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 137-158.
- Kirshvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, 62: 699-718.
- Kissel, C. and Laj, C. (Eds.), 1989. *Paleomagnetic rotations and continental deformation*. Kluwer Academic Publishers, 511 pp., Dordrecht / Boston / Londres.
- Limarino, C.O., Gutierrez, P., López Gamundí, O., Fauqué, L. y Lech, R., 1996a. Cuencas Río Blanco y Calingasta-Uspallata. En: *El sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay*, p. 141-152. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Limarino, C.O., Césari, S.N. y López Gamundí, O., 1996b. 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.
- López Gamundí, O., Limarino, C.O. and Cesari, S.N., 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 91: 305-329.
- López Gamundí, O., Espejo, I., Conaghan, P. and Mc. A. Powell, C., 1994. Southern South America. In: *Veevers, J. and Mc.A.Powell, C. (Eds.): Permian-Triassic Pangean Basins and Fold Belts along the Panthalassan margin of western Gondwanaland*, p. 281-329. Geological Society of America, Memoir, 184.
- Lottes, A.L. and Rowley, D.B., 1990. Reconstruction of the Laurasian and Gondwanan segments of Permian Pangaea. *Geological Society Memoir*, 12: 383-395.

- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperatures properties. *Geophysical Research Letters*, 17: 159-162.
- MacDonald, W. D., 1980. Net tectonic rotation, apparent tectonic rotation and the structural tilt correction in paleomagnetic studies. *Journal of Geophysical Research*, 85, B7: 3659-3669.
- Manceñido, M. O. y Sabbatini, N., 1974. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico Superior de la provincia de San Juan). Parte II. Gastropoda. *Ameghiniana*, 10 (4): 326-338. Buenos Aires.
- Manceñido, M. O., González, C.R. y Damborenea, S., 1976. La fauna de la Formación Del Salto (Paleozoico Superior de San Juan). Parte III: Bivalvia. *Ameghiniana*, 13 (1-2): 65-106. Buenos Aires.
- McElhinny, M. W., 1964. Statistical significance of the fold test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, 8: 338-340.
- Morris, A. and Anderson, M.W. (Eds.), 1998. Paleomagnetism and tectonic rotations. *Tectonophysics*, 299 (1-3): 1-253.
- Mpodozis, C. y Mahlburg Kay, S., 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica del Gondwana: Andes Chilenos (28-31° S). *Revista Geológica de Chile*, 17 (2): 153-180.
- Mpodozis, C. and Mahlburg Kay, S., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin*, 104: 999-1014.
- Norris, D.K. and Black, R.F., 1961. Application of paleomagnetism to thrust mechanics. *Nature*, 192: 933-935.
- Ogg, J.G., 1995. Magnetic polarity time scale of the Phanerozoic. En: Ahrens, T.J. (Ed.): *A handbook of Physical Constants*, AGU Reference Shelf 1: 240-270.
- Osete, M.L. y Calvo, M., 1992. Paleomagnetismo y tectónica en las Cordilleras Béticas. *Física de la Tierra*, 4. Editorial Complutense.
- Quartino, B. J., Zardini, R.A. y Amos, A.J., 1971. Estudio y exploración geológica de la región Barreal - Calingasta (provincia de San Juan), p. 18-67. *Asociación Geológica Argentina, Monografía 1*. Buenos Aires.
- Rapalini, A.E. and Tarling, D.H., 1993. Multiple magnetizations in the Cambro-Ordovician carbonate platform of the Argentine Precordillera and their tectonic implications. *Tectonophysics*, 227: 49-62.
- Rapalini, A.E. and Vilas, J.F., 1991. Tectonic rotations in the Late Palaeozoic continental margin of Southern South America, determined and dated by palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, 107: 333-351.
- Rapalini, A. E., Vilas, J.F., Bobbio, M.L. and Valencio, D.A., 1989. Geodynamic interpretations from paleomagnetic data of Late Paleozoic rocks in the Southern Andes. In: Hillhouse, J.W. (Ed.): *Deep Structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, p. 41-57. *American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series N° 50*, v.5.
- Rapalini, A.E., Abdeldayem, A.L. and Tarling, D.H., 1993. Intra-continental movements in Western Gondwanaland: a palaeomagnetic test. *Tectonophysics*, 220: 127-139.
- Re, G. and Rapalini, A.E., 1995. Non-systematic neogene crustal block rotations in the Andean foothills of Central Argentina. COB'95, Curved Orogenic Belts, their nature and significance, Buenos Aires, Abstracts: 31-37.
- Sellés Martínez, J., 1992. Estructura del borde occidental de la Precordillera, en el área comprendida entre la Sierra del Tontal y el río Castaño, desde el río San Juan hasta la base del Cerro Colorado. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 173 pp. (Inédito).
- Sellés Martínez, J., 1998. La estructura de la Precordillera en las nacientes del río San Juan: parte II, perfiles estructurales. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 176-181.
- Sessarego, H., 1986. Eolianitas en el Pérmico de la Cuenca Calingasta-Uspallata (Formación Del Salto), Depto. Calingasta - San Juan. *Actas 1° Reunión Argentina de Sedimentología*: 149-152. La Plata.
- Sessarego, H., Lech, R. y Amos, A.J., 1986. Estratigrafía y contenido paleontológico de la Formación Del Salto (Pérmico), aflorante al norte del río San Juan, cerro El Brealito, Depto. Calingasta, San Juan. *Primeras Jornadas sobre Geología de la Precordillera*. Asociación Geológica Argentina, Serie A, N° 2: 192-197.
- Siame, L., Sebrier, M., Bellier, O., Bourles, D., Castano, J.C., Araujo, M., Yiou, F. and Raisbeck, G., 1996. Segmentation and horizontal slip-rate estimation of the El Tigre fault zone, San Juan province (Argentina) from spot images analysis. *Third International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts*: 239-242. Saint Malo, France.
- Somoza, R., Singer, S. and Coira, B., 1996. Paleomagnetism of Upper Miocene ignimbrites at the Puna: an analysis of vertical axis rotation in the Central Andes. *Journal of Geophysical Research*, 101: 11387-11400.
- Valencio, D. A., 1980. *El magnetismo de las rocas*. Eudeba, 351 pp. Buenos Aires.
- Van der Voo, R., 1993. *Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans*. Cambridge University Press, 411 pp. Cambridge.
- Vilas, J. F. and Valencio, D.A., 1978. Paleomagnetism and K-Ar age of the Upper Ordovician Alcaparrosa Formation, Argentina. *Geophysical Journal of the Royal astronomical Society*, 55: 143-154.
- von Gosen, W., 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the Rio San Juan section. *Journal of Structural Geology*, 14 (6): 643-667.

Recibido: 21 de junio, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico tardío en la cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales

Juan Carlos BIDEGAIN¹, Adrianus Johannes van VELZEN² y Yamile RICO¹

¹LEMIT-CIC, Calle 52 e/121 y 122, 1900 La Plata, Provincia de Buenos Aires, República Argentina

E-mail: jcbidegain@way.com.ar

²Utrecht University, the Netherlands

RESUMEN. Mediante técnicas de magnetismo de rocas fueron obtenidos los parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos en la cantera de Gorina. En estos mismos sedimentos se constató previamente la existencia de zonas de distinta polaridad magnética que fueron asignadas al cron Brunhes y a una parte del cron Matuyama. Las variaciones de los parámetros magnéticos son comparados con los datos obtenidos mediante análisis mineralógicos, químicos y sedimentológicos y se analizan en el contexto de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales ocurridos durante el Pleistoceno y Holoceno en el área de estudio. Los valores más elevados de susceptibilidad magnética ($2,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) se registran en capas loessoides y se refieren a concentraciones más elevadas de FeO y de minerales ferromagnéticos. Los valores más bajos ($10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) se relacionan con cristalinización deficiente y baja concentración de FeO en capas intensamente meteorizadas. Los sedimentos más jóvenes pertenecientes a la Formación Buenos Aires presentan un modelo de comportamiento de la susceptibilidad magnética opuesto al establecido en el loess de China; no obstante, será necesario un estudio más exhaustivo del tipo y origen de los minerales magnéticos, en virtud del registro de incrementos de los parámetros magnéticos en los paleosuelos de la Formación Ensenada. La parte de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia se encuentra entre 2,6 y 7,3 %. Los porcentajes más elevados corresponden a niveles del tope de un paleosuelo en el límite Brunhes/Matuyama, posiblemente generados por pedogénesis. La oxidación secundaria parece haber influenciado los parámetros magnéticos, cuando las muestras son calentadas hasta 150°C, el efecto más notable, es el decrecimiento de los valores de coercitividad B_c y $B_{c\alpha}$.

Palabras clave: Cenozoico, Loess, Paleosuelos, Parámetros magnéticos, Paleoclima, Paleoambiente

ABSTRACT. Magnetic parameters in late Cenozoic loess and paleosols in the Gorina Quarry of La Plata, Buenos Aires Province, República Argentina: palaeoclimatic and palaeoenvironmental significance. Rock magnetic properties were measured in a loess-palaeosol sequence of the Ensenada and Buenos Aires formations, in Gorina quarry. These sediments have shown previously to contain records of the Brunhes and part of the Matuyama polarity chrons. The present research compares variations in rock magnetic properties with data obtained from mineralogical, sedimentological and chemical analyses. Magnetic parameters are analysed in the context of palaeoclimatic and palaeoenvironmental changes that took place in the area during Pleistocene and Holocene. The higher values of susceptibility ($2,5 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) recorded in loess-like layers correspond with higher concentrations of FeO and ferromagnetic content. Lower susceptibility ($10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) values are related to poor crystallinity of minerals and low FeO concentrations in strongly weathered layers. The youngest sediments of the Buenos Aires Formation exhibit a pattern of magnetic susceptibility that is the opposite of that established in the loess of China. However, it is necessary to undertake a more exhaustive study of the type and origin of the magnetic minerals, on account of the enhanced magnetic parameters recorded in palaeosols belonging to the Ensenada Formation. The frequency-dependent part of the susceptibility ranges between 2,6 and 7,3 % in the whole sequence, with the highest values in the upper part of palaeosol horizon B_c close to the Brunhes/Matuyama boundary, probably related to pedogenic enhancement. Secondary oxidation seems to have influenced the magnetic parameters in all the layers studied. When samples are heated to 150°C the decrease in coercivity (both B_c and $B_{c\alpha}$) is the most remarkable effect.

Key words: Cenozoic, Loess, Palaeosols, Magnetic parameters, Palaeoclimate, Palaeoenvironment

Introducción

La secuencia estratigráfica en la cantera de Gorina (Fig. 1), está integrada por el denominado Miembro Inferior y el Miembro Superior de la Formación Pamplano (Fidalgo y Martínez 1983). El primero corresponde al ensenadense y el segundo al bonaerense

en el sentido de Frenguelli (1957).

Los sedimentos más antiguos expuestos en la base de las canteras de Hernández, muy próximas a la de Gorina (Fig. 1), que presentan mayor contenido en carbonato de calcio, fueron asignados a la Formación Ensenada (Cortezzi 1978). Teruggi e Imbellone (1987) efectuaron investigaciones paleopedológicas y minera-

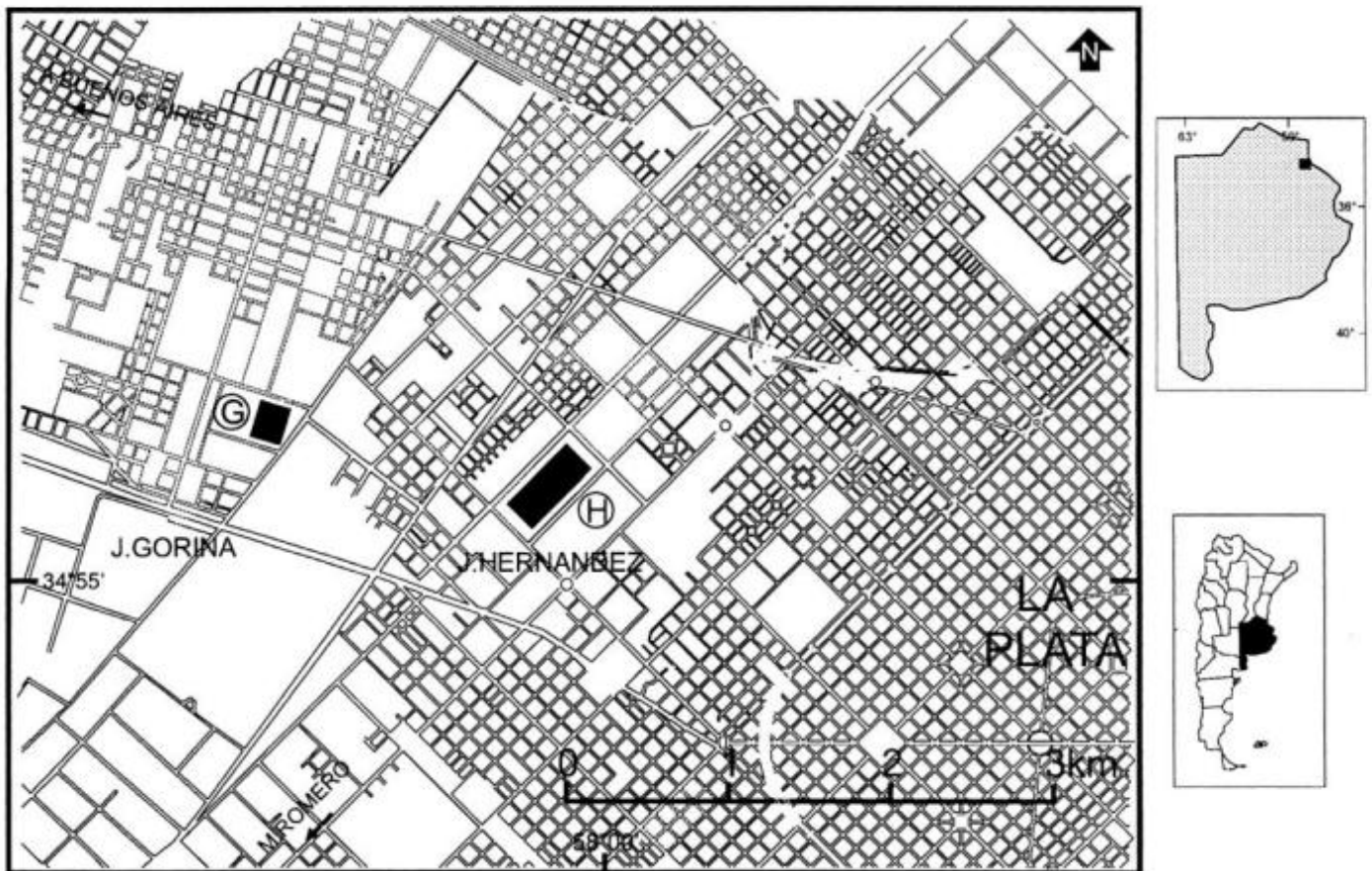


Figura 1: Ubicación de las canteras de Gorina y Hernández en los alrededores de la ciudad de La Plata.

lógicas en la misma localidad, y Tonni *et al.* (1988) realizaron la diferenciación y clasificación de hallazgos fosilíferos.

Desde el punto de vista magnetoestratigráfico los sedimentos expuestos en las canteras de Hernández y Gorina fueron asignados a los cronos de polaridad Brunhes y Matuyama (Bidegain 1991, 1994, 1998) de acuerdo a Cande y Kent (1995). Las magnetozonas establecidas fueron referidas a registros de vertebrados fósiles existentes en los sedimentos de las canteras de Hernández (Tonni *et al.* 1999).

En el presente trabajo se aplican técnicas de magnetismo de rocas a muestras de loess y paleosuelos de la cantera de Gorina. El objetivo es obtener parámetros magnéticos de utilidad en la interpretación de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales; la mineralogía magnética estudiada se relaciona con los datos obtenidos mediante análisis mineralógicos, sedimentológicos y químicos.

La medición de parámetros magnéticos ha sido aplicada en estudios de magnetismo ambiental y paleoambiental a los fines de diferenciar la fracción ferromagnética de utilidad en interpretaciones paleoclimáticas (Thomson y Oldfield 1986; Maher y Thomson 1991; Banerjee *et al.* 1993; Hunt *et al.* 1995; Verosub *et al.* 1993; Verosub y Roberts 1995). Mediciones

a temperatura ambiente y luego de calentar a 150°C a los fines de estudiar el efecto de la oxidación a baja temperatura sobre los parámetros magnéticos en sedimentos, fueron realizadas según van Velzen y Zijderveld (1992), en loess y paleosuelos (van Velzen y Dekkers 1999).

La susceptibilidad como parámetro de utilidad en la correlación de secuencias de loess a escala regional fue utilizada por diversos investigadores entre los que cabe mencionar a Heller y Liu (1982), Liu *et al.* (1985), Liu *et al.* (1992), Heller y Evans (1995), Chen *et al.* (1997), quienes a su vez consideran que las curvas de susceptibilidad pueden referirse a los cambios climáticos globales obtenidos de la curva de $\delta^{18}O$.

Un buen número de publicaciones indican que en el loess de China, los valores de susceptibilidad magnética son más elevados en los paleosuelos que en el loess. Existen dos escuelas de pensamiento en la interpretación de las causas de las variaciones en los valores magnéticos. La primera considera un aporte relativamente constante de polvo desde la estratósfera, proveniente de la actividad volcánica, de desiertos distantes, de incendio de bosques y de la desintegración de meteoritos. Estos sedimentos constituyen los materiales originales sobre los que se desarrollaron los suelos en condiciones de clima cálido-húmedo. Al

cambiar el clima a condiciones de mayor sequía, se habría producido el aporte de material eólico (pulsos depositacionales) desde regiones débilmente magnéticas, tales como el desierto de Gobi, lo que dejaría como resultado a los paleosuelos con mayor susceptibilidad magnética, debido al mayor contenido en minerales ferromagnéticos, tesis sostenida por Kukla (1988). La segunda escuela sostiene que el incremento de la susceptibilidad en los paleosuelos se debe al mismo proceso de la pedogénesis, con lo cual, nuevos minerales magnéticos se formarían *in situ* (Maher y Taylor 1988; Zhou *et al.* 1990; Maher y Thomson 1991, 1995). Heller *et al.* (1991) atribuyen este fenómeno a la formación de minerales superparamagnéticos en los suelos, es decir, el incremento de susceptibilidad por aporte eólico (litogénesis) es menor que el incremento de susceptibilidad por la pedogénesis. Por otra parte Banerjee *et al.* (1993) encuentran que en el registro total de susceptibilidad magnética en loess/paleosuelos de China, la contribución superparamagnética es siempre mayor en los paleosuelos. Estos corresponden a condiciones de clima cálido y húmedo y los depósitos de loess a períodos glaciares, fríos y más secos.

Si bien los estudios de magnetismo de rocas en América del Sur y en particular en nuestro país son muy recientes, las mediciones de susceptibilidad realizadas en sedimentos del Cuaternario proporcionan valores que tienden a ser opuestos a los obtenidos en China por los autores señalados. Es decir, los valores de susceptibilidad en el loess son mayores que en los paleosuelos (Bidegain *et al.* 1995, 1996; Vásquez *et al.* 1998; Orgeira *et al.* 1998).

Estudios comparativos entre el loess de China y Siberia realizados por Evans y Rutter (1998), indican la existencia de señal magnética opuesta entre ambos países. Mientras que los períodos fríos en China generan valores de susceptibilidad tan bajos como $0,3 \times 10^{-6}$ m³/kg, en Siberia se registran valores más elevados (4×10^{-6} m³/kg). Contrariamente, en los períodos interglaciales los paleosuelos de Siberia proporcionan valores menores en tanto que en China aumentan. Liu *et al.* (1999) consideran que el incremento del contenido ferrimagnético *in situ* en paleosuelos es una característica para el paleoclima de latitudes medias a bajas de China y Europa central pero que no se cumple para secuencias de loess de latitudes altas de Siberia y Alaska. El presente trabajo indica que tampoco se cumple para latitudes medias de América del Sur, en particular para las secuencias de loess y paleosuelos de la República Argentina.

Geología y métodos no magnéticos empleados

La figura 2 representa las distintas capas geológicas diferenciadas en el trabajo de campaña en Gorina, correspondientes a facies depositacionales y post-

depositacionales con distinto grado de desarrollo. La secuencia estudiada, está integrada por sedimentos de la Formación Ensenada, Formación Buenos Aires y el postpampeano (Holoceno). Se indican las capas, el tipo de contacto entre las mismas y las relaciones porcentuales entre las fracciones arena, limo y arcilla. El análisis granulométrico se efectuó por pipeteo y tamizado, utilizándose hexametáfosfato de sodio como dispersante, previa eliminación de la materia orgánica y el carbonato con H₂O₂ y HCl respectivamente. La secuencia geológica está integrada por limos con porcentajes mínimos de 62 % y máximos de 91 %, con cantidades subordinadas de arena y arcilla como se indica en la figura. La concentración de carbonato de calcio (CO₃Ca) se determinó por método volumétrico o de evolución del gas carbónico con HCl y medida del volumen desarrollado utilizando como patrón el CO₃Ca puro.

El análisis químico del hierro total (Fe₂O₃) y del hierro ferroso (FeO), por el método de Wilson (Bidegain *et al.* 1995), permitió establecer la variación de la concentración en cada uno de los niveles analizados (Fig. 2). En todas las capas de las canteras de Hernández y Gorina se observó que el rango de variación del primero es menor (4-6%) que el del segundo (0,02-0,40 %). Hacia la derecha de la figura 2 se indica la posición del límite Brunhes/Matuyama (0,78 Ma), del límite Matuyama/Jaramillo (0,99 Ma) y las denominaciones formacionales (Bidegain 1998).

El estudio mineralógico por vía óptica se efectuó sobre el material retenido en el tamiz 230 (> 0,062 mm) y permitió diferenciar la presencia de cuarzo (5,5 a 12 %) y dos grupos de feldespatos, uno constituido por ortoclasa y microclino, el otro representado por plagioclasas de composición variable, predominando andesina (34-36 % An). Los litoclastos corresponden a fragmentos de rocas volcánicas y limolitas, se observaron clastos angulosos y trizas de vidrio volcánico, particularmente en las capas M e I (alrededor de 8,5 %). Entre los minerales pesados predominan los piroxenos (augita-hiperstenos), y en menor proporción hornblenda y lamprobolita. En todas las muestras se observó la presencia de biotita y en algunas, circón y granate. La magnetita, en ciertos niveles, se presenta alterada a hematita; también se determinó la existencia de bioclastos en muestras correspondientes a horizontes de paleosuelos.

Los difractogramas de rayos x (DRx) se efectuaron sobre el pasante tamiz 200 (< 0,074 mm), retenido tamiz 230 (> 0,062 mm), pasante tamiz 230 (< 0,062 mm) y sobre la fracción arcilla. Los mismos se realizaron a los fines de establecer relaciones con los valores magnéticos. A manera de ejemplo se indican los resultados obtenidos por esta vía (Fig. 3 a y b). La primer figura corresponde a un DRx realizado sobre el tamaño < 0,062 mm de una muestra de loess (capa I de la base de Brunhes), en la que se evidencia la presencia de minerales diamagnéticos como el cuarzo y el feldespa-

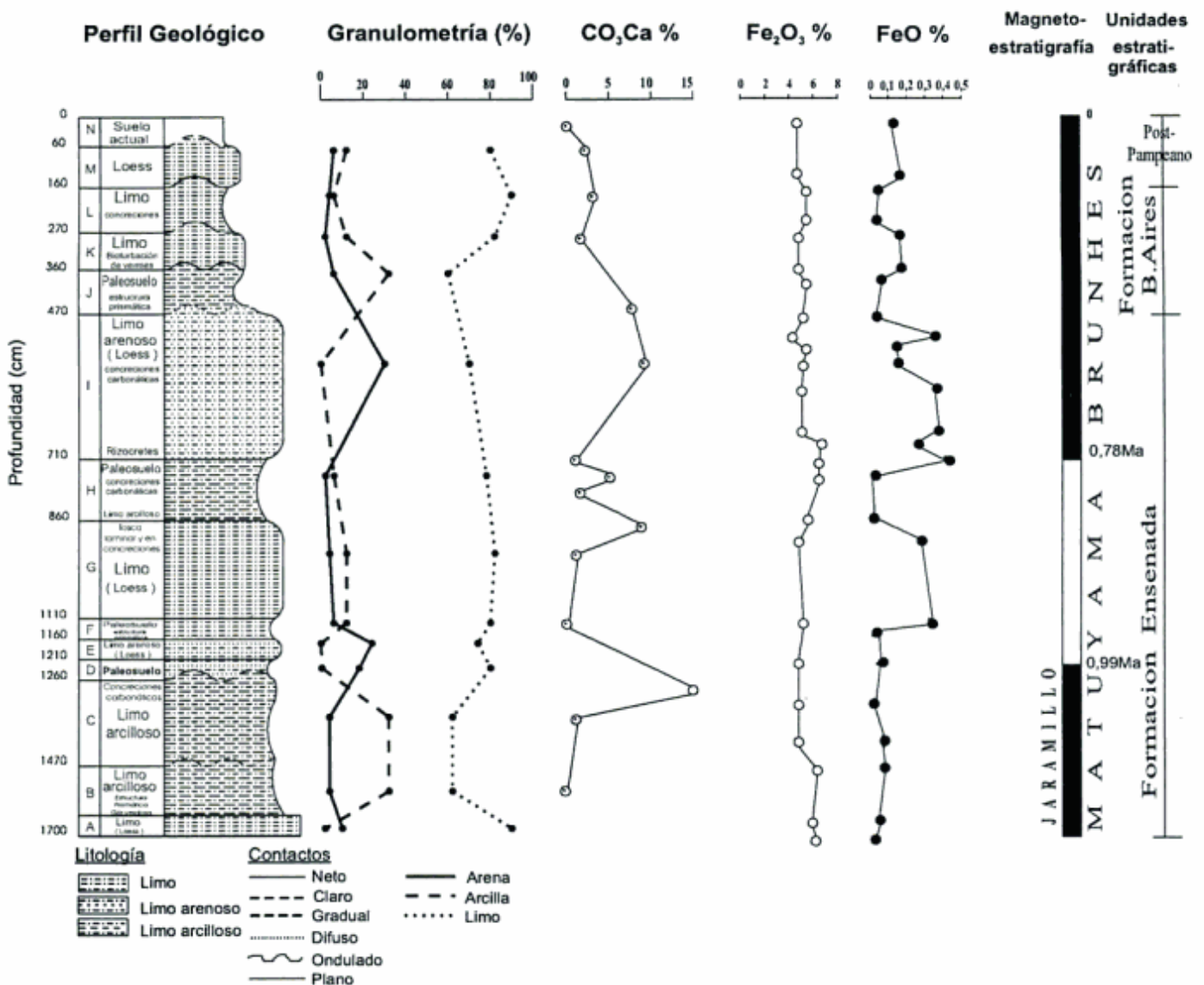


Figura 2: Perfil geológico indicando capas geológicas y litología en la cantera de Gorina. Se indican la granulometría, los porcentajes de carbonato de calcio, Fe_2O_3 y FeO , la magnetoestratigrafía y las unidades formacionales.

to, paramagnéticos como la hornblenda (indicada con A de anfibol) y una muy buena definición de las reflexiones más importantes de la magnetita (2,527 Å, 4,85 Å, 2,96 Å y 2,10 Å). La figura 3b es un difractograma realizado sobre la fracción <0,062 mm del paleosuelo H; en este caso no se evidencian reflexiones debido a la mala cristalinización y a la existencia de minerales amorfos, posiblemente alofano (Cortezzi *et al.* 1994). En el análisis del material pasante T 200 (< 0,074 mm) y del retenido T 230 (> 0,062 mm), se diferenció magnetita tanto en loess como en paleosuelos y magnetita con hematita en loess. Cabe mencionar que por micrometría óptica sobre el sedimento (sin ningún tipo de ataque) se pueden observar granos magnéticos en la fracción limo y en la fracción arena tanto en las capas de loess como en las de paleosuelos. Por difracción de rayos x se pudieron determinar oxihidróxidos paramagnéticos tales como

akaganéita y lepidocrocita en horizontes de paleosuelos arcillosos de la Formación Buenos Aires y goethita en paleosuelos carbonáticos de la Formación Ensenada (Bidegain *et al.* 1996). Frecuentemente, los difractogramas de la fracción arcilla de horizontes hidromórficos (gris verdosos), no posibilitan una buena diferenciación mineralógica a partir de las reflexiones.

Métodos magnéticos y análisis de los resultados

Susceptibilidad

Mediante el empleo de un susceptímetro marca Bartington MS2 con sensor MS2F se efectuaron medi-

ciones a equidistancias de 5 y 10 cm a lo largo del perfil expuesto. Los valores de susceptibilidad volumétrica (K) oscilaron entre 200×10^{-5} y 500×10^{-5} SI en los «resaltos» loésicos y los valores inferiores a 100×10^{-5} SI se obtuvieron en las «hendiduras» de paleosuelos (Fig. 4, izquierda). En las mediciones en capas afectadas por mayor grado de hidromorfismo (*gley*), los valores fueron inferiores a 30×10^{-5} SI. La baja concentración del Fe^{2+} determinado como FeO por vía química (0,02 %) corresponde a estos horizontes gris verdosos hidromórficos. Se infiere un comportamiento similar en toda la región pampeana a partir de analizar los registros obtenidos por otros investigadores. En el trabajo paleomagnético realizado en el teatro Argentino de la ciudad de La Plata (Bobbio *et al.* 1986), si bien no se establece la relación de los valores de susceptibilidad con las concentraciones de FeO, al indicarse el color de las capas, se observa que las de colores gris verdosos corresponden a los valores de intensidad y susceptibilidad más bajos del perfil.

Los sedimentos de la base del perfil en Gorina (capa de loess basal A), presentan valores más elevados que

los de las capas suprayacentes B y C más arcillosas; estas capas son portadoras de fauna de vertebrados fósiles edad mamífero ensenadense. El incremento posterior en las capas D, E, F, y base de G, corresponde a loess pedogenizados. La capa G presenta entoscamientos en el tope que generan decrecimiento de la susceptibilidad magnética (130×10^{-5} SI). El decrecimiento relativo de los valores a los 8 m de profundidad corresponde al paleosuelo H, y el incremento posterior, al loess (con letra I). Los niveles carbonáticos en esta última capa provocan el mismo efecto que en la capa G indicada. Los registros de susceptibilidad hacia el tope de la secuencia, representada por sedimentos del Pleistoceno tardío-Holoceno, son más elevados en loess edafizados que en horizontes de paleosuelos arcillosos.

De cada una de las capas diferenciadas en el trabajo de campaña se extrajeron muestras para mediciones de susceptibilidad en alta (4.700 Hz) y baja (470 Hz) frecuencia en el Laboratorio de Física Arroyo Seco de la Universidad de Tandil y en la Universidad de Utrecht (Holanda), a los fines de estimar la presencia de granos minerales muy pequeños de magnetita (y/o maghemita) con propiedades superparamagnéticas.

En la figura 4 (centro) se indican los valores de susceptibilidad en relación a la masa, en baja frecuencia (BF). Coincidentemente con lo expresado anteriormente, las capas que han sido más afectadas por meteorización y en las cuales se habría operado la disolución de la magnetita, presentan los valores más bajos de susceptibilidad (capas B, C, J, L con valores inferiores a 10^{-6} m³/kg). Al igual que con el equipo de campo MS2, los registros obtenidos por esta vía se incrementan en relación con D, E, F, base de G y loess I (1.5 a 2.8×10^{-6} m³/kg); las alternancias posteriores de valores altos y bajos desde J hasta N, corresponden a capas con mayor contenido de material parental (valores más altos) y capas de paleosuelos (valores más bajos). Si bien la tendencia general por ambas vías de medición es bastante similar, se observa una falta de coincidencia en ciertos niveles, debido a que las mediciones de campo no corresponden exactamente con el sitio de muestreo para análisis de laboratorio.

La respuesta según la frecuencia se indica como susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{fd}) o factor F y se define como: $\chi_{fd} = (\chi_{470 \text{ Hz}} - \chi_{4700 \text{ Hz}}) / \chi_{470 \text{ Hz}} \times 100$. El incremento de este factor ha sido utilizado en la estimación de la presencia de magnetita superparamagnética con tamaños menores a 30 nm (Maher y Thompson 1991), debido a que en estos tamaños la susceptibilidad en baja frecuencia es mayor que en alta. Por incremento de la contribución relativa de partículas magnéticas con un tamaño < a 30nm, el porcentaje de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia (χ_{fd}) se incrementa, pudiendo superar el 10% (Maher y Taylor 1988).

De acuerdo a las mediciones realizadas en sedimentos de la región de La Plata y en sedimentos similares

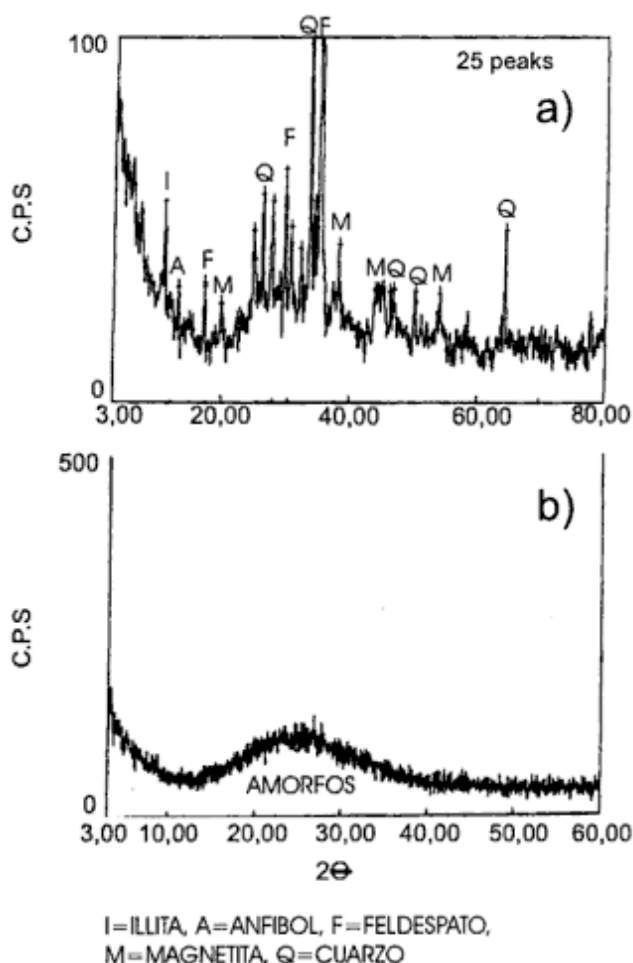


Figura 3: a, Difractograma de una capa de loess (capa I). b, Difractograma característico de los horizontes gris-verdosos o facies paleolagunares de H, con mala diferenciación de las reflexiones de los minerales presentes.

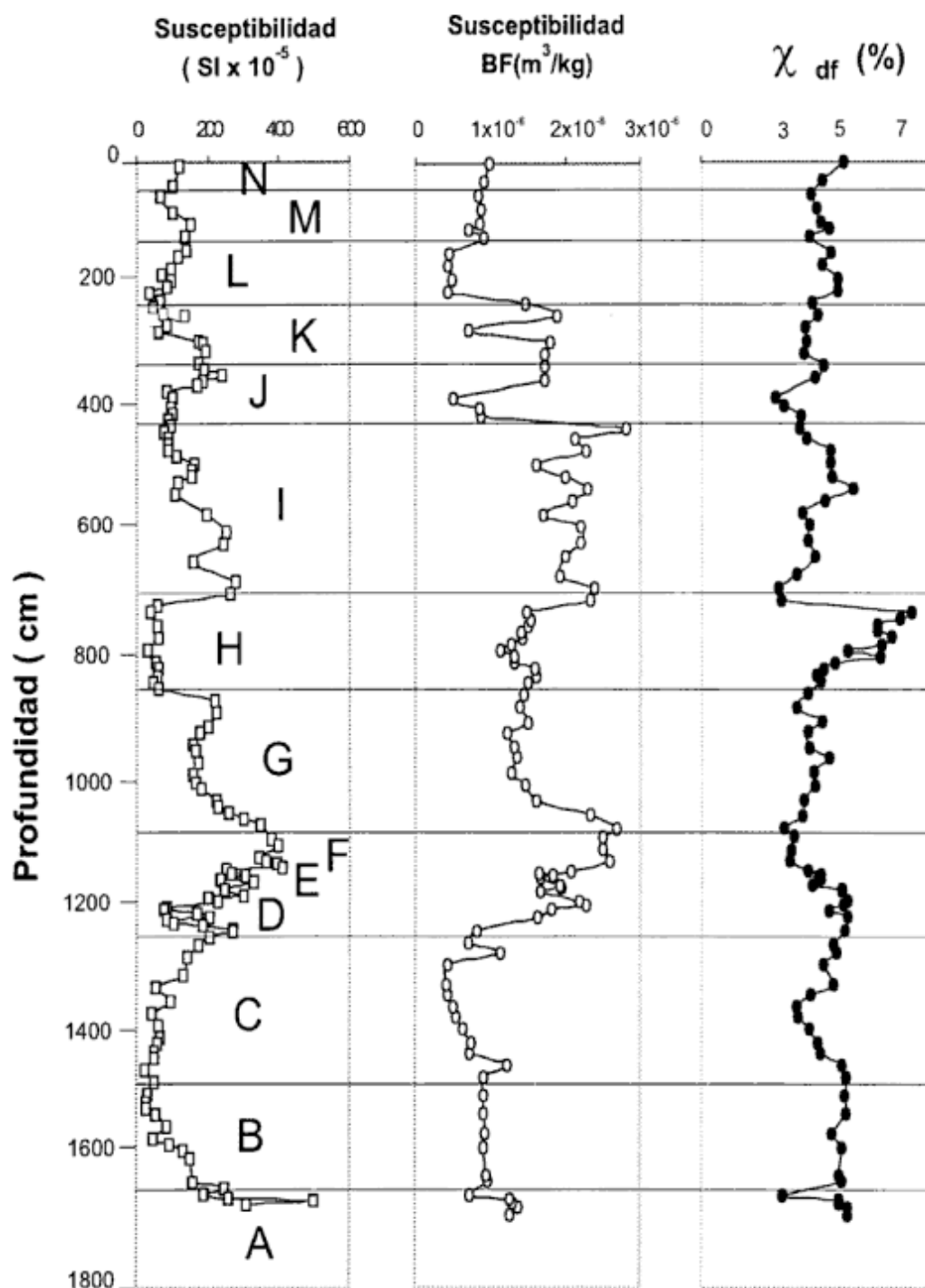


Figura 4: Valores de susceptibilidad volumétrica (k) obtenidos con susceptibilímetro MS2 en el afloramiento (izquierda de la figura), valores de susceptibilidad en baja frecuencia BF^2 (en el centro) y susceptibilidad dependiente de la frecuencia (derecha), obtenidos en el laboratorio. Líneas horizontales separan las unidades litológicas definidas en la figura 1.

de Mar del Plata, los valores de susceptibilidad dependiente de la frecuencia están generalmente muy por debajo del 10 %. Los valores más elevados corresponden a los niveles del tope del paleosuelo indicado con la letra H (7,3 %), como se indica en la figura 4.

Intensidad del magnetismo remanente natural

Los valores más elevados de intensidad del magnetismo remanente natural (MRN) se obtuvieron en las capas I y G y oscilaron entre 50 y 90 $\times 10^{-3}$ A/m, mientras que en el paleosuelo indicado con la letra (H)

en el perfil geológico, fueron inferiores a 10×10^{-3} A/m. En los niveles correspondientes a los horizontes gris verdosos (paleoambientes hidromórficos) y en los entoscamientos de paleosuelos (tosca pedogenética) la intensidad del MRN fue inferior a 4×10^{-3} A/m.

Magnetización remanente isoterma

En la figura 5 a se indica el comportamiento de algunas muestras que fueron tratadas con el magnetizador de pulso en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la UBA. El objetivo de estas mediciones fue obtener los valores de magnetización remanente isoterma de saturación (MRIS) mediante aplicación de campos elevados que oscilaron entre 1 y 3 T. Las muestras correspondientes al suelo actual (capa N), presentaron el valor más bajo de MRIS (< 10 A/m). La magnetización alcanzó el valor de 60 A/m en el loess indicado con la letra I (muestras CG4 y G4), siendo cinco veces superior a la magnetización del suelo actual y tres veces la magnetización del loess del Holoceno (M). La magnetización en el techo de la capa H (muestra CG3) fue también superior a la de la base de la misma capa (muestra G2), lo cual se relaciona con el incremento de la susceptibilidad en el tope de dicho paleosuelo. El nivel de saturación, en todas las muestras analizadas se alcanza por debajo de 0,5 T.

Mediante el mismo equipo de pulso magnético se aplicó campo inverso a distintas muestras del perfil geológico de Gorina a los fines de obtener valores de coercitividad de la remanencia (B_{cr}). En la figura 5b se representa el comportamiento de una muestra de la base del paleosuelo H, en 5c una muestra del tope del paleosuelo H y en 5d una muestra del loess suprayacente (I); en todas las muestras el valor de B_{cr} fue inferior a 40 mT.

Los parámetros de la curva de histéresis se obtuvieron de las muestras de todas las capas expuestas en la cantera de Gorina. La medición de los parámetros se realizó a temperatura ambiente y después de calentar a 150°C de acuerdo a van Velzen y Zijdeveld (1995) y van Velzen y Dekkers (1999).

Dos juegos de muestras representativas de todas las capas del perfil de Gorina fueron medidos en el Laboratorio de Paleomagnetismo de la Universidad de Utrecht con un magnetómetro de vibración (VSM), el cual genera la curva de histéresis de los minerales ferromagnéticos. Se obtuvieron los valores de campo coercitivo (B_c), magnetización de saturación (M_s) y magnetización remanente (M_r) y coercitividad de la remanencia (B_{cr}) de muestras representativas de todas las capas.

Una serie de muestras fue medida sin calentar y otra luego de calentar a 150°C , a los fines de estimar los efectos de la oxidación secundaria sobre los parámetros

magnéticos de los minerales. La razón entre la magnetización remanente de saturación y la magnetización de saturación (M_{rs}/M_s) y la razón entre la coercitividad de la remanencia y la coercitividad (B_{cr}/B_c) fue utilizada a los fines de analizar el tamaño de grano magnético dominante en las muestras de acuerdo a Day *et al.* (1977).

Parámetros de la curva de histéresis

En las figuras 6 y 7 se indican las curvas de histéresis correspondientes a muestras de las denominadas Formación Ensenada y Formación Buenos Aires. La curva obtenida es una propiedad de los minerales ferromagnéticos. Del análisis de los ciclos de histéresis obtenidos en el Laboratorio de la Universidad de Utrecht, se interpreta que existen distintas concentraciones ferromagnéticas según las capas analizadas.

El tramo recto del ciclo de histéresis a campos elevados se debe a la contribución paramagnética, debido a que a dichos campos los minerales ferromagnéticos, como es el caso de la magnetita (ferrimagnética), han alcanzado el nivel de saturación y no experimentan incrementos de intensidad frente a dichos campos. Dentro de los minerales paramagnéticos cabe indicar la presencia de hornblenda, biotita, lepidocrocita y akaganéita, entre otros, los cuales contribuyen positivamente en el registro de susceptibilidad, aunque por su carácter no retienen las direcciones del campo magnético previo.

Por eliminación de los valores del tramo recto de la curva original, se obtiene la curva corregida (Fig. 6). La muestra GE44 (Fig. 6), que corresponde al tope de la capa loessoide (G), no presenta mayores diferencias en intensidad con respecto a la muestra de la base del paleosuelo indicado con H (muestra GE54), en virtud de corresponder a la parte cuspidal de (G), que son niveles de pedogénesis carbonática. La muestra GE60-1 del techo del paleosuelo (H) representa un incremento de la contribución ferromagnética en relación con la base del mismo paleosuelo representado por la muestra GE54. El valor de M_s se incrementa considerablemente al medir las muestras de loess (I) y la contribución paramagnética es considerablemente mayor en los paleosuelos indicados con J y L de la Formación Buenos Aires, lo cual se deduce de las curvas originales de las muestras GE78 y GE89 (Fig. 7). En la capa (K) indicada como loess pedogenizado, con abundante bioturbación de vermes, el contenido de minerales ferromagnéticos es más elevado que el de las capas (J) y (L).

Los valores de M_r y M_s no evidencian un comportamiento preferencial luego del calentamiento (Fig. 8); en cambio, los valores de B_c y B_{cr} (en la misma figura) generalmente decrecen luego del calentamiento.

to, tanto en loess como en paleosuelos, lo cual se correspondería con lo estudiado por van Velzen y Zijdeveld (1992). Los autores mencionados, al analizar margas del Plioceno de Italia, encuentran que hay una alteración de los parámetros magnéticos luego de calentar hasta 150°C y consideran que la oxidación a baja temperatura afecta a los granos de magnetita en la superficie del grano. Luego de que el Fe^{2+} ha sido oxidado a Fe^{3+} , la oxidación continúa si el Fe^{2+} se mueve hacia la superficie del grano.

El mecanismo de difusión es función del gradiente de oxidación, que en condiciones oxidantes favorece el movimiento del Fe^{2+} desde el interior hacia la superficie del grano de magnetita, dejando vacancias en el interior del grano magnético. La difusión es baja a temperatura ambiente, aunque el gradiente de oxidación puede ser elevado por debajo de la superficie del grano. La cubierta oxidada externa cubre la parte menos oxidada en el núcleo del grano, generando tensiones internas y en los granos no esféricos un

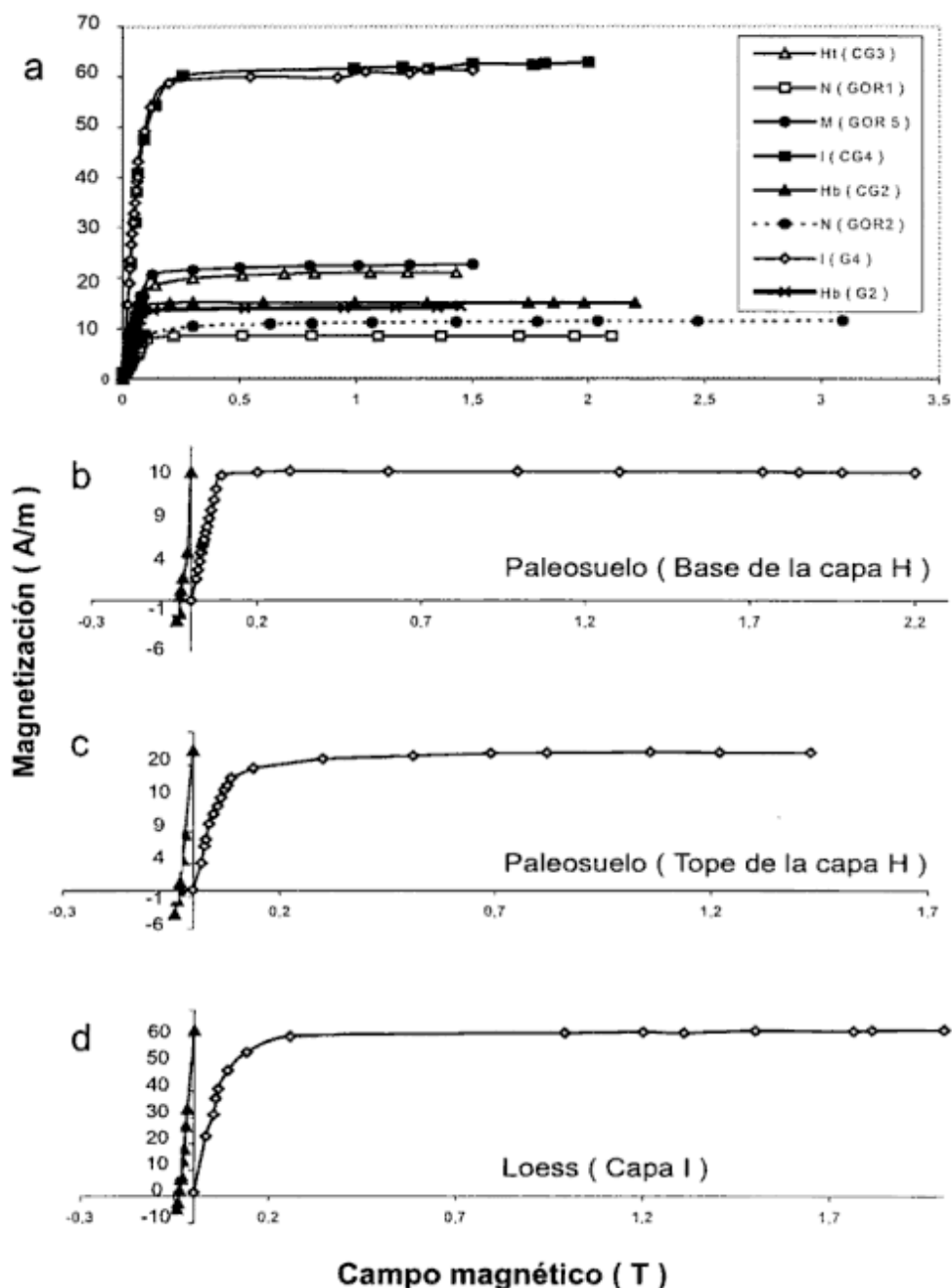


Figura 5: Adquisición de magnetización remanente isotermal (MRI) mediante utilización de magnetizador de pulso. La saturación de la magnetización se alcanzó a campos por debajo de 0,5 Tesla, tanto en loess como en paleosuelos en toda la secuencia analizada (Formación Ensenada, Formación Buenos Aires y Post- Pampeano). En b, c y d, se indican las curvas de MRI y el comportamiento de las muestras frente a la aplicación de campo inverso.

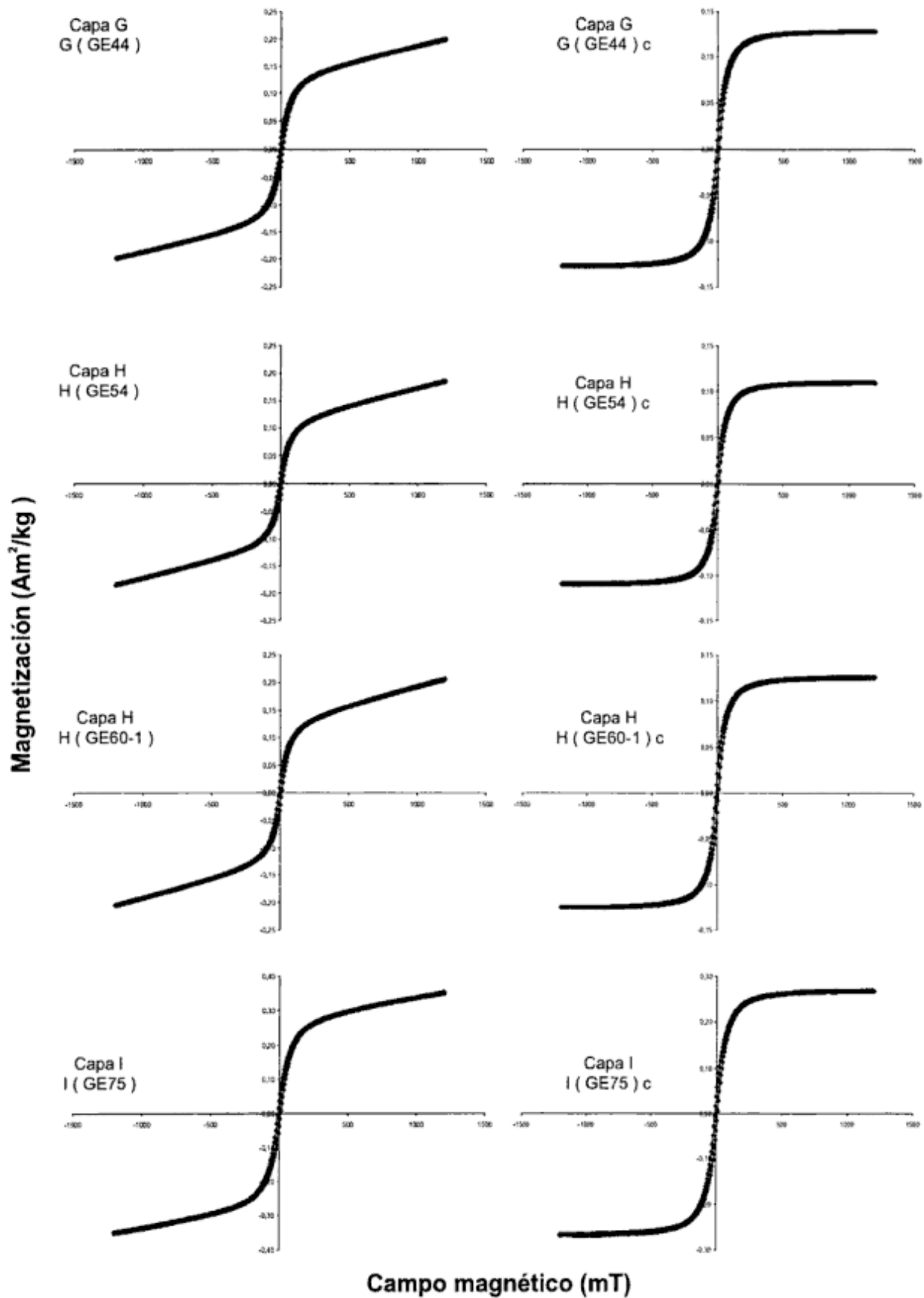


Figura 6: Curvas de histéresis de los minerales magnéticos, ejemplos de muestras de la Formación Ensenada. A la izquierda se ilustra la curva original y con letra (c) la curva corregida.

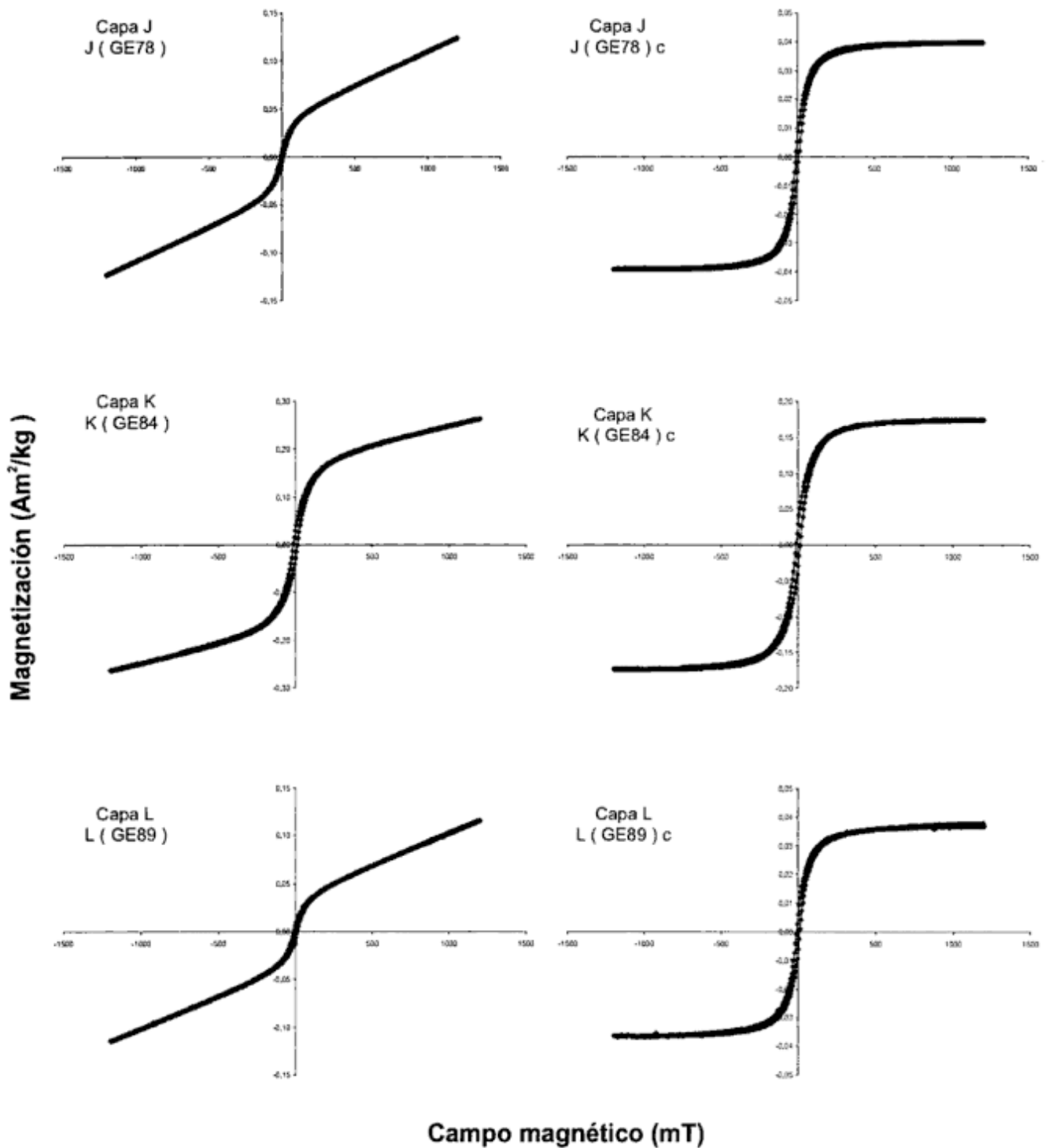


Figura 7: Curvas de histéresis de los minerales magnéticos, ejemplos de muestras de Formación Buenos Aires. A la izquierda las curvas originales, y con letra (c) se ilustra la curva corregida.

incremento de las fuerzas coercitivas.

Van Velzen y Zijdeveld (1992), determinaron que calentando las muestras hasta 150°C se reduce la coercitividad a valores comparables a las coercitividades de las muestras menos afectadas. El efecto del calentamiento es la obtención de un incremento de la velocidad de difusión en un factor 10^{12} comparado

con la que se produce a temperatura ambiente (Askill 1970). Mediante la oxidación secundaria se generaría una reducción del gradiente de oxidación y el grano magnético resulta oxidado en forma más homogénea, la tensión interna decrece y consecuentemente también la coercitividad (van Velzen y Dekkers 1999). Los autores mencionados consideran que los minerales

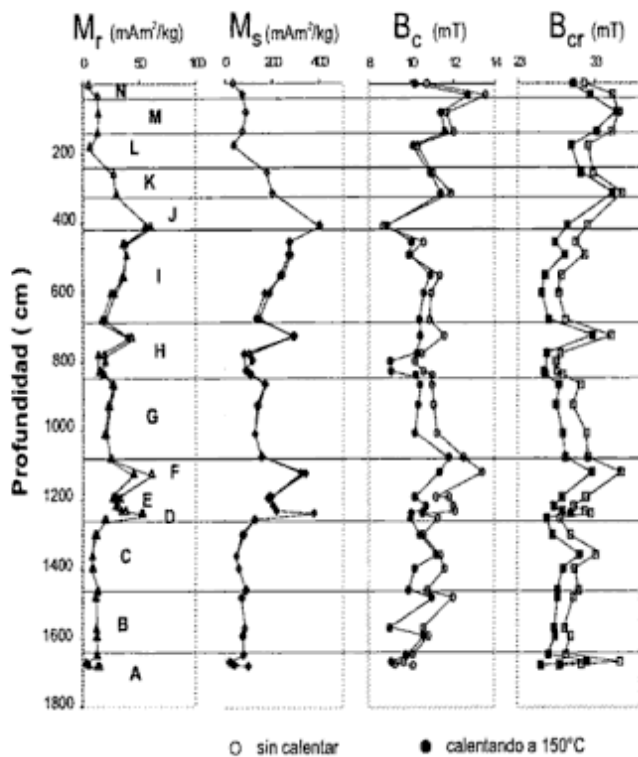


Figura 8: Variación de M_r , M_s , B_c y B_{cr} en relación con la posición estratigráfica, antes de calentar (símbolos vacíos) y luego de calentar a 150°C (símbolos en negro).

magnéticos tales como la magnetita y la maghemita, acarreados por el viento, excepto las titanomagnetitas, también pueden originarse durante la pedogénesis. Por meteorización severa, bajo condiciones de clima seco puede formarse hematita, o en condiciones de clima húmedo goethita. Cabe consignar que mediante difracción de Rx se pudo diferenciar goethita en paleosuelos carbonáticos de la Formación Ensenada en las canteras de Hernández, muy próximas a la cantera de Gorina (Bidegain *et al.* 1996).

El reconocimiento de los efectos de la oxidación a baja temperatura puede ayudar para distinguir esos minerales mediante técnicas de magnetismo de rocas. La oxidación en condiciones naturales, produce un solapamiento (*overlap*) del espectro de coercitividades de la magnetita con fases de coercitividades más elevadas, como es el caso de la hematita y la goethita. Al calentar a 150°C se favorece la reducción de tal solapamiento y las fases podrían ser separadas más fácilmente.

La caída de los valores de B_{cr} fue de 4 % para las menos afectadas (capa C) y 12% para las más afectadas (capa G). El efecto apreciado se debería a los procesos de oxidación a baja temperatura que experimentó el material durante la meteorización.

Van Velzen y Dekkers (1999) consideran que no se descarta la oxidación temprana durante el transporte y posterior depositación, como así también la que ocurre durante la pedogénesis. Los materiales

depositados en tiempos actuales estarían afectados por la oxidación temprana (transporte) y en menor grado por la oxidación durante la diagénesis.

Se calcularon las relaciones obtenidas de los parámetros magnéticos M_r/M_s y B_{cr}/B_c de la curva de histéresis (Fig. 9) y se determinó el tipo de dominio magnético predominante en función de los cocientes entre las magnetizaciones y entre las coercitividades. Day *et al.* (1977) encontraron que el cociente M_r/M_s se incrementa en presencia de granos magnéticos dominio simple (DS) y decrece en tamaños de granos magnéticos multidominio (DM) y de granos superparamagnéticos (SPM), siendo inferior a 0,1 para los MD y SPM y mayor de 0,5 para los granos magnéticos DS. El cociente B_{cr}/B_c cercano a 1 (uno) corresponde a los granos pequeños (DS), los granos magnéticos dominio pseudo simple (DPS) tienen cocientes intermedios y hasta un máximo de 4 y los granos mayores (DM) superan el valor 4.

Las muestras representativas de todas las capas del Pleistoceno/Holoceno de la cantera de Gorina presentan valores de M_r/M_s por encima de 0,1 y por debajo de 0,2 (Fig. 9). En la misma figura se observa que el valor más bajo del cociente B_{cr}/B_c está por encima de 2,3 y en la mayoría de las muestras se encuentra entre 2,3 y 3,3, dos muestras entre 3,3-4,3 y sólo una entre 4,3 y 5,3. Las muestras sin calentar se indican mediante rombos abiertos y las muestras sometidas a temperatura en llenos.

Discusión

En el perfil de la cantera de Gorina se observan variaciones importantes de susceptibilidad entre capas. Estas variaciones se relacionan con cambios en la concentración del FeO, en tanto que la variación del Fe_2O_3 es menor. El decrecimiento en la concentración de FeO está referido a cambios paleoambientales, registrándose los valores más bajos en las capas más afectadas por meteorización (suelos gley de ambientes hidromórficos). En estos horizontes el Fe^{3+} de los óxidos y oxihidróxidos podría haber sido reemplazado por otros cationes metálicos mediante sustitución isomórfica. Schwertmann y Taylor (1989) consideran que el Al^{3+} sustituiría al Fe^{3+} a un nivel más elevado que otros cationes; en tal caso, el carácter paramagnético del hierro trivalente, podría haber sido reemplazado por el carácter diamagnético del aluminio, contribuyendo al decrecimiento de los valores de susceptibilidad en estos niveles. Es posible pensar este mecanismo, en virtud de la existencia de alofano (Cortelezzi *et al.* 1994).

Por otra parte, se habría operado la pérdida de hierro en su forma reducida -particularmente por disolución de la magnetita- que migra más fácilmente que el hierro trivalente en medio acuoso. Si al mis-

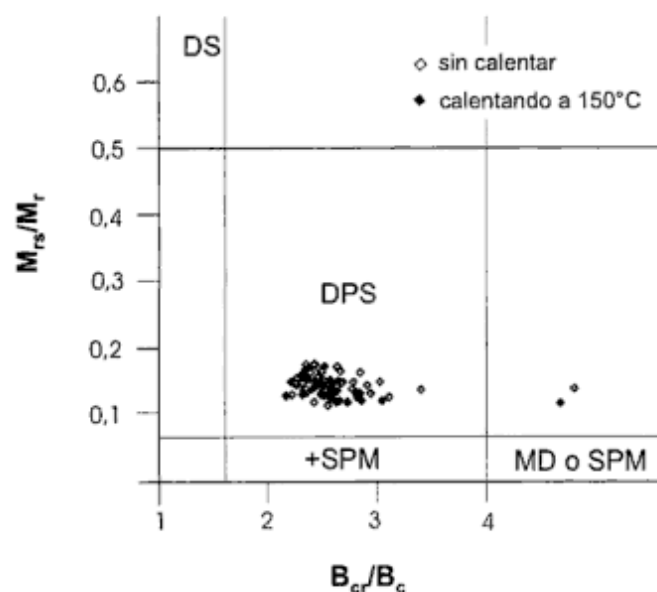


Figura 9: Relación entre los parámetros de magnetización y coercitividad según el diagrama de Day *et al.* (1977).

mo tiempo se registra un incremento del Fe^{3+} acompañado de disminución del porcentaje de Fe^{2+} , cabe pensar también en un proceso de oxidación, aunque no siempre una disminución del Fe^{2+} , en una capa con respecto a otra, iría acompañada de un aumento en la concentración de Fe^{3+} .

El incremento de la concentración de hierro en su forma reducida (Fe^{2+}) guarda una estrecha relación con el de la magnetita y por consiguiente con los valores de susceptibilidad magnética. Contrariamente, el decrecimiento de la susceptibilidad en horizontes afectados por mayor grado de meteorización, se relaciona con la alteración de la magnetita y la pérdida del hierro por lixiviación.

De acuerdo a Troedsson y Nykvist (1973), en el proceso de reducción, en los suelos que contienen materia orgánica, primero se reduce el NO_3^- y las uniones manganíferas debido al potencial más elevado; luego el Fe^{3+} pasa a Fe^{2+} y los suelos adquieren los colores gris verdosos y azul verdosos de los sedimentos arcillosos. El proceso de pérdida de Fe^{2+} se produciría con posterioridad al proceso de reducción antes mencionado y en medio álcico. Esta sería una de las vías posibles de explicar la disminución del Fe^{2+} en los horizontes gris verdosos.

Los cambios geoquímicos como efecto de las variaciones paleoambientales modifican las razones $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$; esta variación en la concentración de los óxidos de hierro ha sido también observada en el loess de China (Heller y Liu 1984).

Es indudable que la geoquímica de los procesos formadores de los suelos, en la región de estudio, genera los bajos registros de susceptibilidad magnética y decrecimiento de los niveles de saturación del magnetismo remanente isoterma y constituye una característica de las facies postdeposicionales de la

región. No obstante en el tope de los horizontes B_1 de paleosuelos (particularmente en el paleosuelo indicado con la letra H), se constata un incremento de la susceptibilidad, del factor de frecuencia F y de la magnetización de saturación (M_s), por incremento de la fracción ferromagnética. Se requerirá de estudios más detallados a los fines de interpretar el origen del incremento de la susceptibilidad dependiente de la frecuencia en estos casos. Es decir, si dicho fenómeno se debe a la presencia de magnetita superparamagnética formada en la pedogénesis o si el aporte de magnetita es de origen eólico.

El fenómeno de oxidación secundaria de magnetita a hematita en condiciones climáticas de mayor aridez o la formación de goethita en condiciones de clima húmedo, son aspectos posibles de ser abordados mediante técnicas de magnetismo de rocas. Los mismos revisten importancia desde el punto de vista paleoclimático y paleoambiental.

Sobre la base de los valores de χ y χ_{df} en loess/paleosuelos de Gorina, se interpreta que no existe correspondencia con estudios realizados en el loess de China. En una primera aproximación, los registros de loess/paleosuelos de Alaska y Siberia guardan una mejor relación con los de la región estudiada.

El comportamiento de los parámetros magnéticos del conjunto loess/paleosuelos cuaternarios analizado en el presente trabajo, evidencia la falta de un modelo de comportamiento para el hemisferio Sur y en particular para nuestro país.

Los registros de susceptibilidad no permiten establecer generalizaciones del tipo paleosuelo-valores bajos, loess-valores altos, para la secuencia del Cuaternario en su conjunto, en virtud de la complejidad de los procesos paleopedológicos implícitos. Por tal razón no corresponde relacionar los parámetros sobre la base de esquemas construidos en otras latitudes sin tener en cuenta las fuentes de aporte de loess, volumen de material caído y condiciones de temperatura y humedad locales. Con respecto a lo primero, cabe considerar que el mayor aporte de magnetita desde la región cordillerana, se produjo en períodos de aridez sobre una estepa herbácea, en la cual existía un desarrollo de suelo en clima templado-húmedo. Con respecto al volumen de material caído y las condiciones climáticas cabe pensar que durante los ciclos de mayor humedad, postdeposicionales, los procesos formadores de los suelos afectaron a las capas de material original en relación inversa al espesor (que por otra parte en la región en estudio es escaso).

Conclusiones

- De acuerdo a las propiedades magnéticas medidas, el principal portador de la remanencia tanto en loess como en paleosuelos es la magnetita, aunque posible-

mente con aporte de la maghemita.

- El tamaño de grano de partícula magnética dominante corresponde a dominio pseudo simple (DPS).

- Las propiedades magnéticas, de al menos una parte de los granos de magnetita, han sido modificados por oxidación a baja temperatura. Esta modificación no afecta la interpretación de los cambios climáticos sobre la base de parámetros de magnetismo de rocas.

- La susceptibilidad magnética se incrementa en las capas loessoides con mayor contenido en magnetita y mayor concentración de Fe^{2+} determinado como FeO por vía química. La susceptibilidad en capas loessoides menos afectadas por pedogénesis alcanza valores de $2,5 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. Los procesos pedogenéticos, generalmente, producen un decrecimiento de los valores magnéticos, aunque se constatan incrementos en el tope de horizontes B de paleosuelos. Los valores mínimos se registran en los paleosuelos hidromórficos, gris verdosos ($< 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$).

- Se interpreta que la meteorización que provoca disolución de la magnetita en condiciones ácuas a subácuas es el factor fundamental que genera los bajos valores magnéticos.

- Los valores máximos de intensidad del MRIS = 60 A/m corresponden al loess de la base de Brunhes (capa I). Los horizontes de paleosuelos arcillosos presentan valores alrededor de 20 A/m y se registran incrementos en el tope de los mismos.

- El valor de susceptibilidad dependiente de la frecuencia más elevado registrado fue de 7,3 % y se obtuvo en el tope del paleosuelo H (tope de la zona de Matuyama). El máximo valor es inferior a los indicados en paleosuelos de China (10 %), aunque es más elevado que los obtenidos en paleosuelos de Alaska (3,4 %) de acuerdo a Liu *et al.* (1999). A partir de los estudios realizados hasta el presente, no se puede afirmar, pero tampoco descartar, la existencia de minerales muy pequeños de magnetita y/o maghemita (nanómetros) con propiedades superparamagnéticas en los paleosuelos de la región.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, al Laboratorio «Fort Hoofddijk» de la Universidad de Utrecht, al Laboratorio de Paleomagnetismo «Daniel Valencio» de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la UBA, a A. Sinito por la lectura del manuscrito y a los árbitros por las sugerencias realizadas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Askill, J., 1970. Tracer diffusion data for metals, alloys, and simple oxides. IFI/Plenum Data Corporation, London.

Banerjee, S. K., Hunt, Ch. P. and Liu, X.M., 1993. Separation of local signals from the regional paleomonsoon record of the Chinese loess plateau: a rock magnetic approach. *Geophysical Research Letters*, 20 (9): 843-846.

Bidegain, J.C., 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Ph.D. thesis, Stockholm University. Akademityck AB, Edsbruk, Sweden, 128 p. (Inédito).

Bidegain, J.C., 1994. Estudio Geológico y Paleomagnético en Sedimentos Portadores de Fauna Pleistocena en Hernández, La Plata, República Argentina. *Actas 5º Reunión Argentina de Sedimentología*: 265-270.

Bidegain, J.C., 1998. New evidence of the Brunhes/Matuyama polarity boundary in the Hernández-Gorina Quarries, north-west of the city of La Plata, Buenos Aires Province, Argentina. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 11 (12): 207-229.

Bidegain, J.C., Pavlicevic, R., Iasi, R. y Pérez, R. H., 1995. Correlación de parámetros magnéticos con la concentración de óxido ferroso en sedimentos Cuaternarios de la localidad de Hernández, La Plata, Pcia. de Bs.As. *Actas 4º Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*: 177-185. Junín.

Bidegain, J.C., Pavlicevic, R., Iasi, R. y Pérez, R. H., 1996. Susceptibilidad magnética y concentraciones de FeO en loess y paleosuelos Cuaternarios como indicadores de cambios paleoambientales y paleoclimáticos. *Actas 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 521-535. Buenos Aires.

Bobbio, M.L., Devincenzi, S.M., Orgeira, M.J., y Valencio, D.A., 1986. La magnetostratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de La Plata, su significado geológico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51 (-2): 7-22. Buenos Aires.

Cande, S.C. and Kent, D.V., 1995. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.

Chen, F.H., Bloemendal, J., Wang, J.M., Li, J.J. and Oldfield, F., 1997. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess. Evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology*, 130: 323-335.

Cortezezi, C.R., 1978. Estratificación convoluta en sedimentos de la Formación Ensenada, Pleistoceno de los alrededores de La Plata, Provincia de Bs.As. *Actas 7º Congreso Geológico Argentino*, 2: 683-693. Neuquén.

Cortezezi, C.R., Bidegain, J.C. y Parodi, A.V., 1994. La presencia de alofano en sedimentos de los alrededores de la ciudad de la Plata, Provincia de Bs.As. *Actas 2º Reunión Argentina de Mineralogía y Metalogénesis*. Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, Publicación N° 3: 443-448. La Plata.

Day, R., Fuller, M. y Schmit, V.A., 1977. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13: 260-267.

Evans, T. and Rutter, N., 1998. Magnetostratigraphy in Siberia and China. *International Joint Field Meeting: Loess in Argentina: Temperate and Tropical*, Paraná, Argentina (Abstract).

Fidalgo, F. y Martínez, O.R., 1983. Algunas características geomorfológicas dentro del partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 263-279. Buenos Aires.

Frenguelli, J., 1957. Geografía de la República Argentina. Neozoico. T II, Tercera Parte, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos. Buenos Aires.

Heller, F. and Evans, M.E., 1995. Loess magnetism. *Reviews of Geophysics*, 33: 211-240.

Heller, F. and Liu, T. S., 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*, 300 (5891): 431-433.

Heller, F. and Liu, T. S., 1984. Magnetism of Chinese loess deposits, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77: 125-141.

- Heller, F., Liu, X.M., Liu, T.S., and Xu, T.Ch., 1991. Magnetic susceptibility of loess in China. *Earth Planetary Science Letters*, 103: 301-310. Amsterdam.
- Hunt, Ch. P., Banerjee, S.K., Jiamao, H., Solheid, P.A., Oches, E., Sun, W. and Liu, T.S., 1995. Rock magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western loess plateau of China. *Geophysical Journal International*, 123: 232-244.
- Kukla, G., 1988. The mystery of the Chinese Magnetic Dust. *Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University*: 32-37.
- Liu, T.S., An, Z.S., Yuan, B. and Han, J., 1985. The Loess-paleosol Sequences in China and Climatic History. *Episodes*, 8 (1).
- Liu, X.M., Shaw, J., Liu, T.S., Heller, F., and Naoyin, Y., 1992. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. *Geophysical Journal International*, 108: 310-308.
- Liu, X.M., Hesse, P., Rolph, T. and Beget, J.E., 1999. Properties of magnetic mineralogy of Alaskan loess: evidence of pedogenesis. *Quaternary International*, 62 (1): 93-102.
- Maher, B.A., and Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature*, 336: 328-371.
- Maher, A.B., and Thomson, R., 1991. Mineral magnetic records of the Chinese loess and paleosols. *Geology*, 19: 3-6.
- Maher, B.A., and Thomson, R., 1995. Paleorainfall Reconstructions from Pedogenic Magnetic Susceptibility variations in the Chinese Loess and Paleosols. *Quaternary Research*, 44: 383-391.
- Orgeira, M.J., Walther, A.M., Vázquez, C.A., Di Tommaso, I., Alonso, S., Sherwood, G., Hu, Y. and Vilas, J.F., 1998. Mineral magnetic record of paleoclimate variation in loess and paleosol from the Buenos Aires formation (Buenos Aires, Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (6): 561-570.
- Schwertmann, U. and Taylor, R.M., 1989. *Mineral in Soil Environments* (2nd edition), Ch.8: 379-438. Soil Science Society of America.
- Teruggi, M.E., e Imbellone, P. A., 1987. Paleosuelos loésicos superpuestos en el Pleistoceno Superior - Holoceno de la región de La Plata, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Ciencia del Suelo*, 5 (2): 175-188. Buenos Aires.
- Thomson, R. and Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen and Unwin Ltd., London.
- Tonni, E.P., Berman, W.D., Fidalgo, F., Gentile, O. y Correa, H., 1988. La fauna local Hernández (Pleistoceno tardío), partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires; y sus sedimentos portadores. *Actas 2º Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 67-78. Bahía Blanca.
- Tonni, E.P., Nabel, P., Cione, A.L., Etchichury, M., Tófaló, R., Scillato Yané, G., San Cristóbal, J., Calini, A. and Vargas, D., 1999. The Ensenada and Buenos Aires formations (Pleistocene) in a quarry near La Plata, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 12: 273-291.
- Troedsson, T. and Nykvist, N., 1973. *Marklara och markvar. Almqvist and Wiksells förlagsateljé*, 403 pp. AB Stockholm (Sweden) ISBN 91-21-04114-8.
- van Velzen, A.J. and Dekkers, M.J., 1999. Low-temperature oxidation of magnetite in loess-paleosol sequences: A correction of rock magnetic parameters. *Studia Geofisica et Geodaetica*, 43: 357-375. Prague.
- van Velzen, A.J. and Zijdeveld, J.D.A., 1992. A method to study alterations of magnetic minerals during thermal demagnetization applied to a fine-grained marine marl (Trubi Formation, Sicily). *Geophysical Journal International*, 110: 79-90.
- van Velzen, A.J. and Zijdeveld, J.D.A., 1995. Effects of weathering on single-domain magnetite in Early Pliocene marine marls. *Geophysical Journal International*, 121: 267-278.
- Vázquez, C., Walther, A.M., Orgeira, M.J., Di Tommaso, I.M., Lippai, H., Alonso, S. y Vilas, J. F.A., 1998. Magnetismo de rocas y su aplicación a paleosuelos: estudio piloto en una secuencia loess-paleosuelo de la región chaco-pampeana. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (1): 83-90. Buenos Aires.
- Verosub, K.L. and Roberts, A.P., 1995. Environmental magnetism: past, present and future. *Journal of Geophysical Research*, 100(B2): 2175-2192.
- Verosub, K.L., Fine, P., Singer, M.J. and Ten Pas, J., 1993. Pedogenesis and paleoclimate: interpretation of the magnetic susceptibility record of Chinese loess-paleosol sequences. *Geology*, 21: 1011-1014.
- Zhou, L.P., Oldfield, F., Wintle, A.G., Robinson, S.G. and Wang, J.T., 1990. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 346: 737-739.

Recibido: 21 de junio, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

Evidencias geofísicas de la continuidad del volcanismo dacítico mioceno en el subsuelo de la depresión de Pozuelos, provincia de Jujuy, y su potencialidad minera

Carlos J. CHERNICOFF

CONICET, Universidad de Buenos Aires, SEGEMAR. Av. Julio A. Roca 651, 1322 Buenos Aires.
E-mail: jchern@secind.mecon.gov.ar

RESUMEN. De acuerdo a evidencias geológicas y geofísicas, la depresión de Pozuelos, ubicada en la Puna septentrional (22°30' S, 66° O), alberga una estructura caldérica de grandes dimensiones originada durante el Mioceno medio. Secuencias piroclásticas y complejos dómicos dacíticos de esa edad afloran principalmente en el sector perimetral oeste y sur de la depresión, conteniendo los últimos, una mineralización polimetálica de metales básicos rica en metales preciosos. El levantamiento aeromagnético de la región ha permitido interpretar la presencia de las rocas magmáticas del Mioceno medio, a profundidades someras, por debajo de los sedimentos modernos no magnéticos que ocupan la depresión. La localización y caracterización de un sector no aflorante de estas rocas puede abrir expectativas de una mayor potencialidad minera para la región, habida cuenta de la mineralización asociada a las mismas. Se han identificado tres cuerpos subvolcánicos y una unidad volcánica (con dos subunidades), a partir de la configuración (geometría, magnitud, gradiente y polaridad) de las anomalías magnéticas; estas unidades han sido trazadas en un mapa de «geología sólida». Los cuerpos subvolcánicos abarcan superficies de 7, 27 y 32 km² respectivamente, y las volcanitas, que se localizan en las adyacencias de los mismos, abarcan una superficie total del orden de los 500 km cuadrados. Del estudio de las anomalías magnéticas se interpreta que uno de los cuerpos subvolcánicos presenta polaridad magnética normal y los dos restantes presentan polaridad reversa, lo cual indica la existencia de una diferencia en sus edades, pero comprendidas dentro del Mioceno medio. No se ha podido distinguir la polaridad magnética de las dos subunidades volcánicas identificadas, pero sí su probable asociación con los cuerpos subvolcánicos, de donde también se puede inferir la existencia de una posible diferencia en sus edades. La modelización de los perfiles de las anomalías magnéticas correspondientes a los cuerpos subvolcánicos ha permitido determinar que la profundidad de los mismos es de 120 a 500 m, con susceptibilidades magnéticas de 0,01 a 0,04 (SI), indicativas de composiciones mesosilícicas a básicas. La profundidad de uno de los cuerpos subvolcánicos se ve confirmada por la interpretación de una sección sísmica.

Palabras clave: Aeromagnetismo, Pozuelos, Jujuy, Volcanitas, Mioceno

ABSTRACT. *Geophysical evidence of the underground continuity of the Miocene dacitic volcanism of the Pozuelos depression, Province of Jujuy, Argentina, and its mining potential.* Existing geological and geophysical evidence indicates that the Pozuelos depression, in the northern Puna region of Argentina (22°30' S, 66° W), hosts a large-scale volcanic caldera of Middle Miocene age. Pyroclastic sequences (14 ± 2 Ma) and dacitic dome complexes (12 ± 2 Ma), rich in base- and precious metals, crop out discontinuously around part of the perimeter of the Pozuelos depression which, otherwise, is mostly covered by younger sediments. The aeromagnetic survey of the region has enabled the identification of the presence of Middle Miocene magmatic rocks at shallow depths, covered by young non-magnetic sediments. The identification and location of the covered portion of these magmatic rocks may increase the mineral potential of the region, as suggested by the associated mineralization seen in outcrop. Three subvolcanic bodies and a volcanic unit (subdivided into two subunits) have been identified in terms of the configuration (geometry, magnitude, gradient, polarity) of the magnetic anomalies, and have been marked on a map of the solid-geology. The subvolcanic bodies extend for 7, 27 and 32 km² respectively, whereas the volcanic unit extends for 500 km². The magnetic anomalies indicate that one of the subvolcanic bodies is normally magnetized whereas the other two are reversely magnetized, suggesting a difference in their ages, even though both are constrained within the Middle Miocene. The magnetic polarity of the two volcanic subunits could not be defined, but their probable association with the subvolcanic bodies provides indirect evidence of their age difference. Modelling of the profiles of the magnetic anomalies from the subvolcanic bodies indicates depths of burial of 120 to 500 m, and magnetic susceptibilities of 0.01 to 0.04 (SI), the latter being indicative of intermediate to basic compositions. The depth of one of the subvolcanic bodies has been confirmed by the interpretation of a seismic section.

Key words: Aeromagnetism, Pozuelos, Jujuy, Volcanics, Miocene

Introducción

En la Puna septentrional (22°-24° S), en el marco de la provincia ignimbrítica cenozoica de los Andes Centrales, tuvo lugar la formación de centros caldéricos de grandes dimensiones, con los que se asocia

un gran volumen de depósitos ignimbríticos; el máximo desarrollo de esta actividad magmática ocurrió en el Mioceno tardío (10-6 Ma), mientras que el registro de la misma es exiguo para el Oligoceno-Mioceno temprano, y creciente, en volumen y distribución, a partir del Mioceno medio (Coira 1999a).

Uno de estos grandes centros caldéricos se habría desarrollado en el interior de la depresión de Pozuelos (Figs. 1 y 2) durante el Mioceno medio, según ha sido postulado a partir de la litología y de evidencias estructurales (Coira 1979, 1999a; Chernicoff *et al.* 1996), como así también de la interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético de la región (Chernicoff *et al.* 1996). El registro litológico asociado a esta megacaldera está representado por una secuencia piroclástica integrada por ignimbritas, oleadas piroclásticas y depósitos volcanoclásticos (14 Ma) de composiciones dacíticas, sucedida por la extrusión de complejos dómicos dacíticos (12 Ma) de reducidas dimensiones, como los de los cerros Redondo y Pan de Azúcar (Coira 1979, 1999a; Caffè y Coira 1999).

Estos complejos volcánicos dómicos dacíticos representarían la etapa póstuma del sistema megacaldérico de Pozuelos, tal como ocurre en otras megacalderas de la Puna septentrional; a aquéllos se asocia una mineralización polimetálica de metales básicos rica en metales preciosos (yacimiento de Ag-Zn-Pb de Pan de Azúcar y prospecto minero de Au-Ag-Zn-Pb-Cu de cerro Redondo; Coira 1979, 1999a; Caffè y Coira 1999; Segal y Caffè 1999).

En esta contribución se presentan evidencias geofísicas

sobre la continuidad, a profundidades someras, de los registros de actividad magmática dacítica miocena en el subsuelo de la depresión de Pozuelos.

Para la preparación de este trabajo se han utilizado los datos digitales del levantamiento aeromagnético realizado por el Servicio Geológico-Minero Argentino en la Puna septentrional (SEGEMAR 1996), a partir de los cuales se obtuvieron diversas pruebas de procesamiento y se generaron mapas magnetométricos con realces apropiados para la mejor interpretación de la información analizada (dos de estos mapas se muestran en este trabajo, Figs. 3 y 4).

Sobre esta base, se generó un mapa de interpretación que contiene las unidades litomagnéticas identificadas en el subsuelo de la depresión de Pozuelos, las cuales correlacionamos con las rocas magmáticas del Mioceno medio aflorantes en el sector perimetral oeste y sur de la misma (mapa de «geología sólida», Fig. 5).

Se presentan modelizaciones 3-D de las anomalías magnéticas de mayor interés, que incluyen la determinación de la profundidad y otros parámetros geométricos y físicos de los cuerpos causativos de las anomalías.

Con fines comparativos, también se analizaron dos perfiles de sísmica de reflexión de la región de Pozuelos en los que ha sido interpretada (Gangui 1998) la localización de intrusivos; esta interpretación fue contrastada con las modelizaciones de las anomalías magnéticas.

Síntesis de la geología de la región

La secuencia sedimentario-magmática ordovícica (Formación Acoyte, Turner 1964; Complejo Magmático-Sedimentario Cochino-Escaya, Coira 1999b) constituye el basamento de la región, el que aflora en dos grandes bloques submeridionales ubicados en los flancos oriental y occidental de la depresión de Pozuelos.

En el sector austral del área de estudio, sedimentitas continentales del Cretácico inferior del Subgrupo Pirgua (Vilela 1951, *nom. transl.* Reyes y Salfity 1973) se apoyan sobre el basamento ordovícico.

La Formación Moreta (Coira 1979), de edad oligocena tardía-miocena temprana, representa los primeros registros cenozoicos de la cuenca de Pozuelos, los que están constituidos por depósitos clásticos fluviales y aluviales, con intercalaciones lávicas-piroclásticas de composición andesítico-dacítica (Coira 1979, 1999b).

Las secuencias piroclásticas y los complejos dómicos dacíticos del Mioceno medio de la depresión de Pozuelos han sido mapeados regionalmente dentro de la Formación Tiomayo y del Complejo Volcánico-Dómico Laguna de Pozuelos, respectivamente (Coira 1999b).

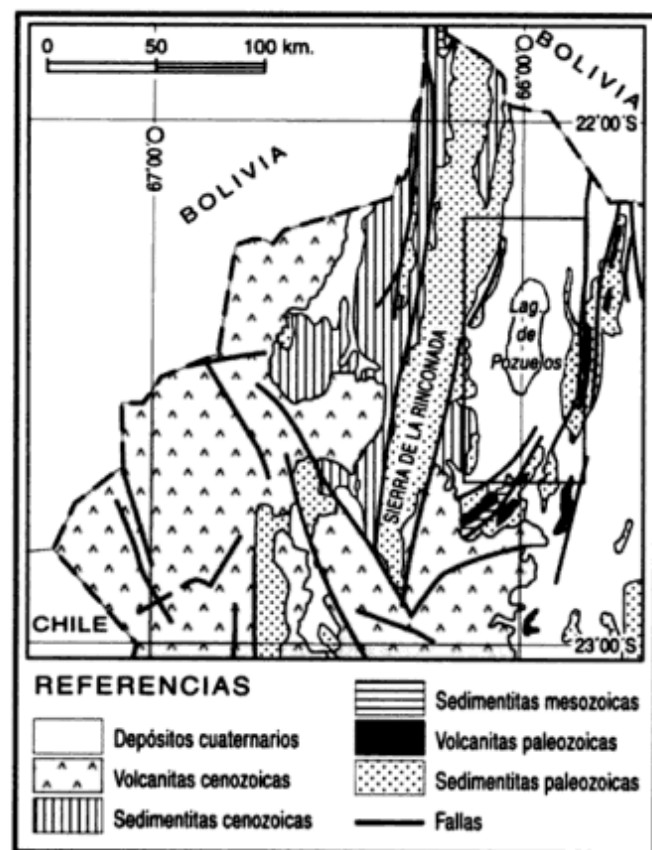


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio y marco geológico regional.

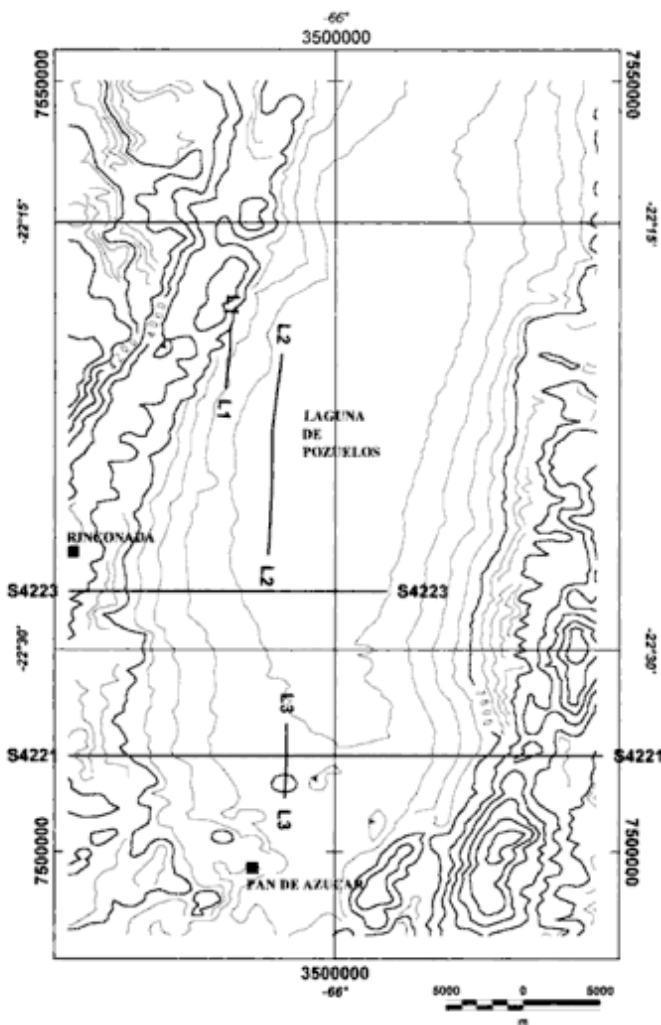


Figura 2: Mapa topográfico de la zona de estudio (curvas de nivel corresponden al modelo de elevación del terreno derivado del levantamiento geofísico aéreo regional), con ubicación de los perfiles magnéticos modelizados (L1, L2, y L3) y de dos segmentos de líneas sísmicas (L4221 y L4223) que cruzan el área (véase ubicación en Fig. 1).

En el sector sur de la depresión afloran ignimbritas dacíticas del Mioceno superior pertenecientes al Complejo Volcánico Coranzulí (Seggiaro 1994).

Gran parte de la superficie abarcada por la depresión de Pozuelos está cubierta por depósitos aluviales, coluviales, lagunares y evaporíticos, pliocenos hasta recientes.

Estudios geofísicos y su interpretación

Aeromagnetometría

El cubrimiento aeromagnético de la depresión de Pozuelos forma parte del levantamiento geofísico aéreo de la Puna septentrional llevado a cabo por el Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR)

entre enero y marzo de 1996.

Durante el mismo, se realizaron perfiles magnéticos en líneas de vuelo de orientación norte-sur y altitud aproximada sobre el terreno de 120 m, con un espaciamiento de 1 km; las correspondientes líneas de control tienen orientación este-oeste y espaciamiento de 10 kilómetros. Se utilizó un avión Cessna Caravan, cuya velocidad fue mantenida en el orden de los 130 nudos. El posicionamiento de la aeronave durante el vuelo fue obtenido mediante el uso de un sistema GPS diferencial a razón de una lectura por segundo, sincronizado con el sistema de adquisición de datos geofísicos; el error de posicionamiento es igual o inferior a 5 metros.

El magnetómetro de medición aérea utilizado fue un SCINTREX CS-2 de vapor de cesio (sensibilidad 0,001 nT, rango de medición de 15.000 a 100.000 nT) con un intervalo de muestreo de 0,1 segundos (equivalente a aproximadamente 8 m a lo largo de las líneas de vuelo). El magnetómetro de base es de idénticas características, habiéndose tomado las lecturas con un intervalo de muestreo de 1 segundo. Otros instrumentos de relevancia usados en el levantamiento son: radar altimétrico (intervalo de muestreo 0,25 segundos), altímetro barométrico (intervalo de muestreo 0,25 segundos) y cámara de video para la filmación continua del terreno bajo la aeronave.

El procesamiento de los perfiles magnéticos incluyó la remoción de *spikes*, filtrado de ruido, aplicación de la corrección magnética diurna, remoción del IGRF (Campo Geomagnético Internacional de Referencia) y nivelación final mediante la utilización de la malla de intersecciones. La empresa contratista (World Geoscience) utilizó un *software* propio para realizar el procesamiento aquí descrito; además, con fines de verificación, el Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR) repitió el proceso mediante el uso del programa Geosoft.

Los valores magnéticos finales luego fueron reducidos a una grilla regular de 250 m de lado usando el método de curvatura mínima del módulo de grilla del programa Geosoft. A partir de la grilla del campo magnético total y con el mismo programa se calculó la señal analítica (gradiente total) del campo magnético total.

Para la preparación de los mapas de isovalores se utilizaron las rutinas del programa Geosoft, que clasifica las curvas de isovalores en distintas jerarquías; de un modo análogo y con el mismo programa se generaron los mapas de isovalores en escala de grises.

En las figuras 3 y 4 se presentan dos mapas aeromagnéticos de la depresión de Pozuelos que son complementarios entre sí; se trata de los mapas de intensidad del campo magnético total y de la señal analítica (gradiente total) de la intensidad del campo magnético total, respectivamente. Este último mapa ha permitido precisar la ubicación y extensión de un grupo de anomalías de interés, mientras que

el mapa de intensidad del campo magnético total ha posibilitado visualizar el carácter normal o reverso de la polaridad magnética de las mismas, amén de permitir apreciar la magnitud de la intensidad magnética.

Interpretamos que las anomalías individualizadas se originan a partir de cuerpos magmáticos cubiertos por sedimentos no magnéticos. Precisamente con este criterio se trazó un mapa de «geología sólida» (o geología desprovista de la cobertura sedimentaria no magnética) de las unidades litomagnéticas que co-

rrrelacionamos con el magmatismo del Mioceno medio de la depresión de Pozuelos (Fig. 5; está omitido el trazado de la unidad litomagnética correspondiente a la Formación Moreta, cuya señal magnética se percibe en el sector nororiental o superior-derecho de las figuras 3 y 4).

En el mapa de interpretación (Fig. 5) se han delineado dos unidades litomagnéticas principales: a) cuerpos subvolcánicos y b) volcanitas dacíticas. El trazado de las unidades litomagnéticas sigue curvas

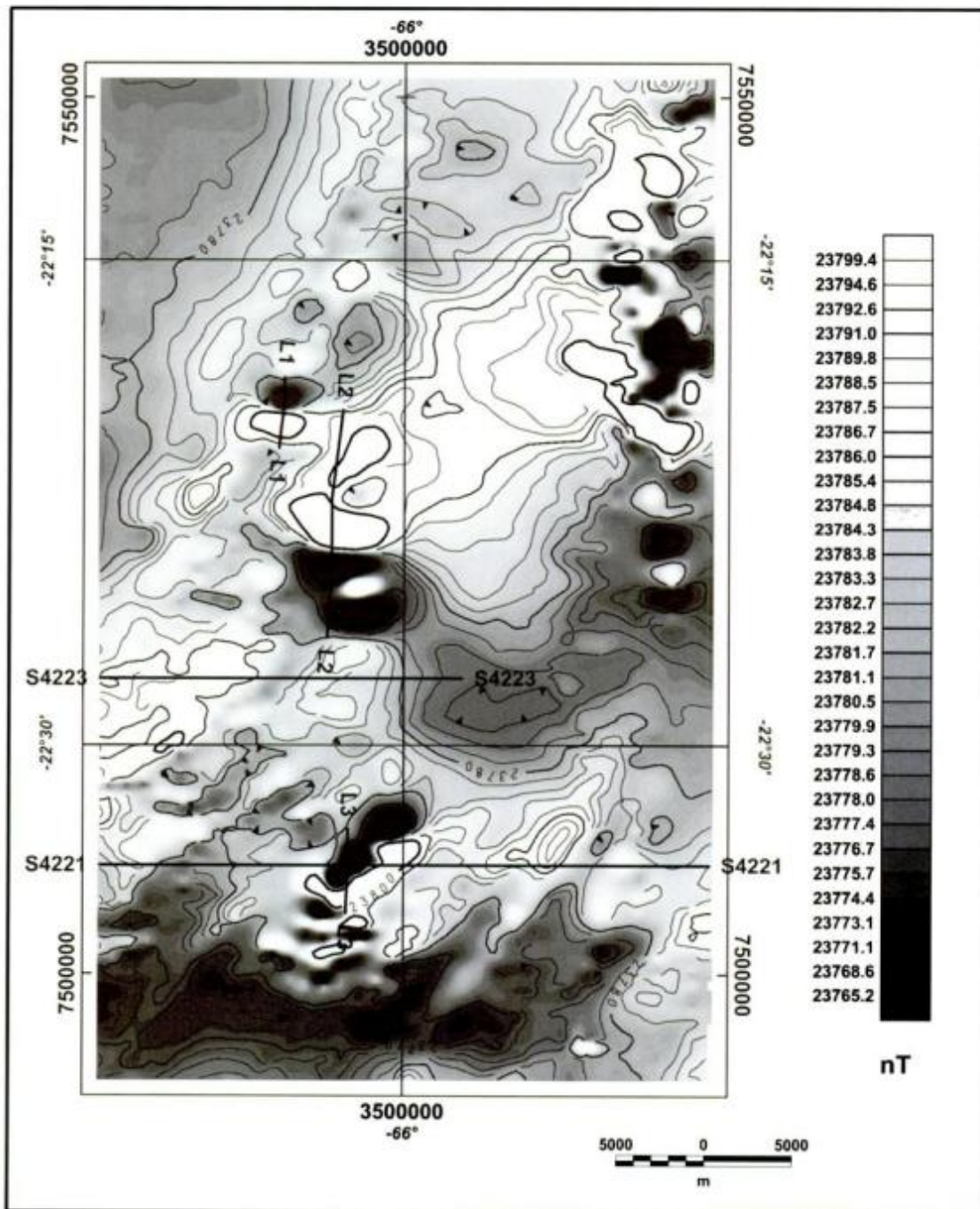


Figura 3: Mapa aeromagnético de la depresión de Pozuelos: intensidad del campo magnético total.

de isovalores de gradiente total; los cuerpos subvolcánicos presentan un gradiente (0,028 a 0,052) de un orden de magnitud superior al de las volcanitas dacíticas (0,0046 a 0,0062).

a) *Cuerpos subvolcánicos*: Estos cuerpos se interpretan a partir de la identificación de tres anomalías magnéticas (cabe aclarar que utilizamos el término «cuerpos subvolcánicos» debido a que así lo indican la geometría y el gradiente magnético de las ano-

malías que los originan, pero que no descartamos que en algún caso pueda tratarse de un domo efusivo, si es que otros elementos de juicio con los que no contamos así lo sugirieran):

Anomalía N° 1 (1, en Fig. 5). Se trata de una anomalía de unos 3 km de diámetro promedio, con polaridad magnética reversa, alto gradiente (curva de 0,028) e intensidad moderada. Se localiza en el borde oriental de la sierra de Rinconada, en una zona cubierta por depósitos sedimentarios no magnéticos

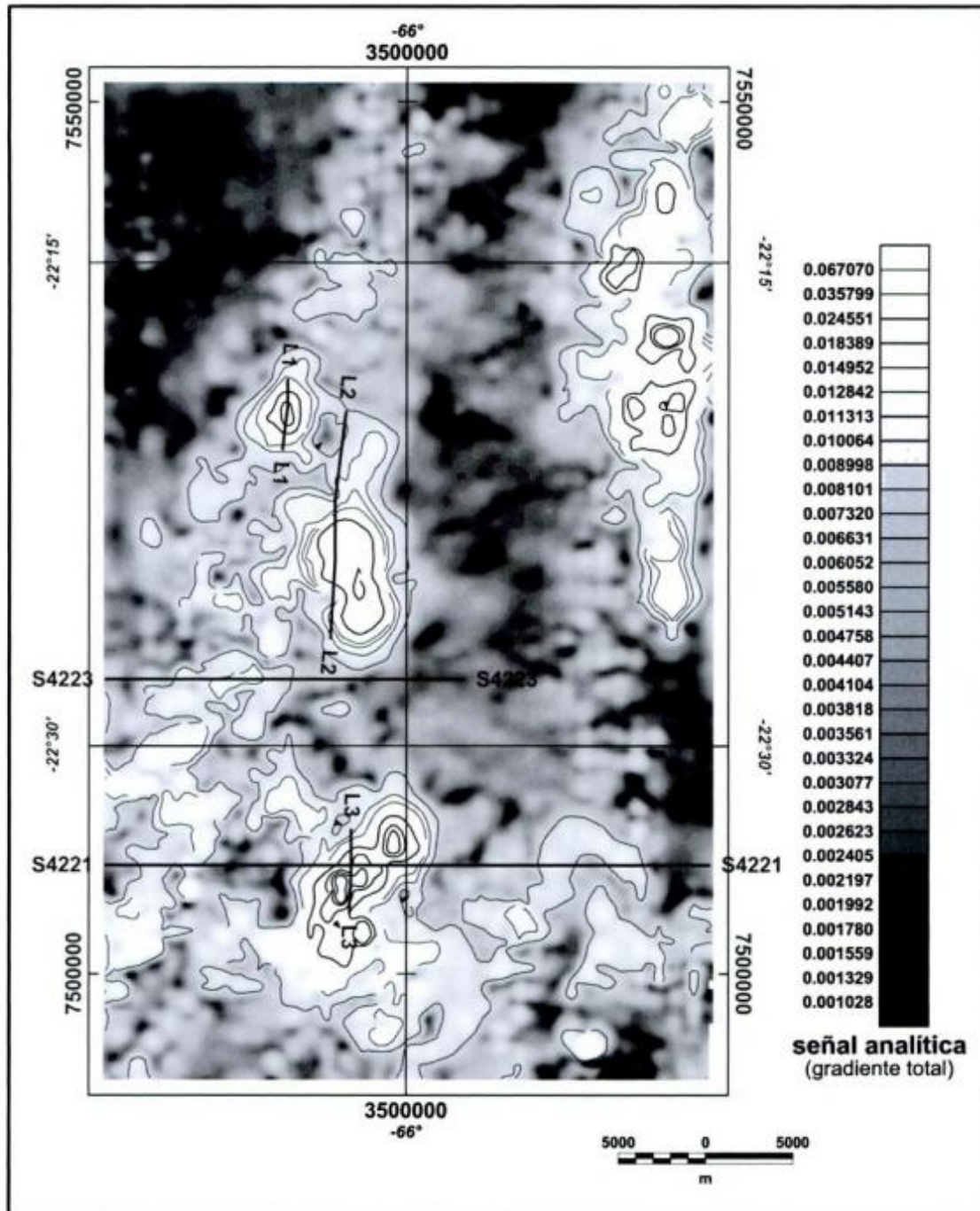


Figura 4: Mapa aeromagnético de la depresión de Pozuelos: señal analítica (gradiente total) de la intensidad del campo magnético total (las curvas resaltan los valores moderados a altos).

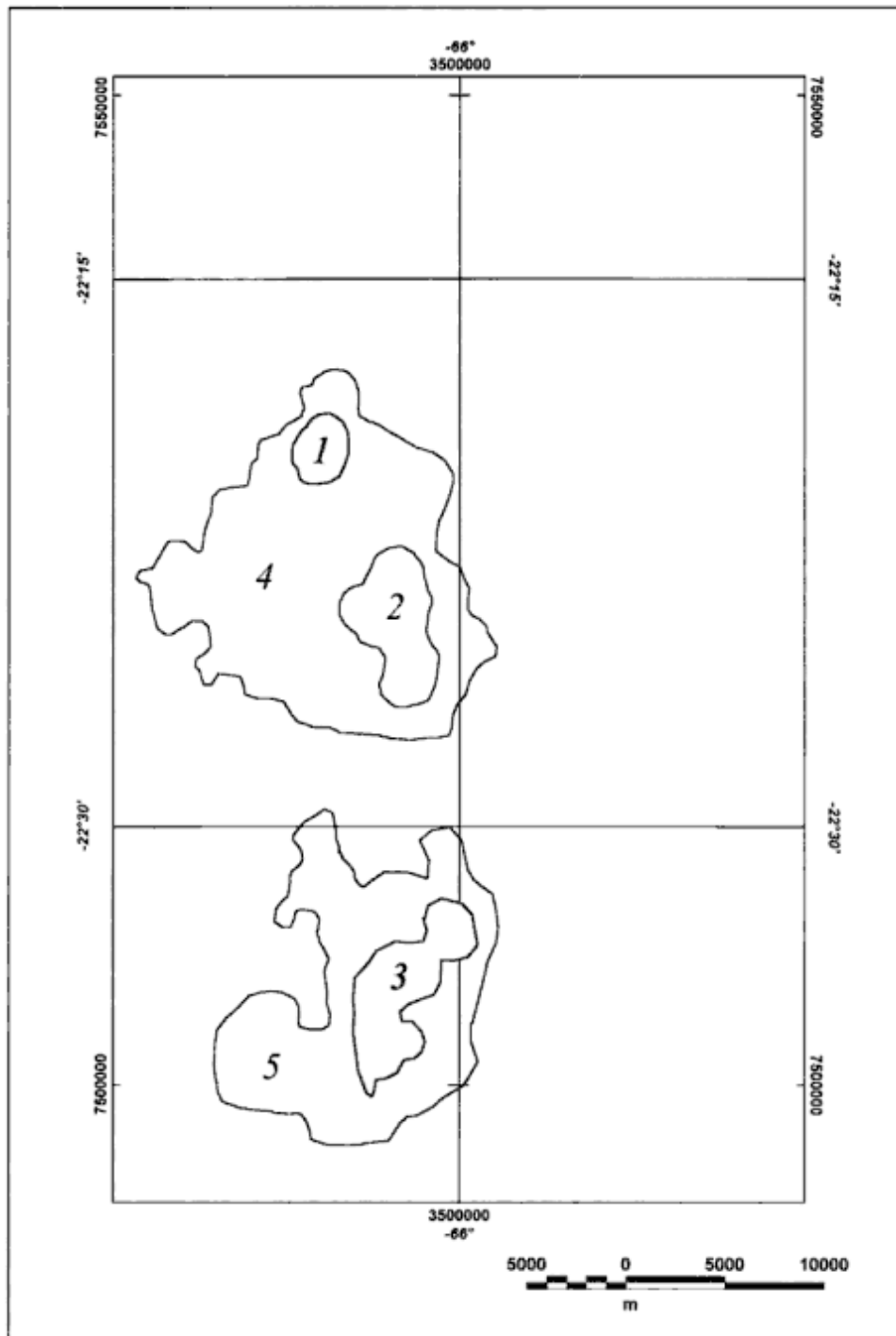


Figura 5: Mapa de interpretación: geología «sólida» de las unidades litomagnéticas del Mioceno medio magmático de la depresión de Pozuelos. N° 1 y N° 3: cuerpos subvolcánicos con polaridad reversa; N° 2: cuerpo subvolcánico con polaridad normal; N° 4: volcanita dacítica (subunidad norte); N° 5: volcanita dacítica (subunidad sur).

pliocenos y cuaternarios; el carácter no magnético de estos depósitos es consistente con las mediciones de susceptibilidad realizadas en el terreno por Rankin y Triggs (1997).

Anomalía N° 2 (2, en Fig. 5). Se trata de una anomalía elongada en la dirección N-S; en esta dirección su máxima extensión es de 8 km, con un ancho

máximo de 4 kilómetros. Su polaridad es normal, tiene un gradiente magnético alto (curva de 0.035) e intensidad alta del campo magnético. Se localiza en una zona con cobertura sedimentaria cuaternaria no magnética.

Anomalía N° 3 (3, en Fig. 5). Se trata de una anomalía elongada en la dirección NE-SO (dimensión máxima 9 km, con un ancho máximo de 3 km), con

polaridad reversa, alto gradiente (curva de 0,052) e intensidad moderada del campo magnético. La mayor parte de esta anomalía se ubica en una zona de sedimentos cuaternarios no magnéticos. Una porción menor de la misma coincide con lo que ha sido mapeado bajo la denominación de Intrusivo dacítico de la Mina Pan de Azúcar (Segal y Caffè 1999); otra pequeña porción coincide con lavas dacíticas aflorantes (cerro León, 66°02'-22°35').

b) Volcanitas dacíticas (Si bien utilizamos el término «volcanitas», no descartamos que, en rigor, esta unidad pueda estar integrada por diversos componentes de una secuencia piroclástica, como los descriptos regionalmente por Coira 1979 y 1999a, y que sea el conjunto de los mismos el que origine la respuesta magnética que caracteriza a esta unidad): Esta unidad litomagnética se interpreta a partir de la identificación de una zona de anomalías de moderada intensidad (no se distingue la polaridad magnética) y gradiente magnético moderado (anomalías N° 4 y N° 5, en Fig. 5, que siguen las curvas de 0,0046 y 0,0062, respectivamente) ubicada en las adyacencias de los cuerpos subvolcánicos (anomalías N° 1, N° 2 y N° 3, en Fig. 5). La mayor parte de la fuente causante de esta anomalía se encuentra bajo la cobertura sedimentaria cuaternaria, pero un sector abarca pequeños afloramientos de volcanitas dacíticas miocenas tales como los de los cerros Redondo y Pan de Azúcar. Se pueden distinguir dos subunidades:

Subunidad norte (N° 4, en Fig. 5). Esta subunidad se ubica en una zona en la que predomina la cobertura sedimentaria no magnética cuaternaria y pliocena, abarcando también el domo dacítico del cerro Redondo (de intensidad magnética moderada). Su extensión máxima es de 17 km en la dirección N-S, y 16 km en la dirección E-O. Su distribución geográfica sugiere la existencia de una asociación, por lo menos espacial, y posiblemente también temporal, entre esta subunidad y el cuerpo subvolcánico de la anomalía N° 2; la subunidad norte ocupa las adyacencias de las anomalías N° 1 y N° 2 (de distinta polaridad magnética), inclinándonos por su posible vinculación con el stock subvolcánico de la anomalía N° 2, debido a la mayor dimensión e intensidad magnética de la anomalía N° 2 con respecto a la anomalía N° 1.

Subunidad sur (N° 5, en Fig. 5). Esta subunidad abarca las adyacencias de la anomalía N° 3, con una extensión máxima en la dirección N-S de 17 km, y 13 km en la dirección E-O. Coincide con el Complejo Volcánico Dómico Laguna de Pozuelos en esta región (p. ej. cerros Pan de Azúcar y León). En este caso la relación espacial sugiere la existencia de una asociación entre esta subunidad y el cuerpo subvolcánico de la anomalía N° 3.

Si efectivamente existen las asociaciones que hemos mencionado más arriba (subunidad norte-cuer-

po subvolcánico N° 2 y subunidad sur-cuerpo subvolcánico N° 3), esto implica que debe haber una diferencia de edad entre las volcanitas que originan la subunidad norte (N° 4, en Fig. 5) y las volcanitas (parcialmente aflorantes) que originan la subunidad sur (N° 5, en Fig. 5), debida a la diferente polaridad magnética de los cuerpos subvolcánicos relacionados con sendas subunidades (anomalías N° 2 y N° 3, respectivamente). Cabe mencionar que estas asociaciones deberían formar parte de la sucesión litológica correspondiente al sistema magacaldérico que se habría desarrollado durante el Mioceno medio en el interior de la depresión de Pozuelos (Coira 1979, 1999a; Chernicoff *et al.* 1996).

Sísmica de reflexión

En la interpretación de Gangui (1998) de los perfiles sísmicos de reflexión realizados en la depresión de Pozuelos, se señala que la abrupta interrupción de los reflectores en algunas secciones sísmicas es debida a la probable localización de intrusivos relacionados con el magmatismo dacítico de la región.

Precisamente, la línea sísmica 4221 (Figs. 2, 3 y 6) cruza lo que aquí hemos interpretado como un cuerpo subvolcánico (anomalía N° 3). La localización de esta anomalía magnética coincide aproximadamente con un sector de la sección sísmica en el que se interrumpen los reflectores (véase «I», en Fig. 6), de manera que ambos métodos geofísicos se complementan y tienden a confirmar la presencia de las rocas magmáticas bajo la superficie.

Gangui (1998) también infiere la probable ocurrencia de un intrusivo dacítico en la línea sísmica 4223 (Figs. 2, 3 y 7), la cual cruza el área de estudio en el sector comprendido entre las anomalías magnéticas N° 4 y N° 5 (subunidades norte y sur, respectivamente). En este sector la intensidad y el gradiente del campo magnético son bajos y no parecieran indicar la presencia de intrusivos subyacentes. Sin embargo, no debe descartarse que tal intrusivo sí exista, y que la menor intensidad magnética en este sector sea debida a la existencia de una zona de alteración en el cuerpo intrusivo (con la destrucción de magnetita y la disminución de la señal magnética que ello implicaría). Un levantamiento gravimétrico de detalle en este sector permitiría confirmar la ubicación del cuerpo intrusivo.

Modelización de los cuerpos subvolcánicos

Se ha realizado una modelización 3-D de las anomalías N° 1, N° 2 y N° 3 a partir de perfiles N-S del campo magnético total; las trazas de los mismos (líneas L1, L2 y L3, respectivamente; Figs. 2 y 3) atraviesan, aproximadamente, el centro de las anomalías.

Para una mayor simplificación de la modelización se

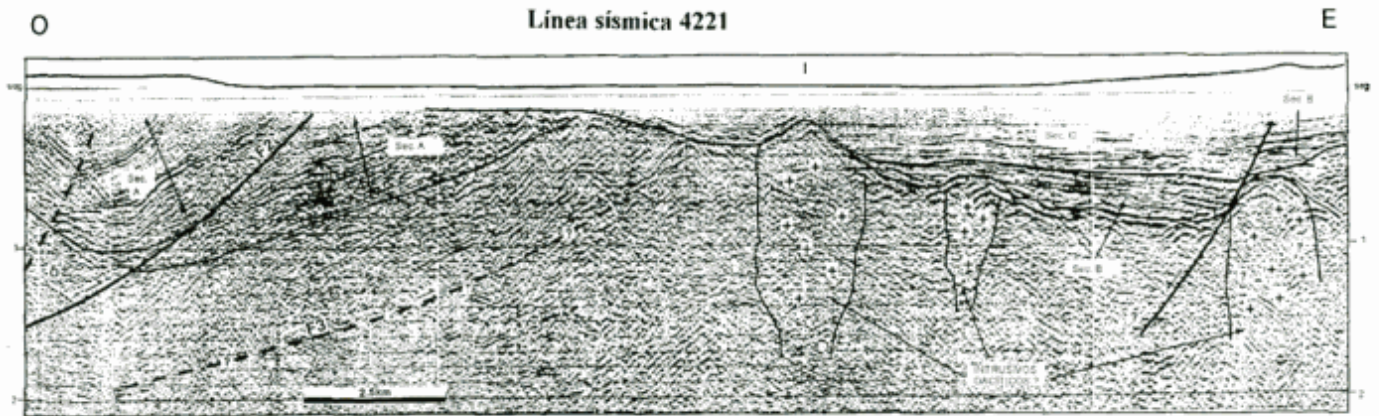


Figura 6: Línea sísmica 4221 (tomado de Gangui 1998; véase la ubicación del segmento de esta línea que cruza la zona de estudio en Figs. 2 y 3). I: zona de interrupción de reflectores, que coincide con la anomalía magnética N° 1.

utilizaron cuerpos tabulares; en la figura 8 se identifican los parámetros geométricos de estos cuerpos. Para la definición de los rangos de variación aceptables de los parámetros geométricos de los cuerpos tabulares y de sus propiedades magnéticas se tuvo en cuenta la configuración de las anomalías y el conocimiento geológico previo del área. Nótese que a la profundidad de los cuerpos modelizados que aparece graficada en las figuras 9, 10 y 11, se le ha restado 120 m, que es la altura del levantamiento aeromagnético.

Anomalía N° 1

Esta pequeña anomalía tiene una polaridad reversa, como se deduce de la configuración del dipolo (véase

Fig. 3), de manera que para su modelización se incorporó una componente de remanencia magnética. En la figura 9 se presenta el resultado de esta modelización, que determina:

1) Un cuerpo tabular principal con magnetización remanente (1, en Fig. 9), causante del bajo magnético de alto gradiente que caracteriza a esta anomalía. A los fines de la modelización se ha tomado un coeficiente de Koenigsberger de 0,5, valor que se ubica dentro del rango aceptable para un cuerpo de composición dacítica-andesítica (Clark 1999). La susceptibilidad magnética que surge de la modelización es de 0,030 (SI); los parámetros geométricos del cuerpo son: rumbo E-O, inclinación 73° S, profundidad 505 m, largo 2.500 m, ancho 800 m y espesor 880 metros. Consideramos, por lo tanto, que esta modelización corres-

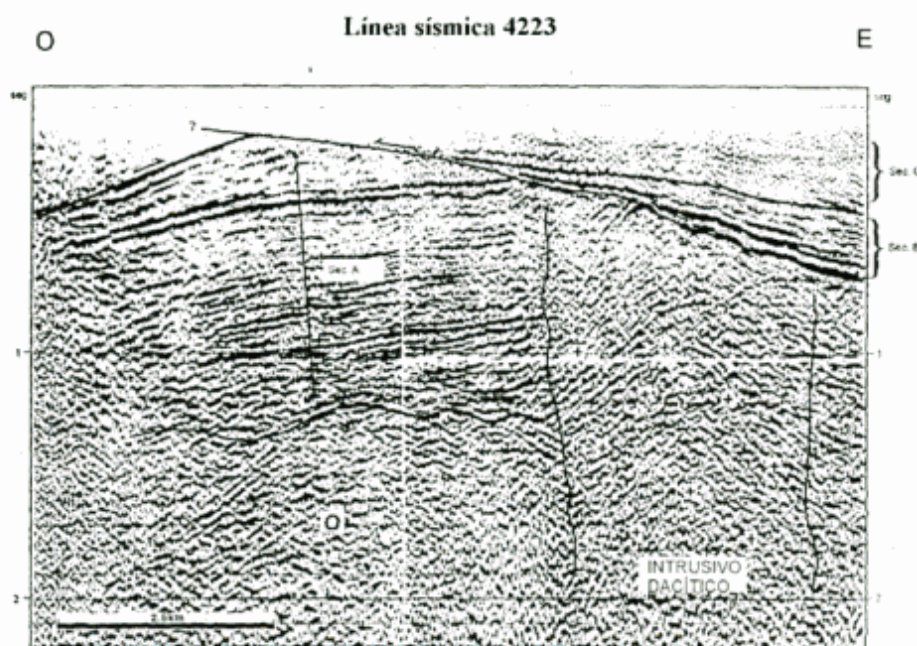


Figura 7: Línea sísmica 4223 (tomado de Gangui 1998; véase la ubicación del segmento de esta línea que cruza la zona de estudio en Figs. 2 y 3).

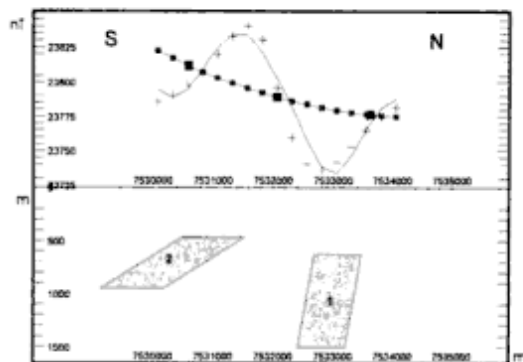


Figura 8: Definición de los parámetros geométricos de los cuerpos modelizados (Profundidad: medida al techo de los cuerpos).

ponde a un pequeño cuerpo subvolcánico de composición mesosilícica-básica ubicado a aproximadamente 500 m de profundidad y con las características geométricas y propiedades físicas recién mencionadas.

2) El perfil de la anomalía magnética N° 1 también muestra la influencia de un cuerpo tabular de menor volumen que el principal (un orden de magnitud menor) y magnetización normal, ubicado a 2 km hacia el sur y a aproximadamente 350 m de profundidad (2, en Fig. 9). La susceptibilidad magnética de este cuerpo es de 0,044 (SI). Sus parámetros geométricos son: rumbo E-O, inclinación 20° S, profundidad 347 m, largo 1.000 m, ancho 1.070 m y espesor 483 metros.

La diferencia de polaridad magnética entre estos dos cuerpos sugiere una intermitencia de la actividad magmática durante el Mioceno medio, época durante

la cual hubo varias reversiones de la polaridad del campo magnético terrestre.

Anomalía N° 2

Se trata de una anomalía magnética con polaridad normal, según se deduce de la configuración del dipolo (véase Fig. 3). Su modelización se presenta en la figura 10.

Para una mayor simplificación del modelo, el perfil se hizo pasar por la envolvente (mayor longitud de onda) de la anomalía, evitando la mayor parte de su contenido de menor longitud de onda (fuente magnética más próxima a la superficie). De todas maneras, estas fuentes magnéticas someras no atravesadas por el perfil ejercen una cierta influencia en el mismo, lo cual se manifiesta en la diferencia entre la anomalía observada y la anomalía calculada (Fig. 10). El resultado de la modelización determina:

1) Un cuerpo tabular principal (1, en Fig. 10) de propiedades asignables a un cuerpo subvolcánico de composición dacítica. La susceptibilidad magnética de este cuerpo es de 0,017 (SI). Sus parámetros geométricos son: rumbo E-O, inclinación 45° S, profundidad 226 m, largo 4.700 m, ancho 1.933 m y espesor 956 metros.

2) Un cuerpo tabular más pequeño (2, en Fig. 10). La susceptibilidad magnética de este cuerpo es de 0,010 (SI). Sus parámetros geométricos son: rumbo E-O,

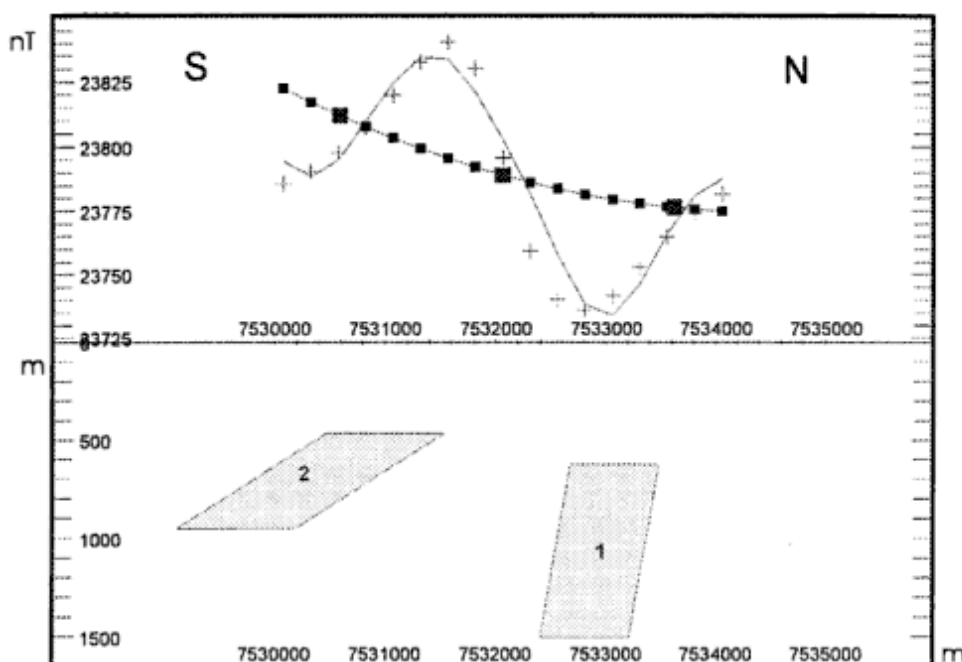


Figura 9: Modelización del perfil del campo magnético total de la anomalía N° 1 (véase ubicación de L1 en Figs. 2 y 3). Referencias: Abscisa corresponde a las coordenadas planas X de la proyección Gauss Kruger (faja 3); ordenada: intensidad del campo magnético total. Línea de cruces: anomalía observada, línea de trazo continuo: anomalía calculada, línea de pequeños cuadrados: anomalía regional calculada, utilizada para la modelización. 1: cuerpo tabular principal, 2: cuerpo tabular menor.

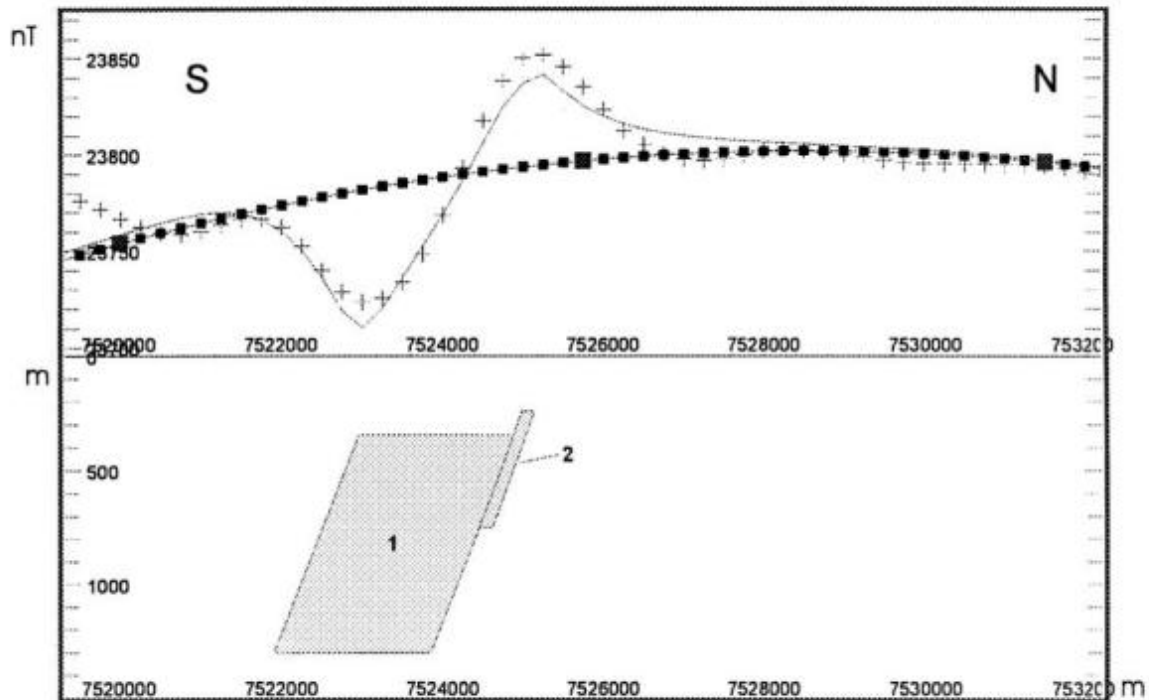


Figura 10: Modelización del perfil del campo magnético total de la anomalía N° 2 (véase ubicación de L2 en Figs. 2 y 3). Referencias: Abscisa corresponde a las coordenadas planas X de la proyección Gauss Kruger (faja 3); ordenada: intensidad del campo magnético total. Línea de cruces: anomalía observada, línea de trazo continuo: anomalía calculada, línea de pequeños cuadrados: anomalía regional calculada, utilizada para la modelización. 1: cuerpo tabular principal, 2: cuerpo tabular menor.

inclinación 45° S, profundidad 124 m, largo 3.245 m, ancho 146 m y espesor 507 metros.

Anomalía N° 3

Este caso se trata de una anomalía con polaridad reversa (véase configuración del dipolo, en Fig. 3), por lo cual también se incorporó una componente de remanencia magnética al cálculo (coeficiente de Koenigsberger 0,5).

En la figura 11 se presenta el resultado de esta modelización. Como se verá, el segmento sur del perfil (alto magnético) corresponde a un sector de volcanitas aflorantes, también con polaridad magnética reversa. La determinación de la modelización es:

1) En el segmento norte se determinan dos bloques de idéntica susceptibilidad magnética (y litología) que se asignan a un cuerpo subvolcánico de composición dacítica, separados por una falla:

Bloque 1 (1, en Fig. 11), con las siguientes características: susceptibilidad magnética 0,012 (SI), rumbo $N45^\circ E$, inclinación 47° al NO, profundidad 125 m, largo 2.000 m, ancho 786 m y espesor 1.113 metros.

Bloque 2 (2, en Fig. 11), con los siguientes parámetros: susceptibilidad magnética 0,012 (SI), rumbo $N45^\circ E$, inclinación 47° al NO, profundidad 180 m, largo 3.000 m, ancho 400 m y espesor 1.000 metros.

La línea sísmica 4221 (Figs. 2, 3 y 6), que cruza este cuerpo subvolcánico, permite localizarlo a una

profundidad del mismo orden de magnitud (115 a 230 m) que la aquí determinada (125 a 180 m). En este caso asumimos velocidades de transmisión de las ondas sísmicas de 1.000 a 2.000 m/seg, propias de sedimentos no consolidados, para la conversión de tiempo (0,23 seg) en distancia.

2) La porción sur del perfil atraviesa volcanitas dacíticas aflorantes. La modelización de este segmento del perfil corresponde a un cuerpo aflorante (3, en Fig. 11) con las siguientes características: susceptibilidad magnética 0,042 (SI), rumbo $N45^\circ E$, inclinación 18° al SE, largo 3.100 m, ancho 1.220 m y espesor 293 metros.

Consideraciones finales

La interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético de la región ha permitido concluir que las rocas magmáticas del Mioceno medio aflorantes en el sector perimetral oeste y sur de la depresión de Pozuelos se extienden también a un sector del subsuelo de la misma, donde se encuentran a profundidades someras bajo la cobertura de sedimentos modernos no magnéticos.

Sobre la base del carácter no magnético o «transparente» de esta cobertura se ha trazado un mapa de la «geología sólida» (o geología desprovista de la cobertura sedimentaria no magnética) de las unidades litomagnéticas que correlacionamos con el magmatismo

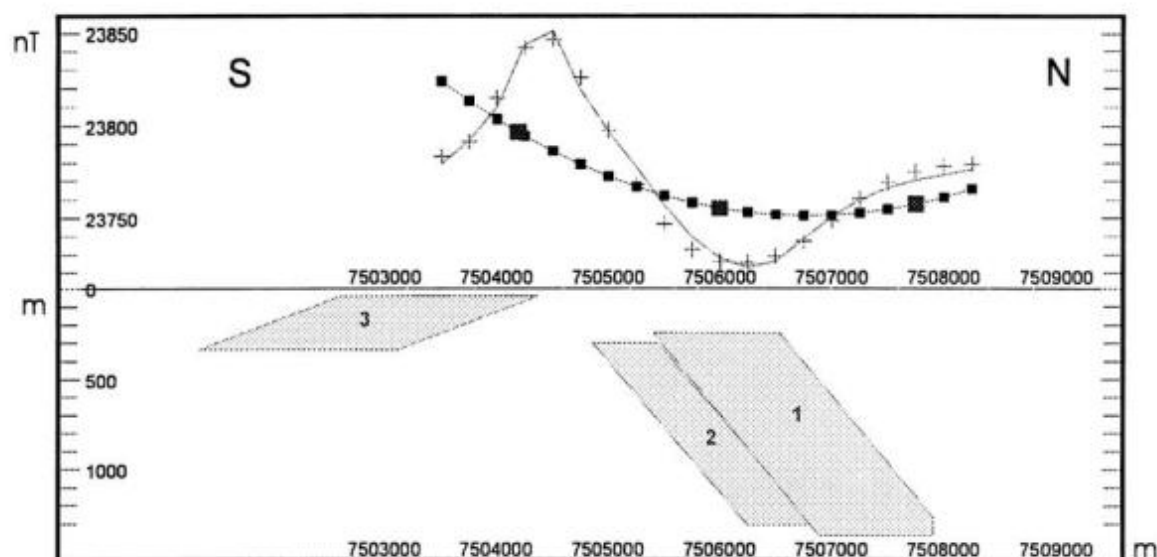


Figura 11: Modelización del perfil del campo magnético total de la anomalía N° 3 (véase ubicación de L3 en Figs. 2 y 3). Referencias: Abscisa corresponde a las coordenadas planas X de la proyección Gauss Kruger (faja 3); ordenada: intensidad del campo magnético total. Línea de cruces: anomalía observada, línea de trazo continuo: anomalía calculada, línea de pequeños cuadrados: anomalía regional calculada, utilizada para la modelización. 1 y 2: bloques del cuerpo tabular principal, 3: cuerpo tabular parcialmente aflorante.

del Mioceno medio de la depresión de Pozuelos.

Así es que se identificaron tres cuerpos subvolcánicos y una unidad volcánica (dividida en dos subunidades, norte y sur), que se han interpretado a partir de la configuración (geometría, magnitud, gradiente, polaridad) de las anomalías magnéticas (no descartamos que, en rigor, lo que identificamos como una unidad volcánica pueda estar integrada por diversos componentes de una secuencia piroclástica como los que se conocen en la región, y que el conjunto de los mismos origine la respuesta magnética que caracteriza a esta unidad).

Los cuerpos subvolcánicos abarcan superficies de 7, 27 y 32 km² respectivamente, y las volcanitas, ubicadas en las adyacencias de los mismos, ocupan una superficie total del orden de los 500 km².

La diferente polaridad magnética de las anomalías generadas por los cuerpos subvolcánicos (N° 1 y 3: polaridad reversa, N° 2: polaridad normal) indica una diferencia en la edad de los mismos, posible aún dentro del Mioceno medio (Cande y Kent 1992). Se ha planteado la probable vinculación o contemporaneidad entre el cuerpo subvolcánico N° 2 y la subunidad volcánica norte, por un lado, y el cuerpo subvolcánico N° 3 y la subunidad volcánica sur, por el otro, lo cual sugiere que la posible diferencia de edad entre los cuerpos subvolcánicos se podría hacer extensiva a ambos conjuntos rocosos.

La modelización de los perfiles de las anomalías magnéticas correspondientes a los cuerpos subvolcánicos ha permitido determinar que la profundidad de los mismos está en el rango de los 120 a 500 m, con susceptibilidades magnéticas de 0,01 a 0,04 (SI), indicativas de composiciones mesosilícicas a básicas. La

profundidad del cuerpo subvolcánico correspondiente a la anomalía N° 3 (125 a 180 m) se ve confirmada por la interpretación de una sección sísmica (línea 4221).

En el marco de la mineralización asociada a las rocas magmáticas del Mioceno medio de la depresión de Pozuelos (yacimiento de Ag-Zn-Pb de Pan de Azúcar y prospecto minero de Au-Ag-Zn-Pb-Cu de cerro Redondo), la localización y caracterización de un sector no aflorante, pero ubicado a profundidades someras, de las mismas puede abrir expectativas de una mayor potencialidad minera para la región.

Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento al Servicio Geológico-Minero Argentino (SEGEMAR) por el apoyo logístico otorgado para la realización de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caffe, P. J. y Coira, B., 1999. Complejos de domos volcánicos del Mioceno Medio de Puna Norte. En: Zappettini, E.O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, p. 1569-1578. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35. Buenos Aires.
- Cande, S.C. and Kent, D.V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97: 13917-13951.
- Chernicoff, C. J., Garea, G., Hongn, F., Seggiaro, R., Zappettini, E., Coira, B., Caffe, P., Chayle, W., Gutierrez, G., Perez, A., Soler, M. y Rankin, L., 1996. Interpretación geológica del

- relevamiento aeromagnético de la Puna septentrional, Jujuy y Salta. Dirección Nacional del Servicio Geológico. Serie Contribuciones Técnicas: Geofísica (I). Buenos Aires.
- Clark, D.A., 1999. Integrated Magnetism. Applications of rock magnetism to exploration and to geological interpretation of magnetic surveys. Short Course. Universidad de Buenos Aires, 205 p. (Unpublished).
- Coira, B., 1979. Descripción de la Hoja Geológica 3c, Abra Pampa, provincia de Jujuy. Servicio Geológico Nacional. Boletín, 170: 1-90. Buenos Aires.
- Coira, B., 1999a. Potencialidad minera de sistemas megacaldéricos miocenos en Puna Norte. En: Zappettini, E.O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, p. 1557-1567. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35. Buenos Aires.
- Coira, B., 1999b. Hoja Geológica 2366-I/2166-III Mina Pirquitas, escala 1:250.000, Servicio Geológico-Minero Argentino. Buenos Aires.
- Gangui, A. H., 1998. A combined structural interpretation based on seismic data and 3-D gravity modeling in the Northern Puna/Eastern Cordillera, Argentina. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Reihe B, Band 27. 176 p. Berlín.
- Rankin, L. y Triggs, D., 1997. Area de la Puna Argentina. Interpretación geológica de datos de geofísica aérea y Landsat TM. SEGEMAR. Serie Contribuciones Técnicas: Geofísica (6). Buenos Aires.
- Reyes, F.C. y Salfity, J.C., 1973. Consideraciones sobre la estratigrafía del Cretácico (Subgrupo Pirgua) del noroeste argentino. Actas 5º Congreso Geológico Argentino, 3: 355-385.
- Segal, S. J. y Caffè, P. J., 1999. El yacimiento Pan de Azúcar, Provincia de Jujuy, Argentina. En: Zappettini, E.O. (Ed.): Recursos Minerales de la República Argentina, p. 1579-1592. Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35. Buenos Aires.
- SEGEMAR, 1996. Levantamiento geofísico aéreo (magnetometría y espectrometría de rayos gamma) Área Puna Septentrional. Datos digitales. Servicio Geológico-Minero Argentino.
- Seggiaro, R., 1994. Petrología, geoquímica y mecanismos de erupción del complejo volcánico Coranzulí. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 137 p. (Inédito).
- Turner, J.C.M., 1964. Descripción geológica de la hoja 2c, Santa Victoria. Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería, 104, 99p. Buenos Aires.
- Vilela, C.R., 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte calcáreo dolomítico en la Puna Salto-jujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 6 (2): 101-107. Buenos Aires.

Recibido: 28 de junio, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

Relación entre la zona de cizalla y el dique de diabasa de la sierra del Tigre, Tandil, provincia de Buenos Aires

Raúl R. FERNÁNDEZ^{1,2}, Horacio J. ECHEVESTE^{1,2}, Cecilia CÁBANA^{1,2} y Marcela CURCI¹

¹Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP, calle 47 N°522, 1900 La Plata.
E-mail: inremi@museo.fcnym.unlp.edu.ar; rfernand@museo.fcnym.unlp.edu.ar

²Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires

RESUMEN. Una de las mejores relaciones conocidas en el Sistema de Tandilia, entre zonas de cizalla de rumbo general E-O y diques de diabasa oblicuos a ella, se observa en la sierra del Tigre, un grupo de elevaciones situadas al SE de la ciudad de Tandil. Tanto la zona de cizalla como los diques de diabasa afectan el basamento ígneo-metamórfico de una edad mínima de 2.000 Ma que forma parte del Cratón del Río de la Plata. Trabajos previos realizados en la región han señalado que los diques de diabasa, de una edad de alrededor de 1.700 Ma, fueron desplazados en sentido sinistral por la zona de cizalla. Observaciones detalladas en la intersección de la zona de cizalla con el dique de diabasa permiten proponer una relación diferente a la que fue previamente interpretada. Algunos diques secundarios que divergen del cuerpo de diabasa principal orientado NO, siguen los planos E-O de las zonas de cizalla sin mostrar signos de deformación; otros cortan oblicuamente la fábrica planar milonítica. Además, el dique de diabasa principal presenta bordes sobre-enfriados y los diques secundarios son de grano fino y aspecto basáltico, lo cual sugiere niveles estructurales diferentes para la formación de la cizalla (cizalla dúctil profunda) y el emplazamiento de la diabasa, a poca profundidad y en contraste térmico con las rocas que la alojan. La diabasa fue intruida tardíamente en la zona de cizalla en un sistema de fractura extensional no relacionado a ella y en un ambiente de menor temperatura y presión, durante un período postorogénico. Los esfuerzos extensionales principales produjeron las fracturas por donde se intruyó la diabasa, pero localmente dichos esfuerzos se descompusieron siguiendo los planos de debilidad preexistentes de la zona de cizalla.

Palabras clave: Tandil, Zona de cizalla, Dique de diabasa, Milonitas

ABSTRACT. Relation between the shear zone and the diabase dyke of Sierra del Tigre, Tandil, Buenos Aires Province. In the Tandilia System, the best-known relationships between an E-W trend shear zone and diabase dykes that crop out oblique to it can be observed at the Sierra del Tigre, a group of hills, south-east of Tandil City. Both the shear zone and the diabase dykes, dated at 1.7 Ga, occur in the 2.0 Ga igneous-metamorphic basement of the Rio de la Plata Cratón. Previous work indicates that the diabase dykes were displaced sinistrally by the shear zone. Detailed observations of diabase-shear zone intersections suggest a different relationship to that of previous interpretations. Several secondary diabase dykes from the main NW body follow the E-W shear zone fabric and are undeformed, whereas others cut the mylonitic foliation obliquely. Furthermore the main diabase dykes have chilled margins, and secondary dykes are fine grained with a basaltic aspect, suggestive of a different structural level for the formation of the deep ductile shear zone from that of the low-temperature host rocks of the dykes. The diabase was intruded later into the shear zone, filling an extensional fracture system unrelated to it and within a lower temperature and pressure environment during a post-orogenic period. The main extensional stress produced the NW fracturing where the diabase was intruded, but locally this stress followed the pre-existing E-W planes of weakness of the shear zone.

Key words: Tandil, Shear zone, Diabase dyke, Milonites

Introducción

En la sierra del Tigre, situada a unos 5 km al sur de la ciudad de Tandil (Fig. 1), Teruggi *et al.* (1974) reconocieron una zona de cizalla orientada en sentido E-O y diques de diabasa, de hasta unos 80 m de espesor, que se orientan en sentido noroeste. En los trabajos de Teruggi *et al.* (1974), Dalla Salda (1981) y Fernández y Echeveste (1995) fue establecido que el dique de diabasa tiene varios desplazamientos ocasionados por fallas sinestrales E-O vinculadas a una ancha zona de cizalla.

Una minuciosa revisión de las fotografías aéreas a

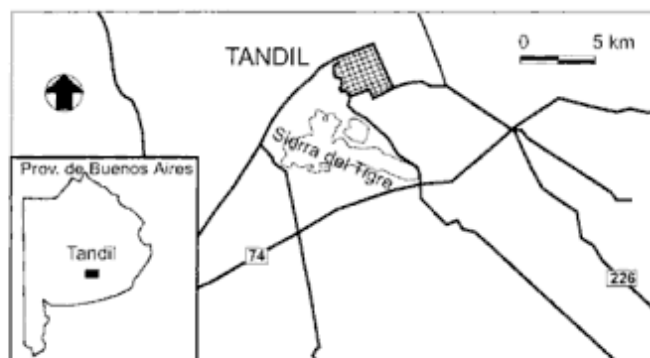


Figura 1: Ubicación de la zona de estudio.

escala 1:20.000 y observaciones de detalle realizadas durante un mapeo 1:100 permiten inferir, al menos para la sierra del Tigre, procesos tectónicos distintos de aquellos previamente señalados para las relaciones entre la zona de cizalla y el dique de diabasa. Se propone entonces que los esfuerzos que ocasionaron la zona de cizalla fueron anteriores a la intrusión del dique de diabasa.

Geología del área

Las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires o Sistema de Tandilia corresponden a los asomos más australes del llamado Cratón del Río de La Plata (Dalla Salda *et al.* 1988). Varios autores han descrito los aspectos geológicos del basamento cristalino de la región, entre los que pueden citarse a Teruggi (1951), Villar Fabre (1954), Teruggi *et al.* (1958), Quartino y Villar Fabre (1967), Teruggi *et al.* (1974), Cortelezzi y Rabassa (1975) y la síntesis de Teruggi y Kilmurray (1980). Este basamento debe su conformación actual a la evolución tectonomagmática acaecida principalmente durante el periodo Transamazónico (2.200 a 1.800 Ma).

Teruggi *et al.* (1973) propusieron que en el sector de Tandil de las Sierras Septentrionales predominan tres fábricas planares: Dominio A (este-oeste), Dominio B (nordoste-sudoeste) y Dominio C (noroeste-sudeste), acompañados de sendas fases deformacionales (F1, F2 y F3 respectivamente), con edades relativas desde la más antigua a la más joven.

En las serranías cercanas a la ciudad de Tandil, dominan las rocas granitoides, de composición tonalítica, en casos con aspecto migmatítico del tipo nebulítico y algunas inyecciones cuarzo-feldespáticas de grano grueso. Dalla Salda y Franzese (1985) definieron petrográficamente a esas unidades litológicas y Varela *et al.* (1988) efectuaron dataciones radiométricas obteniendo para estas rocas dos grupos de edades Rb/Sr, uno alrededor de 2.000 Ma y otro en el orden de 1.800 Ma. Dalla Salda *et al.* (1992) propusieron que los granitoides (leucogranitos anatócticos) más jóvenes estaban relacionados a la formación de amplias zonas de cizalla durante una etapa colisional Transamazónica.

Los granitoides fueron sometidos a una serie de esfuerzos que dieron lugar a zonas de cizalla de algunos kilómetros de ancho, las que pueden seguirse saltuariamente, a lo largo del rumbo, en decenas de kilómetros. Estas zonas de cizalla están conformadas por fajas de rocas miloníticas, con marcada fábrica planar dentro de una faja mucho más extensa en el sentido de su ancho, de rocas cataclásticas.

Además de la zona de cizalla de la sierra del Tigre, motivo de esta comunicación, otras zonas de cizalla con orientación general en sentido E-O fueron reconocidas en el cerro Albión (D'Angiola *et al.* 1992), denominada Formación El Cortijo por Teruggi *et al.* (1988),

y en las llamadas sierras del Tandil a aproximadamente 35 km al sur de la ciudad homónima. Importantes fajas cizalladas también se conocen al NO, en las sierras de Azul (González Bonorino *et al.* 1956; Dalla Salda 1981).

Una serie de diques andesíticos y riolíticos intruyen el basamento ígneo-metamórfico, en parte coincidentes con la orientación de las zonas de cizalla. Cuerpos riolíticos, metamorfizados, fueron descritos por Lema y Cucchi (1981) y Dristas (1983). Estos diques, de naturaleza calcoalcalina (Fernández y Echeveste 1995), fueron objeto de diversas dataciones arrojando edades Rb/Sr de 2.155 ± 45 Ma (Echeveste *et al.* 1997) y Ar-Ar de 2.020 ± 24 y 2.007 ± 24 para los intrusivos riolíticos y andesíticos respectivamente (Iacumin 1998). Estas edades caen en el mismo rango que el de las metamorfitas y granitoides hospedantes, por lo que se asignan al ciclo orogénico Transamazónico y por consiguiente a procesos magmáticos no vinculados con los diques de diabasas que se mencionan a continuación.

Los diques de diabasa subverticales emplazados en el basamento ígneo-metamórfico del Sistema de Tandilia fueron estudiados por primera vez por Teruggi *et al.* (1974), quienes señalaron sus características de campo y petrográficas, a las que sumaron una datación por el método K-Ar que arrojó la edad de 1.750 Ma; siguiendo a esos autores, los procesos de transformación de algunos minerales de las diabasas quedaron propuestos entre los metamórficos, deutéricos y meteóricos. Echeveste y Fernández (1994), sobre la base de los minerales opacos que participan en las diabasas, se inclinaron por una alteración de tipo deutérico o autometamórfica. Posteriormente Fernández y Echeveste (1995) realizaron un estudio geoquímico que incluía estas diabasas, indicando su carácter tholeiítico, de emplazamiento a baja profundidad con bordes fríos y concluyeron que las diabasas fueron intruidas durante una etapa de distensión posterior al período colisional propuesto por Ramos *et al.* (1990) y Dalla Salda *et al.* (1992). Echeveste *et al.* (1996) efectuaron una datación Rb/Sr de estas rocas, obteniendo una errorcrona que arrojó 1.680 ± 27 Ma. Iacumin (1998) señaló además, que estas diabasas (que denominó diques D1) se formaron a baja presión y baja fugacidad de oxígeno y que la fuente de estas rocas estaría empobrecida respecto al manto primordial.

Zona de cizalla y diabasas de la sierra del Tigre

La zona de cizalla de la sierra del Tigre (Fig. 2) tiene rumbo E-O y unos 500 m de ancho; se extiende por unos 6 km prosiguiendo hacia el este de la zona mapeada, en la Reserva Natural Sierra del Tigre, donde su rumbo cambia levemente al ESE, con algunos plegamientos (fuera del mapa de la figura 2). Otra zona de cizalla se encuentra algo más al norte, con fábrica planar orientada ONO, que puede interpretarse como un

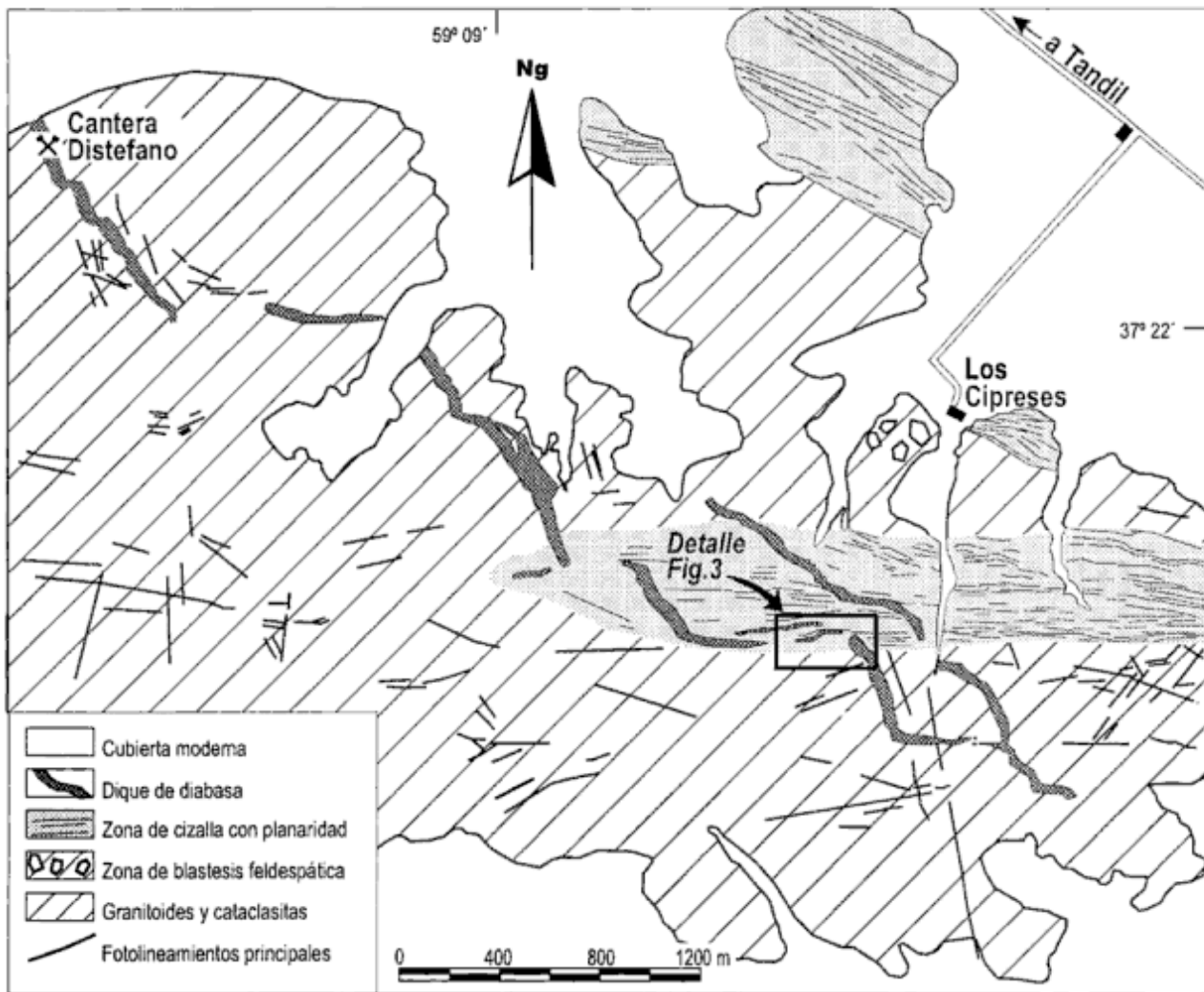


Figura 2: Mapa geológico de la zona central de la sierra del Tigre (basado en fotografías aéreas a escala 1:20.000), con las zonas de cizalla orientadas aproximadamente E-O y el dique de diabasa oblicuo de rumbo NO. El rectángulo indica la zona del relevamiento detallado.

brazo o bifurcación de la anterior, si bien no se advierte esta conexión dado que los afloramientos están separados por una cubierta de suelo. Entre ambas hay un pequeño sector de cataclasitas con crecimiento de cristales de feldespato de hasta 3-4 centímetros.

En esta zona de cizalla se observan fajas foliadas de protomilonitas de algunos metros de espesor, entre las que alternan fajas de milonitas de grano muy fino con marcada fábrica planar orientada entre 80° y 110° ; gran parte de esta planaridad está acentuada por una esquistosidad penetrativa paralela. En general, las rocas que rodean a la zona de cizalla, son granitoides grisáceos con efectos cataclásticos, notándose en ocasiones una incipiente fábrica planar.

El dique de diabasa de la sierra del Tigre se dispone oblicuamente a la zona de cizalla y corta los granitoides cataclásados (Fig. 2). Su orientación es coincidente con la del llamado Dominio C (Teruggi *et al.* 1973). Como se mencionó más arriba, se ha interpretado que el dique de diabasa sufrió un desplazamiento sinistral por esta cizalla.

Este dique se extiende en unos 5 km de longitud en dirección NO (continúa al NO de la cantera Distefano, en gran parte cubierto por relleno moderno y suelo) con una inclinación cercana a la vertical y en la parte sudoriental de su recorrido se divide en dos ramas separadas unos 400 m entre sí, con actitud similar. En su conjunto presenta una orientación general de rumbo $N55^\circ O$ (entre sus extremos reconocidos) pero visto en detalle, este dique puede considerarse como un cuerpo único conformado por una continuación de segmentos de rumbo $N20-40^\circ O$ y segmentos de rumbo $N80-90^\circ O$, oblicuos y paralelos a la zona de cizalla respectivamente. Los segmentos NO son los de mayor espesor (hasta 80 m) y los que mejor pueden visualizarse en fotografías aéreas y, desde luego, en el campo; mientras que los segmentos E-O, son apenas distinguibles en las fotografías aéreas y, en el campo, pueden seguirse intermitentemente como cuerpos tabulares de no más de una decena de metros de espesor, en ocasiones con terminaciones abusadas. Este dique suele encerrar tabiques de las rocas cataclásticas en las que se aloja.

Un sector donde se interpretó previamente que el dique estaba desplazado por la cizalla, fue seleccionado para un mapeo de detalle (1:100) realizado a brújula y cinta; si bien en buena parte se halla cubierto por derrubio moderno, suelos o pastizales, el área mapeada permitió reconocer interesantes características en la disposición del dique de diabasa (Fig. 3). En este lugar, la porción del dique de rumbo aproximado N30°O y unos 50 m de espesor, que aflora en el sector sudeste

del mapa, se abre en, al menos, 2 ramas hacia el oeste (N70-80°O) constituyendo un enjambre de diques de 10 cm hasta cerca de 1 m de espesor, distribuidos en una faja de pocas decenas de metros de rocas miloníticas, acompañadas por cataclasitas y granitoides con escasa deformación. En afloramientos dispersos y/o subafloramientos se observaron sectores donde predominan las mencionadas rocas metamórficas, pero en otros son abundantes los asomos de la roca básica, lo

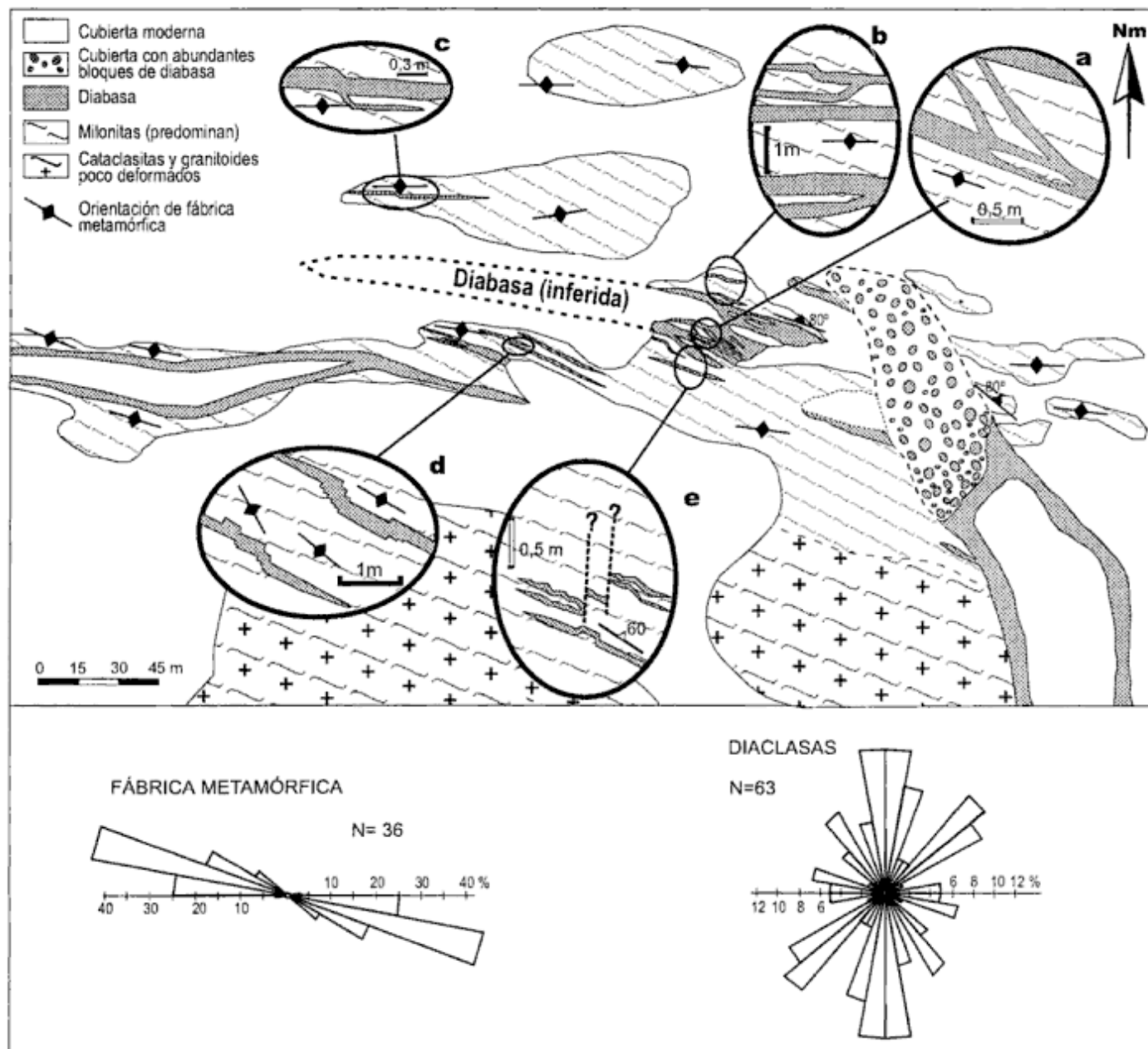


Figura 3: Área mapeada a escala de detalle, donde se muestran los afloramientos de diques de diabasa dispuestos NO (principal) y E-O. Pueden notarse algunas ramificaciones E-O a partir del dique principal situado al sudeste del mapa. **a,** Pequeños diques de diabasa paralelos a la fábrica planar de las milonitas, con interconexiones que cortan dicha fábrica. **b,** Diques de diabasa paralelos a la fábrica milonítica, con pequeños cambios de rumbo y bifurcaciones oblicuas a ella. **c,** Cambio de rumbo E-O a NO-SE, a escala de detalle, de la diabasa. **d,** Diques de diabasa paralelos y oblicuos a la fábrica planar. Pueden observarse desplazamientos escalonados que parecen acompañar la orientación de la planaridad oblicua y **e,** Pequeños diques de diabasa irregulares y con probable desplazamiento posterior a su intrusión. En la parte inferior de la figura se indica, mediante diagramas de rosas, las orientaciones principales de la fábrica metamórfica y de las diaclasas.

cual permitió interpretar su continuidad a través del área de mapeo.

En los diques de menor espesor, que se orientan E-O con desviaciones de hasta 20° al NO, es donde mejor se observan las relaciones con la roca encajante; cuando el encajante es foliado suele verse que diques delgados se disponen paralelos a esta fábrica, pero ramificaciones o conexiones oblicuas la cortan (Fig. 3, detalles a y b) o bien, un ligero cambio de rumbo en un pequeño dique concordante alejado de los cuerpos principales, atraviesa la foliación (Fig. 3, detalle c). También se detectaron formas escalonadas que localmente se disponen discordantes o concordantes (Fig. 3, detalles d y e, respectivamente) las que, si bien en ciertos casos pueden deberse a pequeños desplazamientos transversales posteriores, en otros parecen ser rasgos propios del espacio de la intrusión del dique, controlado por diaclasas paralelas y perpendiculares en una deformación netamente frágil y a muy baja profundidad.

El dique de diabasa tiene bordes fríos (*chilled margins*); los 10 a 20 cm en contacto con la roca encajante son de grano muy fino y color gris oscuro (aspecto basáltico) y hacia el interior, el cuerpo es de grano grueso y coloraciones verdosas. Evidentemente estos bordes fríos son más resistentes a la erosión y es por esto que, normalmente, a nivel de campo estos bordes permiten detectar los diques de diabasa de mayor espesor. Este enfriamiento rápido por contacto con la roca hospedante ha ocurrido cuando el dique se divide en ramas E-O de poco espesor, las que están constituidas exclusivamente por la variedad de grano fino.

Interpretación y conclusiones

No hay evidencias que indiquen que el dique de diabasa ha sufrido una deformación vinculada a la zona de cizalla, en donde la roca está fuertemente triturada. En general se nota que la diabasa es posterior a la cizalla, ya que delgadas ramificaciones se intruyeron paralela y oblicuamente a la foliación. De haberse producido un desplazamiento sinistral del dique por la cizalla resultaría improbable que este tipo de ramificaciones oblicuas quedaran intactas. Por lo tanto el dique de diabasa no ha tenido ningún desplazamiento provocado por la cizalla, al menos en el sector investigado.

Los diques delgados se orientan paralelos a la zona de cizalla, pero en ciertos casos la foliación de las milonitas es oblicua a ellos, indicando que el efecto de corte de la cizalla no está relacionado a la apertura por donde se intruyó el magma básico.

El emplazamiento del dique y los esfuerzos y deformaciones que tuvieron lugar, pueden ser interpretados de la siguiente manera (se esquematiza en la Fig. 4): los esfuerzos que provocaron los espacios en donde

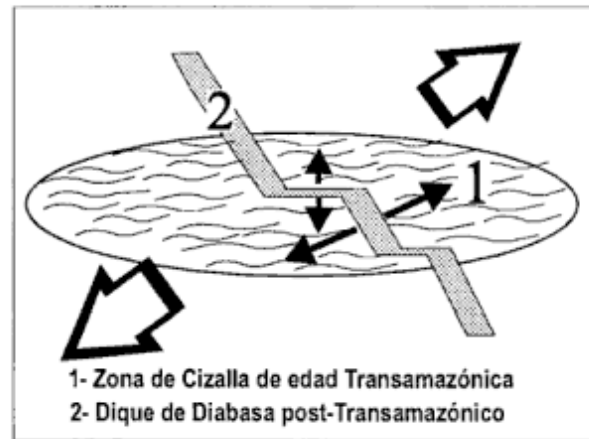


Figura 4: Esquema de emplazamiento del dique y los esfuerzos y deformaciones que tuvieron lugar en la sierra del Tigre.

se intruyó la diabasa, fueron principalmente extensionales, con la componente principal orientada N30-40°E, provocando un agrietamiento o plano de mayor extensión, en dirección N50-60°O, que afecta a la porción poco profunda de la corteza. En este sistema de esfuerzos extensionales, al atravesar zonas con estructuras planares, como las zonas de cizalla, oblicuas a él, la apertura de fracturas se resuelve en forma paralela a esos planos orientados en general E-O, ya que resultan muy apropiados para descomponer ese esfuerzo provocando fisuras de extensión secundarias en esa dirección. Como consecuencia resulta el aspecto de trazos escalonados del dique, con los mayores espesores en la orientación NO (extensión principal) y menores en la E-O (extensión secundaria asistida por la fábrica de la zona de cizalla).

Las características de la zona de cizalla permiten interpretarla como una cizalla típicamente dúctil, que se produciría a profundidades, como mínimo del orden de 15 km y en condiciones de facies esquistos verdes alta. Los esfuerzos de extensión que permitieron el emplazamiento del dique de diabasa y los bordes «sobreenfriados» que éste presenta, indican niveles mucho más someros y un marcado contraste térmico con el encajante.

Hasta el momento no se han hallado indicadores cinemáticos para precisar el movimiento de la cizalla. El aparente desplazamiento del dique de diabasa por la cizalla, ya que no se produjo, no indica el movimiento sinistral; no obstante otros indicadores regionales de este sentido del desplazamiento (pliegues) han sido señalados por Dalla Salda (1981).

Las edades de la diabasa de la sierra del Tigre de 1.750 Ma (Teruggi *et al.* 1974) y de 1.680 ± 27 Ma (Echeveste *et al.* 1997), aunque susceptibles de algún refinamiento, indican que finalizada la orogenia Transamazónica que dio lugar a los granitoides y al cizallamiento, sobrevino una etapa de extensión e intrusión de diques básicos de naturaleza tholeiítica. Esto es

coincidente con lo señalado por Teixeira *et al.* (1999) para el «Uruguayan Dike Swarm» intruidos discordantemente en zonas de cizalla E-O del Cratón del Río de La Plata, en territorio uruguayo.

Agradecimientos

Los autores agradecen a la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires por el subsidio institucional otorgado al Instituto de Recursos Minerales, que ha permitido esta investigación. A la familia Larsen, propietaria de los terrenos (Establecimiento Los Robles) por haber apoyado y facilitado el acceso al área de estudio. A L. Dalla Salda por las valiosas sugerencias aportadas, y a los revisores de la Revista por los oportunos comentarios que han posibilitado mejorar la versión final de este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Cortezzi, C.R. y Rabassa, J., 1975. Contribución al conocimiento de la geología del área del cerro Tandileufú. *Actas 6° Congreso Geológico Argentino*, 1: 475-480.
- Dalla Salda, L., 1981. Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurencia en basamento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36(2): 204-207. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. y Franzese, J., 1985. Los granitoides de Tandil. *Actas 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 845-861. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L., Bossi, J. and Cingolani, C., 1988. The Río de la Plata Cratonic Region of Southwestern Gondwanaland. *Episodes*, 11(4): 263-268.
- Dalla Salda, L., Franzese, J. and Posadas, V.G. de, 1992. The 1,800 Ma mylonite-anatectic granitoid association in Tandilia, Argentina. In: Mason, R. (Ed.): *Basement Tectonics*, 7: 161-174.
- D'Angiola, M., Echeveste, H., Risi, D. y Vinciguerra, P., 1992. Análisis estructural de la faja milonítica del flanco norte del cerro Albion, Sierras de Tandil, prov. de Buenos Aires. *Actas 3° Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 63-67. La Plata.
- Dristas, J.A., 1983. Petrología de una metaríolita en la Sierra del Tigre, Tandilia. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (2): 192-200. Buenos Aires.
- Echeveste, H.J. y Fernández, R.R., 1994. Asociaciones de minerales opacos en rocas básicas de las Sierras de Tandil, Provincia de Buenos Aires. *Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie) XI, Geología n°108*: 99-108. La Plata.
- Echeveste, H., Ribot, A., Teixeira, W., Fernández, R. y Girardi, V.A., 1996. Preliminary petrology and Rb/Sr geochronology of mafic dykes from the Tandilia System, Buenos Aires province, Argentina. *Anais 39° Congreso Brasileiro de Geología*, 6: 193-196.
- Echeveste, H., Ribot, A., Teixeira, W., Fernández, R., Girardi, V.A., Piccirillo, E., Bellieni, G. and Iacumin, M., 1997. Preliminary Rb/Sr geochronology of calc-alkaline dykes from the Tandilia System, Buenos Aires province, Argentina. *Actas 1° Simposio Sud Americano de Geología Isotópica*: 107-109.
- Fernández, R.R. y Echeveste, H.J., 1995. Caracterización geoquímica y petrológica de diques del sistema de Tandilia. Argentina. *Actas 4° Jornadas Geológicas y Geofísicas Bonaerenses*, 1: 329-337. Junin.
- González Bonorino, F., Zardini, R., Figueroa, M. y Limousin, T., 1956. Estudio geológico de las Sierras de Olavarría y Azul. *LEMIT, Serie 2, N°63*: 1-22. La Plata.
- Iacumin, M., 1998. Studio petrológico, geochimico ed isotópico dei diechi proterozoici delle Serre di Azul e Tandil (provincia di Buenos Aires, Argentina): Aspetti petrogenetici ed implicazioni geochimiche. *Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Trieste*, 123 pp. (Inédito).
- Lema, H. y Cucchi, R., 1981. Hallazgo de metavulcanitas en el cerro Tandileufú, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1): 103-104. Buenos Aires.
- Quartino, B. y Villar Fabre, J.F., 1967. Geología y Petrología del Basamento de Tandil y Barker, Prov. de Buenos Aires, a la luz del estudio de las localidades críticas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (3): 223-251. Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Leguizamón, M.A., Kay, S.M. y Teruggi, M.E., 1990. Evolución tectónica de las Sierras de Tandil. *Provincia de Buenos Aires. Actas 11° Congreso Geológico Argentino*, 2: 357-360. San Juan.
- Teixeira, W., Renne, P.R., Bossi, J., Campal, N. and D'Agrella Filho, M.S., 1999. ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm. Río de la Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in Western Gondwana. *Precambrian Research*, 93: 153-180.
- Teruggi, M.E., 1951. Contribución al conocimiento de la Petrología del Partido de Tandil. El Cerro Noceti, Prov. de Buenos Aires. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales B. Rivadavia, Geología 3* (1).
- Teruggi, M.E. y Kilmurray, J.O., 1980. Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires. En: Leanza, A.F. (Ed.): *Geología Regional Argentina*, Tomo 2, p. 919-965. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Teruggi, M.E., Mauriño, V.E., Limousin, T.A. y Schauer, O.C., 1958. Geología de las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 13 (3-4): 185-204. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O. y Dalla Salda, L.H., 1973. Los dominios tectónicos de la región de Tandil. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*, 195 (1-2): 81-94.
- Teruggi, M.E., Kilmurray, J.O., Rapela, C.W. y Dalla Salda, L.H., 1974. Diques básicos en las Sierras de Tandil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 29 (1): 41-60. Buenos Aires.
- Teruggi, M.E., Leguizamón, M.A. y Ramos, V.A., 1988. Metamorfitas de bajo grado con afinidades oceánicas en el basamento de Tandil: sus implicaciones geotectónicas, prov. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (3): 366-374. Buenos Aires.
- Varela, R., Cingolani, C. y Dalla Salda, L., 1988. Geocronología Rubidio-Estroncio en granitos del basamento de Tandil, Provincia de Buenos Aires, Argentina. *Actas 2° Jornadas Geológicas Bonaerenses*: 291-305. La Plata.
- Villar Fabre, J.F., 1954. Resumen geológico de la Hoja 32 q, Sierras de Tandil (Provincia de Buenos Aires). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 9 (2): 109-130. Buenos Aires.

Recibido: 30 de junio, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

Petrología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis

Norma BROGIONI

Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. CONICET
Calle 122 y 60, 1900 La Plata

RESUMEN. Virorco y El Fierro son dos de los numerosos pequeños cuerpos lenticulares que constituyen la faja máfica y ultramáfica de rumbo NE-SO, que se extiende sobre el flanco oriental de la sierra de San Luis. El magmatismo se intruyó en la secuencia metaturbidítica precámbrica-ordovícica temprana del actualmente denominado Complejo Metamórfico Pringles. Las rocas ígneas y las metasedimentitas fueron luego metamorfozadas a facies anfibolita durante el Ordovícico, evento que condujo a la formación de gneises y migmatitas a partir de las rocas de caja. Virorco y El Fierro comparten características geológicas, petrográficas y geoquímicas con otros cuerpos de la faja. Están constituidos principalmente por gabros y piroxenitas con $Pl + Opx + Hbl + Op \pm Bt \pm Cpx$, que en Virorco se distribuyen selectivamente, con los gabros restringidos a las porciones marginales de la lente. Sobreimpuesta a esta zonación principal, piroxenitas y melagabros alternan entre sí en el núcleo del cuerpo, y anfibolitas foliadas, desarrolladas como consecuencia del intenso boudinamiento experimentado durante la deformación ordovícica, se localizan en los contactos con las rocas de caja. Las variaciones en la composición química de los minerales que se registran de núcleo a borde de Virorco indican diferenciación ígnea, mientras que las composiciones casi constantes en los cumulos centrales sugieren que piroxenitas y melagabros representan sólo variaciones modales en las acumulaciones de Px y Pl. El magmatismo es tholeítico, con algunos caracteres, tales como enriquecimientos en LILE y LREE, más propios de cuencas de retroarco ensialico. El emplazamiento del magmatismo ligeramente antes que comenzara el evento metamórfico explicaría algunas modificaciones metasomáticas de la composición primaria del magma, tales como enriquecimiento en álcalis, alúmina y algunas REE, encontradas principalmente en los bordes de las lentes. Por ello, la composición química de las rocas debe ser usada con precaución al interpretar la génesis del magmatismo. Los rasgos geológicos y geoquímicos de las lentes estudiadas permiten sugerir un modelo de tipo *sill* estratificado para su emplazamiento, luego modificado tectónicamente por la deformación ordovícica.

Palabras clave: Petrología, Complejos máficos y ultramáficos, Virorco y El Fierro, Sierra de San Luis

ABSTRACT. *Petrology of the Virorco and El Fierro bodies of the mafic-ultramafic belt of the eastern border of Sierra de San Luis.* Virorco and El Fierro are two of several small, lens-shaped bodies that make up the narrow, NE-SW- trending, mafic and ultramafic belt of the eastern flank of Sierra de San Luis. Magma was intruded into the Precambrian to Early Ordovician metaturbiditic sequence, the Pringles Metamorphic Complex, when both igneous and metasedimentary groups were metamorphosed up to amphibolite facies, with the formation of gneisses and migmatites, during the Ordovician. Virorco and El Fierro share geological, petrographical and geochemical features with other lenses of the belt. They are made up mainly of $Pl + Opx + Hbl + Op \pm Bt \pm Cpx$ gabbros and pyroxenites selectively distributed in Virorco, with gabbros restricted to the margins of the lens. Superimposed on this main zonation, pyroxenite cumulates alternate with melagabbros in the lens core, and foliated amphibolites -developed as a consequence of the strong boudinage experienced during the Ordovician deformation- are located at boundaries with the country rocks. Variations in Virorco mineral chemistry from the core to rim of the body point to igneous differentiation, while nearly constant mineral compositions within central cumulates indicate that pyroxenites and melagabbros might probably represent only modal variations in Px-Pl accumulations. Magmatism was tholeiitic, with some chemical features, such as some LILE and LREE enrichment, more typical of an ensialic back-arc basin when compared with MORB. Magma emplacement slightly before the tecto-metamorphic event could explain some metasomatic modifications of the primary magma composition found mainly at the body margins, e.g. alkalis, alumina and some REE enrichment. Due to such metasomatic phenomena, whole-rock chemical composition should be taken with caution when used for magma genesis interpretation. Geological and geochemical features of the lenses analyzed here suggest a probable layered sill-type model for their emplacement, later tectonically modified by the Ordovician deformation.

Key words: *Petrology, Mafic and ultramafic complexes, Virorco and El Fierro bodies, Sierra de San Luis*

Introducción

Virorco y El Fierro afloran en el sector sur de la faja de rocas máficas y ultramáficas que, con rumbo NE-SO, se extiende sobre el borde oriental de la sierra de San Luis, desde la localidad de El Durazno, en el

extremo sur, hasta el norte de El Arenal. Ambos cuerpos se encuentran a unos 4,5 km al noroeste de El Trapiche (Fig. 1), que dista 40 km de la ciudad de San Luis.

Si bien Virorco es conocido desde mediados del siglo XIX, pues era objeto de explotación por cobre, las

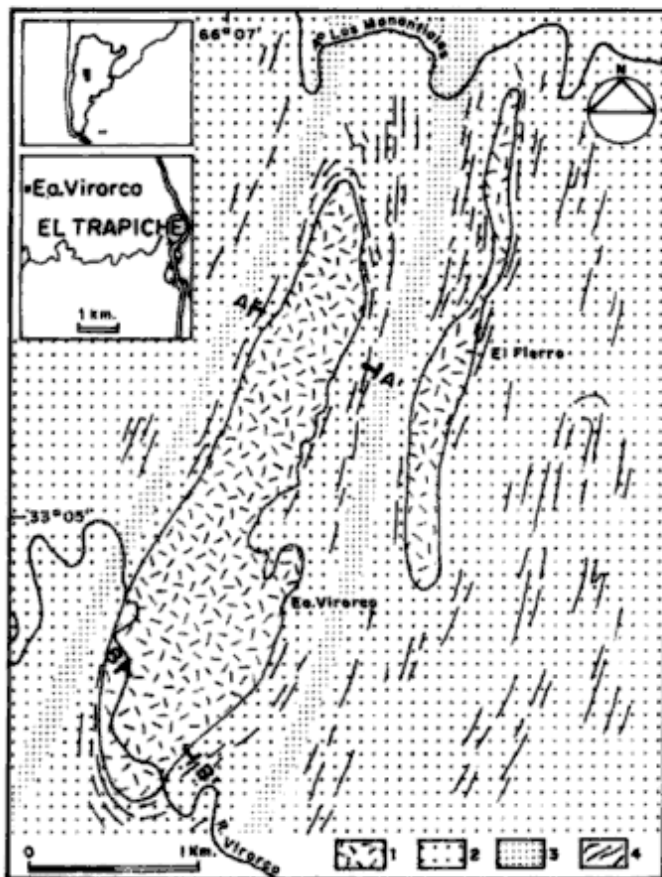


Figura 1: Mapa geológico simplificado de Virorco y El Fierro. 1: Rocas máficas y ultramáficas, 2: Gneises migmatíticos, 3: Milonitas, 4: Actitud estructural de las rocas de caja. AA' y BB': perfiles.

primeras descripciones petrográficas se efectuaron a principios del siglo XX, cuando las rocas fueron clasificadas como noritas con hornblenda y piroxenitas por Backlund (Gerth 1914). Posteriormente, Pastore y Ruiz Huidobro (1952) las consideraron ortoanfibolitas poco esquistosas -en las cuales excepcionalmente se conservaba algún núcleo de las noritas primarias-, y confirmaron la diferenciación piroxenítica. El estudio petrográfico detallado de la porción sur del cuerpo fue realizado más tarde por González Bonorino (1961), quien identificó, además, gabros hornbléndicos y biotíticos, y hornblenditas. En lo que respecta al cuerpo El Fierro, sus rocas fueron mapeadas como dioritas, noritas, hornblenditas y piroxenitas por el Grupo Asesor Minero Alemán (GAMA) para Fabricaciones Militares (Dekowski y Schiebel 1972). La composición química de las rocas de ambos cuerpos no ha sido prácticamente abordada hasta la actualidad, y sólo se cuenta con cinco análisis de diversas litologías procedentes de Virorco, realizados por González Bonorino (1961).

El trabajo que aquí se presenta es otro aporte al conocimiento petrológico de los complejos máficos de la faja. Se realiza el estudio geoquímico y petrológico de los cuerpos, con la finalidad de establecer la naturaleza del magmatismo e interpretar su significado en el marco tectónico del basamento de la sierra de San Luis.

Metodología analítica

El estudio petrológico se efectuó sobre la base del mapeo geológico a escala 1:20.000 (Brogioni 2001). El muestreo de las rocas máficas fue realizado en función de las características geológicas de los cuerpos y de las variedades litológicas presentes, y en el caso de Virorco, además, sobre dos perfiles topográfico-geológicos de detalle (Fig. 1). Se estudiaron 76 cortes delgados de rocas máficas. Para la clasificación modal se contaron como mínimo 1.000 puntos y la desviación estándar de los contenidos minerales, expresada como 2σ (van der Plas y Tobi 1965), está comprendida entre 2 y 3 %. Los análisis químicos de elementos mayoritarios y de Cu, Ni, Co y Cr se realizaron por fluorescencia de Rayos X con un aparato Philips PW 1404, en perlas y pastillas, respectivamente, y las curvas de calibrado se construyeron con patrones internacionales. La determinación del FeO se efectuó por titulación con MnO_4K y el LOI se corrigió por la oxidación incompleta del FeO. Los elementos de las tierras raras, Y, Nb, Rb, Sr, Ba y Zr de las rocas máficas se analizaron por ICP-ES en el Centro de Investigaciones Petrográficas y Geoquímicas (CNRS) de Nancy. Para analizar los minerales se utilizó una microsonda JEOL JXA-8600, siendo las condiciones de trabajo de 10 Kv y 10 mA.

La faja máfica-ultramáfica en el contexto geológico de la sierra de San Luis

Los complejos máficos y ultramáficos de San Luis están representados por una serie de cuerpos lenticulares de reducidas dimensiones (Brogioni 1994), los cuales han sido reunidos recientemente con el nombre de «Grupo Las Águilas» (Sims *et al.* 1997). Se localizan en una faja de gneises y migmatitas que es parte de la secuencia metaturbidítica cambro-ordovícica denominada Complejo Metamórfico Pringles (Sims *et al.* 1997) o Complejo Metamórfico Oriental (von Gosen y Prozzi 1998). La edad del pico metamórfico de este evento ha sido establecida en 484 ± 7 Ma por Camacho e Ireland (1997). La foliación regional NNE-SSO de los gneises (Kilmurray y Dalla Salda 1977; Kilmurray y Villar 1981; Criado Roqué *et al.* 1981; Ortiz Suárez *et al.* 1992; Sims *et al.* 1997; von Gosen y Prozzi 1998) así como la deformación de los cuerpos máficos -boudinage (von Gosen y Prozzi 1998) y elongación en sentido NNE-SSO- se atribuyen a la fase Famatiniana de dicho episodio tecto-metamórfico regional.

Camacho e Ireland (1997) asignan condiciones de facies granulita a los gneises y migmatitas. En las proximidades de los cuerpos, Hauzenberger *et al.* (1998) obtuvieron temperaturas de 700°C a 800°C, que se habrían retrogradado luego hasta los 600°C a causa del desarrollo posterior de zonas de cizalla. Los datos geotermométricos fueron modificados más tarde a 780°C \pm 30°C

y 640°C ± 30°C (Hoinkes *et al.* 1999), y a 750°C ± 50°C y 500°C a 600°C (Mogessie *et al.* 2000), respectivamente. Algunos cuerpos de los complejos, ubicados en el sector sur de la faja, experimentaron también deformación por cizalla (González Bonorino 1961; Cucchi 1964; Sabalúa 1986), que originó asociaciones indicadoras tanto de facies anfibolita alta (Brogioni 1992; Malvicini y Brogioni 1992, 1993, 1996) como de facies esquistos verdes (Brogioni 1994; Brogioni y Ribot 1994; von Gosen y Prozzi 1998). La milonitización ha sido atribuida a la deformación Famatiniana (Sims y Skirrow 1997), pero von Gosen y Prozzi (1998) consideran que las asociaciones de facies esquistos verdes se generaron durante el Devónico.

El magmatismo que dio origen a los complejos máficos y ultramáficos es de tipo tholeítico, y se habría generado probablemente en un ambiente de cuenca de retroarco ensialica (Brogioni 1994; Brogioni y Ribot 1994). La naturaleza de los protolitos (Sims *et al.* 1997) y las condiciones de presión del metamorfismo (4,5 a 6,9 kb, Hauzenberger *et al.* 1998; 0,68 a 0,65 ± 0,05 GPa, Hoinkes *et al.* 1999; 5 ± 1 kb Mogessie *et al.* 2000), serían también compatibles, según Hauzenberger *et al.* (1998), con un retroarco extensional que se habría desarrollado en las etapas finales de una orogenia compresiva. La edad del magmatismo ha sido estimada en 478 ± 6 Ma, a partir de circones contenidos en segregaciones de Pl + Opx, y debido a su contemporaneidad con el pico metamórfico, Camacho e Ireland (1997) han estimado que aquél habría provisto el calor necesario para el metamorfismo de los gneises.

Características geológicas de Viorco y El Fierro

Las características geológicas de los cuerpos han sido establecidas mediante el mapeo detallado del sector sur de Viorco (González Bonorino 1961), de El Fierro (Dekowski y Schiebel 1972) y de ambos, junto con sus rocas de caja adyacentes (Brogioni 2001). Los

trabajos realizados han permitido establecer que Viorco y El Fierro son lentes -cuya longitud no supera los 4 km (Fig. 1)-, elongadas en sentido NE-SO como consecuencia del estiramiento experimentado durante la deformación ordovícica, y dispuestas paralelamente entre sí, aunque algo desplazadas en la dirección del rumbo regional de las metamorfitas. Las rocas de caja son preponderantemente gneises migmatíticos derivados de grauvacas, subgrauvacas y pelitas, que, como consecuencia de haber sido afectados por cizalla, desarrollaron fajas delgadas de milonitas. Viorco exhibe una zonalidad litológica, puesta de manifiesto en la distribución selectiva de rocas ultramáficas en la zona central de la lente, y rocas máficas en las zonas marginales (González Bonorino 1961; Brogioni 2001). Además, se registra una variación granulométrica de núcleo a borde, ocupando las rocas de grano grueso el sector central del cuerpo. Septos de las metamorfitas se conservan en el interior de las lentes, donde se encuentran también filones pegmatíticos y cuarzosos. Cuerpos tabulares de rocas máficas, pero de escasa potencia, acompañan a los intrusivos mayores en las adyacencias de los contactos (Brogioni 2001).

Petrología de las rocas máficas y ultramáficas

Clasificación

Las rocas que constituyen ambos cuerpos son en su mayor parte gabros y melagabros, con piroxenitas subordinadas, escasas hornblenditas y anfibolitas (Cuadros 1, 2). Muy raramente se encuentran pequeños sectores leucogábricos en los dos grupos mayoritarios. Más de la mitad de los gabros y melagabros con Px + Anf encontrados, corresponden a gabronoritas, pues presentan los dos piroxenos; el resto son noritas. Las anfibolitas afloran únicamente en los sectores marginales de ambos cuerpos, o bien en pequeñas lentes adyacentes a Viorco.

Cuadro 1: Composición modal de rocas representativas de Viorco.

| Muestra | V36 | V42 | V9 | EP23 | V34 | V22 | V11 | V39 | V43 | V1 | V6' | VC | VB' | V6 | EP-B | VB | VB | V10 | EP18 | V25 | EP13 | V33 | V7 | V3 | |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--|
| Clasificación | A | G | LG | G | G | MG | G | G | G | MG | MG | P | MG | MG | G | MG | P | G | MG | P | MG | A | G | G | |
| Pl | 34,94 | 32,60 | 63,70 | 49,80 | 40,00 | 23,06 | 35,05 | 37,20 | 40,60 | 21,50 | 12,60 | 4,10 | 14,75 | 18,30 | 39,90 | 11,80 | 7,70 | 40,00 | 11,90 | 38,89 | 19,80 | 14,90 | | | |
| Px | | 21,90 | 29,79 | 24,90 | 43,65 | 32,74 | 29,89 | 42,40 | 35,70 | 62,40 | 48,50 | 54,90 | 36,73 | 51,70 | 10,00 | 52,30 | 39,80 | 25,90 | 40,90 | 63,14 | 19,40 | 59,20 | 31,60 | 40,80 | |
| Hbl | 59,28 | 42,70 | | 24,90 | 13,56 | 32,65 | 32,28 | 20,30 | 22,60 | 14,50 | 29,10 | 40,10 | 48,27 | 29,00 | 23,30 | 34,92 | 52,40 | 26,50 | 44,50 | 31,66 | 59,30 | 20,20 | 65,00 | 1,00 | |
| Bi | | 0,40 | 2,97 | | 1,63 | 10,85 | | | | 0,20 | | | | | 0,30 | | | | | | | 0,50 | | | |
| Op | 5,59 | 0,70 | 1,34 | 0,40 | 1,15 | 0,68 | 0,76 | 0,10 | 1,10 | 1,40 | 1,60 | 0,90 | 0,49 | 1,00 | 1,40 | 2,71 | 0,10 | | 2,70 | 1,23 | 1,50 | 3,20 | 3,30 | 51,30 | |
| Qtz | | | 2,01 | | | | 2,00 | | | | | | | | 2,30 | | | 7,60 | | | | | | | |
| Ap | 0,19 | | 0,19 | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
| Matrix | | | | | | | | | | | | | | | 22,80 | | | | | | | | | | |
| Alteración | | 1,70 | | | | | | | | | 8,20 | | | | | | | | | | | | 0,10 | 6,90 | |

V: Viorco EP: Viorco norte G:gabro ; MG: melagabro; LG: leucogabro; P: piroxenita; A: anfibolita.

Cuadro 2: Composición modal de rocas representativas de El Fierro.

| Muestra | EF13 | EF12 | EF6 | EF16 | EF15 | EF7 | EF9 | EF3 | EF17 |
|---------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Clasificación | A | G | G | G | MG | MG | MG | G | P |
| Pl | 46,60 | 42,10 | 52,30 | 57,20 | 26,80 | 28,80 | 10,20 | 57,20 | 4,00 |
| Px | 0,60 | 19,20 | 8,70 | 33,20 | 38,90 | 45,80 | 55,30 | 24,20 | 69,30 |
| Hbl | 45,60 | 17,70 | 36,10 | 8,40 | 31,70 | 22,30 | 31,70 | 12,50 | 22,00 |
| Bi | 2,30 | | 0,10 | | | | | 4,00 | |
| Op | 3,40 | 6,20 | 2,80 | 1,20 | 2,60 | 3,10 | 2,80 | 2,00 | 4,70 |
| Qtz | | 1,70 | | | | | | | |
| Zi | 0,10 | | | | | | | | |
| Matriz | | 13,10 | | | | | | | |
| Alteración | 1,40 | | | | | | | | |

G: gabro ; MG: melagabro; P: piroxenita; A: anfibolita.

Texturas

Los gabros y algunos melagabros presentan texturas equigranulares alotriomorfas -muchas veces parcialmente poligonadas-, porfíricas y porfiroblásticas. Las texturas porfíricas se deben al mayor desarrollo del piroxeno, el cual, en algunos casos, origina una textura ofítica incipiente. Las texturas porfiroblásticas se deben al mayor desarrollo del anfibol, que puede alcanzar más de 1 cm en rocas procedentes del sector central de Viorco y hasta 2 cm en el centro-norte de El Fierro. En la mayoría de los casos los porfiroblastos son poiquilíticos, ya que incluyen a los demás constituyentes de la roca y a parte de la matriz. Las rocas ultramáficas están formadas por cumulos máficos -piroxenos- e intercúmulos félsicos. En rocas del sector norte de Viorco aparecen ocasionalmente microestructuras porfiroclásticas.

La foliación composicional y la lineación mineral son rasgos microestructurales frecuentes. La foliación composicional es muy conspicua en gabros adyacentes a los contactos oriental y norte de El Fierro -los cuales presentan una distribución diferencial del piroxeno y el anfibol, acompañados por plagioclasa-, y poco marcada en anfibolitas, tanto de ese cuerpo como de Viorco. El piroxeno y el anfibol son los dos minerales que se encuentran orientados con mayor asiduidad.

Mineralogía

Los componentes esenciales de las rocas son piroxeno, plagioclasa, anfibol, biotita y cuarzo, a los que se agregan opacos, circón, apatita y rutilo como accesorios (Cuadros 1, 2).

Ortopiroxeno: Su abundancia oscila entre menos del 1 % y 63 % (Cuadros 1, 2). Es de hábito tabular subhedral o, en su defecto, anhedral. Es incoloro a neutro o ligeramente rosado y pleocroico, con clivaje {210} bien desarrollado y *parting*. Suele presentar extinción

ondulosa o incompleta, flexuración, acodamientos y - más raramente- recristalización marginal con tendencia poligonal. Casi invariablemente es reemplazado por anfibol, tanto en sus bordes como según fracturas y en láminas intracrystalinas. En algunos casos la transformación es tan avanzada que sólo permanece como relicto. Las inclusiones más frecuentes en este mineral son de opacos y en menor medida, circón. Los cristales pequeños se contactan localmente, a veces, mediante uniones triples rectas a ligeramente curvas, ya sea entre individuos de la misma especie como con plagioclasa. En el primer caso, frecuente en piroxenitas y melagabros de la zona central y oriental de Viorco, da origen a pequeños dominios con textura en mosaico. La composición del ortopiroxeno en piroxenitas, melagabros y gabros se mantiene bastante constante, con $En_{pr=promedio} = 74,18$ y $73,14$ % en los núcleos y bordes, respectivamente. Sólo varía notablemente en un leucogabro del borde oriental de Viorco, con $En_{pr} = 57,5$ % e incremento de Wo con respecto a las litologías anteriores. En algunas rocas los cristales están zonados, con núcleos más magnesianos y cálcicos (Cuadro 3).

Clinopiroxeno: Su contenido es inferior al del ortopiroxeno. Es raro en las piroxenitas, pero no así en los gabros y melagabros -acompañando al ortopiroxeno-, donde excepcionalmente puede alcanzar hasta el 22%, como sucede en una gabronorita del extremo sur de

Cuadro 3: Análisis químicos representativos de minerales en rocas de Viorco.

| | V 39 | | V C | | V B | | V 1 | | V 22 | | V 9 | | |
|------|--------------------|-------|------------|-------|-----------|-------|-----------|-------|-----------|-------|------------|-------|-------|
| | Gabro | | Piroxenita | | Melagabro | | Melagabro | | Melagabro | | Leucogabro | | |
| | N | B | N | B | N | B | N | B | N | B | N | B | |
| Plg | An | 79,94 | 79,74 | 89,53 | 88,54 | 92,15 | 91,53 | 88,46 | 88,85 | 83,89 | 84,03 | 87,10 | 88,45 |
| | Ab | 19,60 | 19,97 | 10,47 | 11,35 | 7,62 | 8,47 | 11,48 | 11,98 | 15,88 | 15,91 | 12,73 | 11,20 |
| | Or | 0,47 | 0,29 | | 0,12 | 0,23 | | 0,06 | 0,18 | 0,24 | 0,06 | 0,17 | 0,35 |
| Opx | Wo | 0,97 | 0,87 | 0,73 | 0,51 | 0,62 | 0,60 | 0,49 | 0,56 | 0,97 | 1,02 | 1,18 | 1,38 |
| | En | 74,06 | 72,61 | 76,41 | 73,73 | 75,24 | 75,78 | 73,76 | 73,00 | 71,43 | 70,60 | 58,22 | 56,78 |
| | Fs | 24,97 | 26,51 | 22,87 | 25,76 | 24,14 | 23,62 | 25,76 | 26,44 | 27,61 | 28,38 | 40,60 | 41,84 |
| Cpx | Wo | 47,59 | 47,82 | | | | | | | 47,16 | 46,39 | | |
| | En | 44,44 | 44,45 | | | | | | | 44,81 | 43,71 | | |
| | Fs | 7,98 | 7,74 | | | | | | | 8,04 | 9,91 | | |
| Hbl* | $\frac{m}{m_0+12}$ | | | | | | | | | | | | |
| | 85,09 | 82,82 | 86,04 | 91,83 | 94,08 | 95,05 | 93,87 | 96,70 | 91,72 | 85,68 | | | |
| | Si | 6,492 | 6,534 | 6,715 | 6,816 | 6,826 | 6,762 | 6,568 | 6,527 | 6,676 | 6,763 | | |
| | Ti | 0,190 | 0,175 | 0,162 | 0,124 | 0,091 | 0,082 | 0,120 | 0,099 | 0,124 | 0,126 | | |
| | Al ^{iv} | 1,508 | 1,466 | 1,285 | 1,184 | 1,174 | 1,238 | 1,432 | 1,473 | 1,324 | 1,237 | | |
| | Al ^{vi} | 0,257 | 0,361 | 0,348 | 0,284 | 0,351 | 0,316 | 0,425 | 0,359 | 0,296 | 0,377 | | |
| Bi** | $\frac{m}{m_0+12}$ | | | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | 81,43 | 83,79 | 77,03 | 77,78 |

* Recálculo sobre 13 e Na K Ca, Robinson et al. (1982)

** Recálculo a Total de cationes - (K+Na+Ca+Ba)+Ti+1/2 Al^{iv} = 7, Dymek (1983)

N: núcleo B: borde.

Virorco. Se presenta en cristales anhedrales (raramente de notable desarrollo), incoloro a verde pálido o rosado y pleocroico. En general está fresco, pero es reemplazado en grado variable por anfíbol. Las inclusiones más frecuentes son de opacos y rutilo. Ocasionalmente muestra signos de deformación tales como flexuración y acodamientos, y en algunos casos presenta uniones triples rectas entre cristales de su misma especie. Su composición corresponde a diópsido (Morimoto 1988), y en un melagabro del contacto oriental de Virorco se detectó un ligero enriquecimiento en Wo y En en el núcleo y en Fs en el borde de los cristales (Cuadro 3).

Plagioclasa: Su proporción oscila entre 4 y 63,70 % (Cuadros 1, 2). Se presenta en cristales anhedrales a subhedrales, o bien intercumular. Casi invariablemente está maclada según ley de Ab, Ab-Periclino o Ab-Carlsbad, y en ocasiones exhibe zonación *patchy*. Las láminas suelen estar acuñaadas. En muchos casos se encuentra flexurada y acodada, y menos frecuentemente, fracturada y con recristalización poligonal marginal incipiente. Las inclusiones más comunes son de anfíbol y opacos, y ortopiroxeno, hornblenda, apatito y circón en menor proporción. En numerosas muestras los individuos se contactan entre sí mediante uniones triples rectas o curvas, y también con ortopiroxeno, hornblenda y muy raramente, clinopiroxeno. La composición del mineral varía de bytownita a anortita y, en general, no se ha detectado una zonación regular, aunque en algunos casos los bordes de los cristales son ligeramente más sódicos. La plagioclasa más cálcica (An_{91-92}) se encuentra en una melanorita con hornblenda del extremo sur de Virorco, mientras que la más sódica (An_{80}) pertenece a una gabronorita con hornblenda del contacto occidental del mismo cuerpo (Cuadro 3).

Anfíbol: Su abundancia varía de 1 a 65 % (Cuadros 1, 2). Es anhedral, con tamaños que suelen superar al de los otros constituyentes de las rocas. Más raramente es subhedral y de hábito prismático. Los cristales de mayor desarrollo son poiquilíticos; las inclusiones más frecuentes corresponden a agujas y prismas de rutilo que se disponen paralelamente al clivaje, opacos granulares y, en menor medida, plagioclasa, ortopiroxeno, circón, biotita y cuarzo. A veces se encuentra maclado. Los individuos están frescos o bien presentan biotitización incipiente. Raramente exhiben flexuración, acodamientos, microfracturación con invasión de óxidos de hierro, mortero marginal o recristalización poligonal incipiente. En algunas rocas los cristales se contactan entre sí mediante uniones triples rectas o curvas, al igual que con ortopiroxeno y plagioclasa. En muy pocas ocasiones se encuentra Ep + Qtz simplectítico, producto de la reacción con plagioclasa.

El pleocroismo permite identificar dos variedades de anfíbol. En una de ellas varía de verde a pardo amarillento-verdoso y se presenta en especial en melagabros y piroxenitas. En la otra oscila de pardo amarillento a

pardo oscuro con ligero tinte verdoso y se encuentra en gabros. Ambas reemplazan al piroxeno y composicionalmente corresponden a hornblenda magnesiana (Leake *et al.* 1997), con $[Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+}]$ superior a 0,82 y zonación normal de Ti en la mayoría de los casos (Cuadro 3), pero la hornblenda de los gabros tiene un contenido más elevado tanto de Na_2O como de TiO_2 . Las hornblendas más pobres en Mg se encuentran en una gabronorita hornbléndica del contacto occidental de Virorco. En algunas rocas los cristales están parcialmente decolorados, ya sea por sectores o bien en los bordes, exhibiendo tonalidades que van del verde claro, a veces con tinte azulado, hasta completamente incoloras. En otros casos, se desarrollan nuevos individuos con estas características, generalmente de hábito acicular o fibroso radiado. Las transformaciones están casi invariablemente vinculadas a fracturas póstumas y a rocas cizalladas, y sólo en algunas hornblenditas - con fenómenos pervasivos de alteración-, es el único anfíbol presente. Su composición es tremolítica-actinolítica, y en raras ocasiones está asociado con antofilita.

Biotita: El contenido de este mineral es, en general, inferior al 4 % y falta en la mayoría de las rocas (Cuadros 1, 2). Sólo se encuentra en melagabros -en uno de los cuales alcanza el 11 %- y leucogabros de Virorco, y en gabros de El Fierro. Suele presentarse en laminillas ligeramente flexuradas o bien reemplazando a piroxeno y hornblenda. Químicamente se trata de biotitas flogopíticas y flogopitas, con un ligero enriquecimiento en Si y Fe^{2+} en los núcleos, que va acompañado por una disminución de Al^{IV} (Cuadro 3).

Cuarzo: Falta en la mayoría de las rocas y cuando está presente, su contenido es inferior a 2 % (Cuadros 1, 2). Es más frecuente en rocas del sector norte de Virorco, aunque en un gabro de la zona sur alcanza el 7,6 %. Es anhedral, con tendencia ameboidal, extinción ondulosa y subgranos. En gabros milonitizados exhibe recristalización poligonal no muy marcada, y en hornblenditas es de naturaleza secundaria. En rocas de El Fierro es muy raro.

Opacos: Los sulfuros son muy abundantes -pueden alcanzar el 50 %- en rocas procedentes de las proximidades de la mina Virorco, en las cuales constituyen la matriz, forman venillas o bien rellenan microfracturas en los silicatos. En las rocas restantes, su contenido generalmente es inferior al 3 %, aunque en un gabro de El Fierro asciende al 6 %, y se presentan comúnmente en gránulos incluidos en los silicatos, intercrecidos con ellos, o reemplazándolos.

Alteración: Los productos secundarios más frecuentes son clorita, biotita, sericita, calcita y cuarzo, los cuales se encuentran tanto en forma diseminada como relleno de fracturas en los minerales, o bien en venas y venillas póstumas.

Variaciones litológicas en los cuerpos

Los cambios litológicos que se registran en la dirección perpendicular al eje mayor de Virorco, ya señalados por González Bonorino (1961), fueron analizados aquí mediante perfiles (Figs. 1, 2). En el sector norte (perfil AA', Fig. 2) el cuerpo está constituido preponderantemente por gabros y melagabros, que alternan entre sí ya a corta distancia de los contactos con las rocas de caja. Las rocas ultramáficas, en cambio, están poco representadas, encontrándose sólo hornblenditas en la zona central. La zonación litológica es más conspicua en el sector sur del cuerpo (perfil BB', Fig. 2), donde consiste en la alternancia de melagabros y piroxenitas, con intercalaciones de hornblenditas, en la zona central, y gabros de disposición preferentemente marginal. Las frecuentes variaciones texturales y mineralógicas presentes, sin embargo, oscurecen a menudo esta distribución. La zonación petrográfica se corresponde con variaciones en la composición química de los minerales, ya que se registra un incremento del contenido de An de la plagioclasa y de Mg del ortopiroxeno hacia el centro de la lente. Son melagabros con tendencia piroxenítica, del núcleo del cuerpo, los que presentan la plagioclasa más anortítica y el ortopiroxeno y hornblenda más magnesianos. La proporción modal de esta última es muy variable y aleatoria, y desempeña un rol decisivo en las variaciones del índice de color de las rocas. Los melagabros normales y los gabros tienen una plagioclasa más sódica y orto y clinopiroxeno de composición similar, y pueden considerarse productos más diferenciados del magma. Los leucogabros, en cambio, podrían ser el resultado de la cristalización intersticial de ortopiroxeno en cumulos de cristales tempranos de plagioclasa. La mica está restringida a los bordes del cuerpo, en particular el oriental, donde es de composición claramente flogopítica.

En El Fierro no se observa una distribución selectiva ni regular de las diferentes litologías. El espesor delgado de la lente y la existencia de fracturas transversales, que provocaron el desplazamiento de las distintas unidades litológicas, podrían ser algunos de los factores que enmascaran la zonación, en el caso de que ella hubiera existido.

Composición química

Las rocas de Virorco y El Fierro presentan contenidos de SiO₂ comprendidos entre 38,74 % y 54,68 % (Cuadro 4). Ambos cuerpos exhiben, individualmente, un promedio similar de este óxido -a pesar de la disparidad de muestras analizadas-, lo cual permite estimar un valor general promedio de 48,23 %, con una moda bien definida de 49 %. El conjunto varía de normativamente saturado a ligeramente sobresaturado, con Q < 5%. Las anfibolitas son las rocas más básicas, en tan-

to que la más ácida es un melagabro del sector nor-oriental de Virorco, con cuarzo modal y Q = 13,41 %.

Los contenidos de álcalis y de TiO₂ son muy bajos (Cuadro 4). El mayor tenor de [Na₂O + K₂O] se registra en las anfibolitas, con 1,76 %, y luego los valores disminuyen progresivamente desde los gabros (1,32_{pr} %), a los melagabros (0,73_{pr} %), hornblenditas (0,59_{pr} %) y piroxenitas (0,54_{pr} %). Las rocas son subalcalinas (Fig. 3) -sólo las dos anfibolitas se ubican en el campo alcalino-, y de bajo K₂O. El TiO₂ es inferior al 1 % y únicamente las anfibolitas (1,52_{pr} %) y un gabro de El Fierro (1,67 %) superan este valor. Los tenores disminuyen en forma gradual desde los gabros (0,57_{pr} %) a las hornblenditas (0,44_{pr} %), piroxenitas (0,39_{pr} %) y melagabros (0,36_{pr} %). Las diferencias en TiO₂ entre los distintos grupos litológicos de Virorco son mínimas; sólo en El Fierro, el contraste entre los gabros y melagabros es más acentuado. Tanto los álcalis como el TiO₂ exhiben una correlación negativa con respecto al MgO, pero se registra una dispersión importante de los datos (Fig. 4).

La alúmina oscila entre 3,39 % y 20,09 % (Cuadro 4). El mayor tenor se encuentra en el leucogabro de Virorco, y el más bajo en una piroxenita de El Fierro. Las anfibolitas presentan el contenido promedio más elevado (18,97_{pr} %), seguidas por los gabros (17,06_{pr} %), melagabros (9,56_{pr} %), hornblenditas (6,35_{pr} %) y piroxenitas (5,27_{pr} %). Esta disminución progresiva se verifica en cada cuerpo y para ambos en su conjunto, y las anfibolitas y algunos gabros, con Al₂O₃ ≥ 18 % podrían ser considerados equivalentes a basaltos de alta alúmina (Middlemost 1975). El óxido muestra una correlación negativa con el MgO, que no es obliterada por la dispersión de los datos (Fig. 4).

El MgO varía de 4,98 a 24,35 % (Cuadro 4). Los mayores contenidos se encuentran en las piroxenitas (20,62_{pr} %) y disminuyen en melagabros (19,06_{pr} %), hornblenditas (18,26_{pr} %), gabros (9,62_{pr} %) y anfibolitas (7,60_{pr} %). La relación FeO*/MgO muestra un comportamiento dual con respecto al MgO: se mantiene constante, entre 0,4 y 0,8, para tenores del óxido comprendidos entre 24,35 y 10 - 11 %, y luego aumenta progresivamente en los gabros. El MnO, Cr, Ni, Cu y Fe, se exprese éste como FeO*, FeO o Fe₂O₃, muestran también una notable variabilidad dentro del rango FeO*/MgO = 0,4 - 0,8 y una evolución progresiva a valores superiores. La relación FeO*/MgO no varía con el tenor de sílice; sólo se incrementa, aunque muy ligeramente, para contenidos de este óxido inferiores a 49 %.

El CaO oscila entre 5,26 y 15,93 % (Cuadro 4). No se registran variaciones en hornblenditas, piroxenitas y melagabros (9,95, 9,42 y 9,06_{pr} %, respectivamente), siendo los gabros y anfibolitas los que exhiben los tenores más elevados (13,18 y 12,15_{pr} %, respectivamente).

La abundancia de REE está comprendida entre 9 y 55 ppm (Cuadro 4). El mayor contenido se registra en la anfibolita de Virorco y los más bajos en El Fierro. El total de REE disminuye con el incremento de la sílice

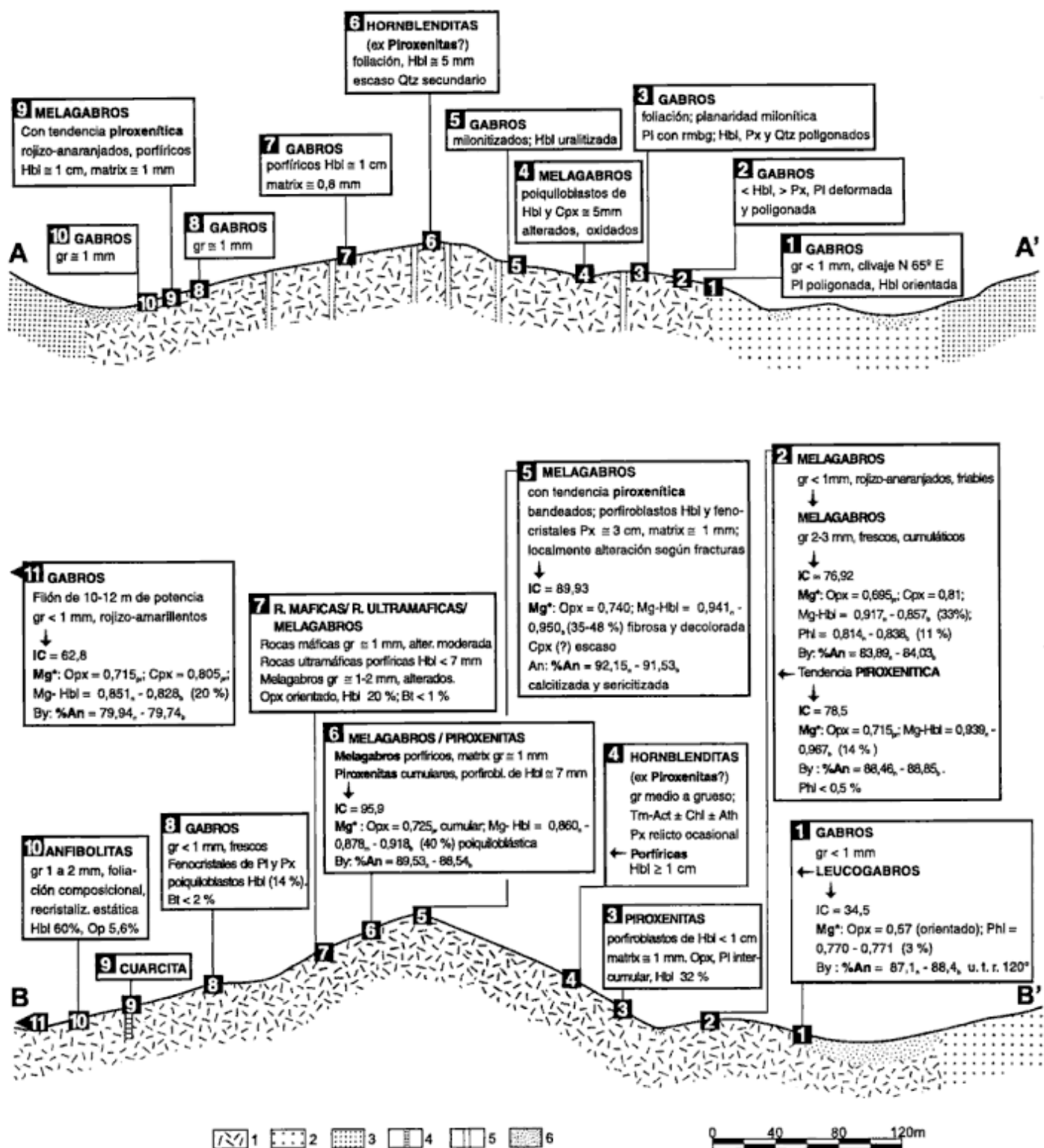


Figura 2: Perfiles petrológicos representativos de Virorco (Fig. 1). 1: Rocas máficas y ultramáficas, 2: Gneises, 3: Milonitas, 4: Septo. 5: Pegmatitas, 6: Relleno moderno. En los cuadros de texto se enumeran las principales características petrográficas (clasificación, tamaño de grano [gr], índice de color [IC], textura, alteración, deformación) y mineralógicas (Mg* de los minerales ferromagnesianos, % de anfíbol y mica, % An de la plagioclasa en núcleo [n], medio [m] y borde [b] de los cristales) de las rocas; u.t.r.: uniones triples rectas; rmbg: recristalización por migración de bordes de granos; pr: promedio. Los gabros del punto 11 del perfil BB' corresponden a un filón adyacente al borde occidental del cuerpo. Las flechas hacia la izquierda en los cuadros de texto del perfil BB' indican variaciones petrográficas hacia el oeste del punto analizado.

Cuadro 4: Composición química de rocas representativas de Virorco y El Fierro.

| Muestra | V36 | V42 | V9 | EP23 | V34 | V22 | V11 | V39 | V43 | V1 | V6' | VC | VB' | V6 | EP-B | VB | V8 | V10 | EP18 | V25 | EP13 | EP13 | EP12 | EF6 | EF16 | EF15 | EF7 | EF9 | EF5 | EF3 | EF17 | EF11 |
|--------------------------------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Clasificación | A | G | LG | G | G | MG | G | G | G | MG | MG | P | MG | MG | G | MG | P | G | MG | P | MG | A | G | G | G | MG | MG | MG | H | G | P | R |
| SiO ₂ | 38,74 | 46,47 | 46,51 | 47,01 | 47,44 | 47,69 | 48,72 | 48,83 | 49,22 | 49,25 | 49,33 | 49,34 | 49,39 | 49,66 | 49,68 | 49,95 | 50,28 | 50,40 | 51,01 | 51,12 | 54,68 | 42,15 | 42,97 | 43,80 | 45,99 | 47,48 | 47,70 | 48,44 | 48,94 | 49,10 | 50,82 | 51,27 |
| TiO ₂ | 1,98 | 0,62 | 0,68 | 0,31 | 0,37 | 0,76 | 0,23 | 0,44 | 0,91 | 0,38 | 0,44 | 0,63 | 0,30 | 0,44 | 0,26 | 0,30 | 0,38 | 0,53 | 0,38 | 0,31 | 0,37 | 1,07 | 0,99 | 1,67 | 0,16 | 0,27 | 0,14 | 0,22 | 0,52 | 0,40 | 0,25 | 0,37 |
| Al ₂ O ₃ | 18,50 | 16,23 | 20,09 | 18,95 | 15,42 | 11,51 | 16,15 | 13,97 | 14,19 | 9,34 | 7,89 | 6,36 | 9,41 | 8,23 | 19,43 | 8,48 | 6,25 | 15,70 | 6,39 | 5,08 | 10,34 | 19,45 | 18,68 | 19,95 | 19,42 | 13,06 | 13,09 | 7,45 | 7,32 | 18,72 | 3,39 | 5,39 |
| Fe ₂ O ₃ | 6,50 | 4,41 | 1,65 | 2,62 | 4,86 | 3,38 | 2,40 | 2,13 | 2,25 | 4,46 | 1,94 | 5,35 | 3,96 | 3,03 | 2,94 | 3,97 | 2,39 | 2,72 | 3,40 | 3,74 | 3,73 | 5,95 | 5,89 | 4,47 | 4,82 | 5,54 | 4,99 | 6,35 | 3,91 | 4,37 | 5,43 | 4,10 |
| FeO | 10,89 | 6,90 | 9,54 | 5,60 | 5,34 | 8,09 | 4,44 | 6,63 | 8,03 | 10,06 | 7,81 | 8,15 | 8,58 | 7,01 | 4,33 | 8,87 | 6,16 | 4,79 | 5,92 | 7,19 | 5,43 | 6,84 | 8,80 | 7,03 | 5,60 | 6,19 | 7,42 | 6,56 | 8,45 | 5,32 | 7,81 | 6,46 |
| MnO | 0,15 | 0,19 | 0,18 | 0,15 | 0,19 | 0,22 | 0,13 | 0,19 | 0,18 | 0,25 | 0,21 | 0,24 | 0,25 | 0,20 | 0,15 | 0,25 | 0,18 | 0,16 | 0,20 | 0,22 | 0,17 | 0,14 | 0,20 | 0,18 | 0,17 | 0,20 | 0,21 | 0,21 | 0,25 | 0,16 | 0,24 | 0,22 |
| MgO | 7,36 | 9,83 | 7,57 | 10,47 | 12,44 | 16,42 | 11,96 | 12,43 | 8,02 | 17,96 | 15,83 | 20,13 | 19,97 | 15,68 | 9,26 | 20,23 | 15,72 | 10,34 | 16,94 | 24,35 | 11,93 | 7,85 | 7,60 | 4,98 | 11,08 | 16,14 | 15,40 | 21,60 | 18,85 | 9,11 | 22,30 | 17,77 |
| CaO | 11,65 | 10,68 | 11,00 | 13,52 | 12,11 | 8,28 | 13,82 | 12,50 | 12,88 | 5,42 | 14,18 | 7,83 | 6,60 | 13,53 | 12,26 | 6,09 | 15,93 | 13,82 | 13,21 | 5,70 | 10,56 | 12,66 | 11,78 | 13,64 | 10,49 | 8,74 | 7,82 | 5,26 | 8,64 | 10,14 | 8,22 | 11,26 |
| Na ₂ O | 1,22 | 1,11 | 0,85 | 0,73 | 0,47 | 0,78 | 0,77 | 1,24 | 2,63 | 0,52 | 0,82 | 0,60 | 0,52 | 0,81 | 1,01 | 0,47 | 0,66 | 1,27 | 0,57 | 0,54 | 0,59 | 1,32 | 0,99 | 1,18 | 0,65 | 0,49 | 0,43 | 0,43 | 0,50 | 0,95 | 0,24 | 0,57 |
| K ₂ O | 0,32 | 0,33 | 0,23 | - | 0,15 | 1,06 | - | 0,23 | 0,39 | 0,05 | 0,09 | 0,02 | - | 0,09 | 0,02 | 0,15 | 0,12 | 0,10 | 0,01 | - | 0,09 | 0,66 | 0,11 | 0,31 | - | 0,04 | 0,05 | - | 0,05 | 0,32 | - | 0,06 |
| P ₂ O ₅ | 0,10 | 0,11 | 0,07 | 0,02 | 0,05 | 0,03 | 0,01 | 0,08 | 0,08 | 0,02 | 0,06 | 0,01 | - | 0,07 | 0,05 | - | 0,07 | 0,05 | 0,02 | - | 0,05 | 0,08 | 0,06 | 0,34 | 0,11 | 0,11 | 0,01 | - | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,02 |
| LOI | 1,75 | 2,26 | 1,09 | 1,11 | 0,98 | 1,39 | 1,62 | 0,97 | 1,26 | 1,57 | 1,30 | 1,37 | 1,18 | 1,11 | 1,04 | 1,37 | 1,64 | 0,88 | 1,38 | 1,32 | 1,74 | 1,40 | 1,07 | 1,16 | 1,23 | 1,60 | 1,81 | 3,30 | 1,98 | 0,82 | 1,56 | 1,56 |
| Mg* | 40,32 | 58,75 | 44,24 | 65,15 | 69,96 | 66,99 | 72,92 | 65,21 | 48,60 | 64,09 | 66,96 | 71,19 | 69,94 | 69,10 | 68,13 | 69,51 | 71,97 | 68,34 | 74,10 | 77,20 | 68,72 | 53,43 | 46,24 | 41,46 | 66,42 | 72,28 | 67,48 | 76,70 | 69,04 | 63,12 | 74,66 | 73,33 |
| Cr | <10 | 139 | <10 | 87 | 235 | 887 | 585 | 572 | 89 | 1127 | 557 | 1184 | 1094 | 497 | 36 | 1204 | 1062 | 940 | 924 | 2014 | 282 | 5 | - | nd | 111 | 580 | nd | 1231 | 1048 | 16 | 993 | 1443 |
| Ni | 15 | 78 | 51 | 49 | 90 | 185 | 135 | 194 | 73 | 315 | 68 | 391 | 330 | 69 | 40 | 342 | 91 | 110 | 148 | 448 | 34 | 43 | 42 | nd | 60 | 359 | nd | 656 | 216 | 22 | 929 | 243 |
| Cu | 201 | 106 | 71 | 48 | 100 | 103 | 121 | - | 57 | 477 | 127 | 240 | 315 | 122 | 47 | 322 | 197 | - | 240 | 204 | 49 | 65 | 158 | nd | 110 | 444 | nd | 969 | 62 | 35 | 1352 | 425 |
| Co | 83 | 72 | 66 | 46 | 65 | 74 | 38 | 60 | 61 | 126 | 61 | 102 | 100 | 59 | 39 | 106 | 45 | 46 | 73 | 100 | 58 | 64 | 82 | nd | 68 | 93 | nd | 154 | 70 | 58 | 164 | 68 |
| Rb | 4,40 | 27,28 | - | - | - | - | 3,15 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,31 | 2,85 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sr | 151,00 | 216,00 | - | - | - | - | 93,00 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 202,00 | 104,00 | - | - | - | - | - | - | - |
| Nb | 3,58 | 4,26 | - | - | - | - | 1,72 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,21 | 0,48 | - | - | - | - | - | - | - |
| Zr | 37,20 | 44,90 | - | - | - | - | 27,90 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 8,06 | 26,60 | - | - | - | - | - | - | - |
| Ba | 44,00 | 64,00 | - | - | - | - | 34,00 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 4,50 | 22,00 | - | - | - | - | - | - | - |
| Hf | 1,27 | 1,19 | - | - | - | - | 0,77 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,13 | 0,60 | - | - | - | - | - | - | - |
| Ta | 0,36 | 0,31 | - | - | - | - | 0,11 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,01 | 0,20 | - | - | - | - | - | - | - |
| Y | 21,90 | 16,30 | - | - | - | - | 11,90 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 5,16 | 4,33 | - | - | - | - | - | - | - |
| La | 5,06 | 6,05 | - | - | - | - | 3,93 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2,55 | 1,48 | - | - | - | - | - | - | - |
| Ce | 16,48 | 15,99 | - | - | - | - | 9,33 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 5,53 | 2,98 | - | - | - | - | - | - | - |
| Pr | 2,42 | 2,23 | - | - | - | - | 1,21 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,68 | 0,39 | - | - | - | - | - | - | - |
| Nd | 12,55 | 10,61 | - | - | - | - | 5,29 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 3,14 | 1,61 | - | - | - | - | - | - | - |
| Sm | 3,78 | 2,89 | - | - | - | - | 1,53 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,69 | 0,47 | - | - | - | - | - | - | - |
| Eu | 0,92 | 0,93 | - | - | - | - | 0,54 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,37 | 0,17 | - | - | - | - | - | - | - |
| Gd | 4,09 | 2,66 | - | - | - | - | 1,77 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,54 | 0,42 | - | - | - | - | - | - | - |
| Tb | 0,63 | 0,43 | - | - | - | - | 0,28 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,10 | 0,09 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dy | 3,91 | 2,55 | - | - | - | - | 1,75 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,68 | 0,67 | - | - | - | - | - | - | - |
| Ho | 0,98 | 0,62 | - | - | - | - | 0,45 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,22 | 0,16 | - | - | - | - | - | - | - |
| Er | 2,08 | 1,50 | - | - | - | - | 1,11 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,67 | 0,40 | - | - | - | - | - | - | - |
| Tm | 0,33 | 0,22 | - | - | - | - | 0,18 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,12 | 0,07 | - | - | - | - | - | - | - |
| Yb | 1,90 | 1,58 | - | - | - | - | 1,14 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,78 | 0,48 | - | - | - | - | - | - | - |
| Lu | 0,26 | 0,21 | - | - | - | - | 0,17 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 0,11 | 0,08 | - | - | - | - | - | - | - |

V: Virorco EP: Virorco norte EF: El Fierro

G: gabro; MG: melagabro; LG: leucogabro; H: hornblendita; P: piroxenita; A: anfibolita; nd: no determinado.

en cada cuerpo -aunque esta coherencia interna no se mantiene cuando se confrontan juntos-, y aumenta con la relación FeO*/MgO.

Los modelos de distribución de REE son comparables con los que exhiben otros cuerpos de la faja, como La Melada y La Gruta (Brogioni y Ribot 1994). Las rocas muestran un enriquecimiento de 4 a 25 y de 2 a 8 veces las condritas C1 (Nakamura 1974) para el La e Yb, respectivamente, con $(La/Yb)_{CN} = 1,78$ a 2,56 (Fig. 5). Sólo el gabro de El Fierro y la anfibolita de Virorco muestran anomalía de Eu, positiva y negativa, respectivamente. En el primer caso probablemente no se trata de una verdadera anomalía, sino que estaría reflejando la depresión en MREE, o bien podría vincularse a la movilidad del Eu^{2+} (Frey 1984). En el caso de la anfibolita, podría relacionarse con la abundancia de horn-

blenda, mineral que puede presentar anomalía negativa de Eu tanto en equilibrio con líquidos basálticos (Green y Pearson 1985) como en condiciones de facies granulita (Pride y Muecke 1981).

La normalización de las REE con respecto a basaltos típicamente MOR -procedentes de perforaciones realizadas en el fondo del océano Atlántico (Jahn *et al.* 1980)-, conduce a un diseño ligeramente cóncavo hacia arriba. Las rocas de El Fierro están empobrecidas en REE, más en las pesadas que en las livianas, con $(La/Yb)_{MORB} = 4,49$ a 4,80. Las de Virorco, en cambio, están enriquecidas hasta 3 veces en LREE, pero empobrecidas en HREE, con $(La/Yb)_{MORB} = 3,9$ a 5,62. Si se incluyen análisis de rocas de los cuerpos La Melada y La Gruta (Brogioni y Ribot 1994), éstos siguen el mismo diseño con $(La/Yb)_{MORB} = 3,05$ a 6,12.

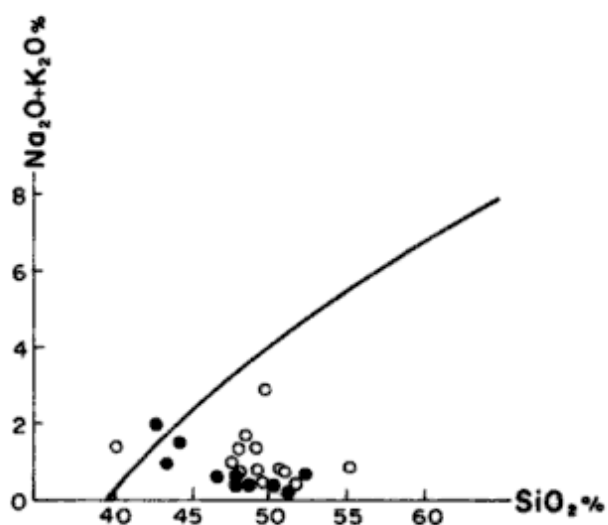


Figura 3: Diagrama álcalis-silíce, con la delimitación de los campos alcalino y subalcalino. Círculos abiertos: Virorco; círculos cerrados: El Fierro.

El diagrama multielemento normalizado al manto primordial (McDonough *et al.* 1991, en Rollinson 1993) permite observar que todas las rocas, excepto una de El Fierro, se encuentran enriquecidas hasta 40 veces el Rb (leucogabro) y hasta 5 veces el Y (anfíbolita). El gabro y el melagabro de El Fierro presentan las menores abundancias relativas, y el primero sólo está enriquecido en Rb, La, Ce, Nd, P, Sm e Y. La normalización a MORB (Fig. 6) muestra que las rocas de Virorco están ligeramente enriquecidas en Sr, K, Rb, Ba, Th, Ta, Nb y Ce -en especial el leucogabro-, en contraste con las de El Fierro, y empobrecidas en los elementos inmóviles, excepto la anfíbolita, que está ligeramente enriquecida en Sm y Ti.

Interpretación

Virorco y El Fierro son cuerpos gábrico-piroxeníticos que se alojan en el denominado Complejo Metamórfico Pringles, una secuencia turbidítica de retroarco (Sims *et al.* 1997) que podría encontrarse ya metamorfozada -en condiciones y edad aún no precisados (von Gosen y Prozzi 1998)- al momento de producirse la intrusión de las rocas máficas. Las dataciones radimétricas disponibles (Camacho e Ireland 1997) establecen relaciones de contemporaneidad entre el magmatismo y el desarrollo posterior de gneises con Grt+Sil+Bt+Pl+Kfs+Qtz, a partir de las metapsamitas grauváquicas y subgrauváquicas y metapelitas adyacentes (Brogioni 2001). Como consecuencia de este importante evento tectometamórfico ordovícico se produjo el estiramiento y boudinamiento de los cuerpos máficos (von Gosen y Prozzi 1998), y a nivel íntimo se originaron microestructuras porfiroclásticas y de recristalización dinámica, y dominios de poligonación, en los cuales están involu-

crados en mayor o menor medida casi todos los minerales. La formación de hornblenda magnesiana ($Si_{pr} = 6,808$) a partir del piroxeno probablemente esté vinculada también con dicho evento. Las rocas muestran evidencias microestructurales de que estos rasgos se sobreimpusieron a las características ígneas y, a veces, las obliteraron parcialmente. La deformación por cizalla que milonitizó con posterioridad a los gneises, no afectó mayormente a Virorco y El Fierro, por lo cual no se encuentran aquí las asociaciones minerales de facies esquistos verdes que se desarrollaron, como consecuencia de ese evento, en otras lentes de la faja (Brogioni y Ribot 1994). No obstante ello, los fenóme-

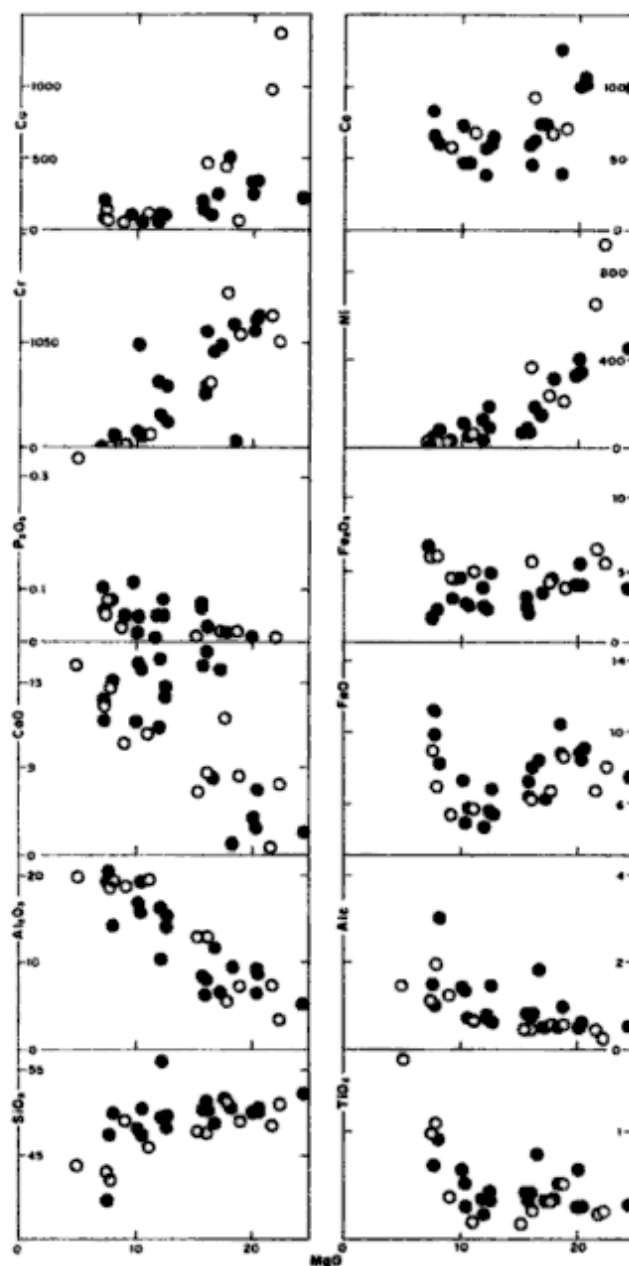


Figura 4: Diagramas de variación de los óxidos y de elementos traza con respecto a MgO (%). Círculos cerrados: Virorco; círculos abiertos: El Fierro.

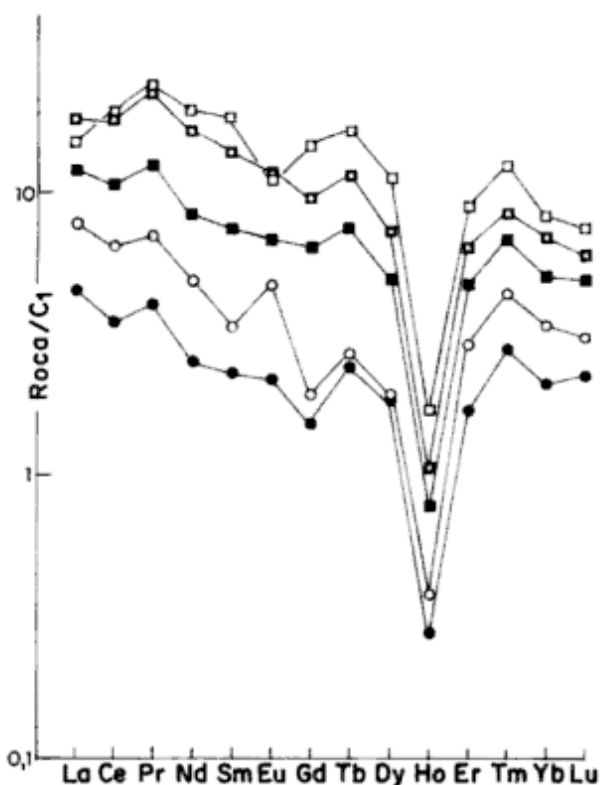


Figura 5: Diagrama de abundancia de los elementos de las tierras raras de rocas de Virorco (V) y El Fierro (EF) normalizados a condritos C1 (Nakamura 1974). De abajo hacia arriba: EF15 (melagabro), EF16 (gabro), V39 (gabro), V9 (leucogabro) y V36 (anfíbolita).

nos locales de retrogradación que se observan en algunas rocas de Virorco estarían relacionados con la activación de la circulación de fluidos, causada por dicha deformación (Brogioni 2001).

Desde el punto de vista geoquímico, el magmatismo es de naturaleza tholeítica, con una clara tendencia al enriquecimiento en hierro (Fig. 7), y muy bajos contenidos de TiO_2 , K_2O y P_2O_5 (Cuadro 4). La covariación de la mayoría de los óxidos con respecto al MgO (Fig. 4) es un buen indicador del carácter consanguíneo del conjunto. El comportamiento del MgO , MnO , Fe , Cr , Ni y Cu con respecto a la relación FeO^*/MgO , por otra parte, permite inferir la existencia de dos poblaciones: una cumulática, con FeO^*/MgO esencialmente constante, representada por piroxenitas y melagabros, y otra fraccionada, constituida por los gabros. Las rocas cumuláticas ultramáficas son ligeramente más ácidas, y presentan tenores elevados de MgO que conducen a composiciones altamente magnesianas del piroxeno y hornblenda (Cuadro 3).

Al igual que en las rocas de La Melada y La Gruta (Brogioni y Ribot 1994), el fraccionamiento ígneo no se corresponde con el que muestran las tholeitas abisales o las tholeitas de arcos de islas, sino que parece concordar más bien con el de tholeitas desarrolladas en cuencas marginales ensiálicas (Hanan y Sinha 1989) (Fig. 8). Sin embargo, los datos geoquímicos exhiben casi invariablemente algún grado de dispersión (Fig.

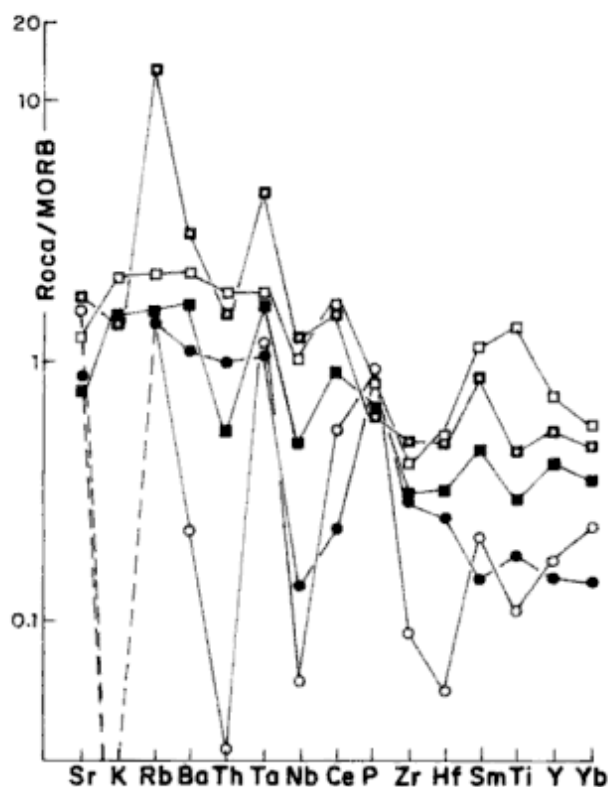


Figura 6: Diagrama multielemento normalizado a MORB. Simbología igual a la figura 5.

4), aún cuando se incluyan análisis de La Melada y La Gruta (Brogioni y Ribot 1994) para perfeccionar las tendencias bivariantes entre elementos. Ciertos óxidos, además, no muestran una variación sistemática cuando se los confronta con indicadores evolutivos. Estos rasgos son característicos del conjunto analizado y deben ser previamente evaluados en cada caso, para establecer si el quimismo de las rocas corresponde a la composición primaria del magma -y, por lo tanto, puede utilizarse para conocer su tendencia evolutiva y ambiente de formación-, o si, por el contrario, ha sido modificado. Por ejemplo, el hecho que el Zr -un buen indicador del fraccionamiento ígneo debido a que su K_D es inferior a 0,2 en la mayoría de los minerales (Saunders y Tarney 1979), e inmóvil en condiciones metamórficas (Weaver y Tarney 1981; Weaver *et al.* 1982)-, no varíe sistemáticamente con respecto a SiO_2 , MgO , CaO , K_2O , Rb , Ba , Sr y REE_T , puede atribuirse a fenómenos de redistribución de los elementos móviles como consecuencia del evento tecto-metamórfico que afectó al magmatismo. La buena covariación del Zr con TiO_2 , P_2O_5 y Hf (elementos incompatibles e inmóviles), y con Y y Ce (considerados de menor incompatibilidad, Saunders y Tarney 1979); la covariación entre Hf y Th , y la muy buena correlación entre La y Ce ($r^2 = 0,978$), Zr y TiO_2 , en cambio, estarían reflejando fraccionamiento ígneo. Por otra parte, el análisis del comportamiento individual de las rocas permite establecer que aquéllas

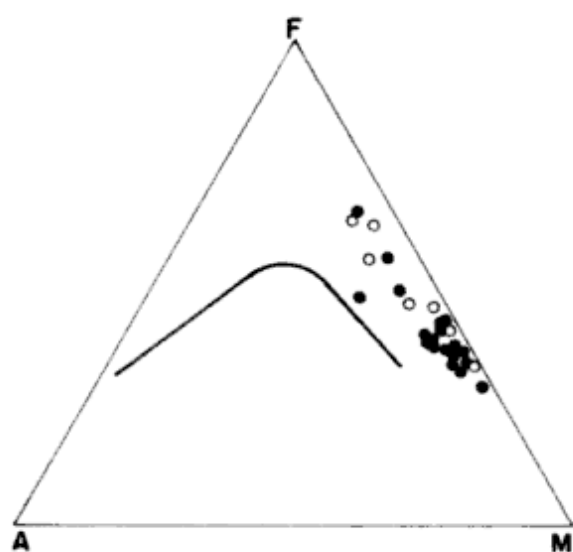


Figura 7: Diagrama AFM. Simbología igual a la figura 4.

que se apartan en forma notoria de la covariación La-TiO₂ y Zr-TiO₂, P₂O₅ e Y, son la anfibolita de Virorco y el leucogabro de La Melada. Como se expresó anteriormente, las anfibolitas se localizan en las zonas marginales de la lente y presentan fábricas foliadas y lineadas, con signos de extensa recristalización y poligonación notable. Tienen, además, el contenido más bajo de sílice y el mayor tenor de TiO₂, alúmina, álcalis y REE del conjunto (Cuadro 4), y están enriquecidas, con respecto a los gabros y melagabros, en aquellos elementos móviles en fluidos acuosos (Fig. 6). Tomando en cuenta las características de yacencia y fábrica, han sido interpretadas como el producto del estiramiento y metamorfismo ordovícico, que afectaron en mayor medida los bordes del cuerpo (Brogioli 2001). El contenido elevado de alúmina y álcalis podría estar vinculado con la removilización de la composición química primaria a

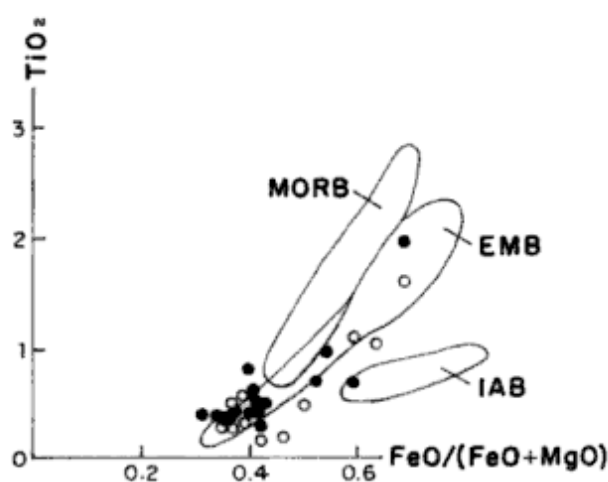


Figura 8: Diagrama FeO*/FeO* + MgO versus TiO₂, donde se muestran los campos de las tholeiitas de arcos de islas (IAB), tholeiitas abisales (MORB) y tholeiitas de la cuenca marginal ensiálica del sur de Chile (EMB). Simbología igual a la figura 4.

causa del metamorfismo regional y, específicamente, a fenómenos de intercambio metasomático con las rocas de caja adyacentes, como lo propusiera González Bonorino (1961) para Virorco. El leucogabro de La Melada, por su parte, es la roca más básica y con mayor abundancia de TiO₂ y REE de su grupo (Brogioli y Ribot 1994), y exhibe conspicua poligonación de la plagioclasa. Las altas concentraciones en LREE han sido relacionadas -en rocas peridotíticas- a fenómenos de recristalización y/o deformación extensa, y vinculadas con la abundancia de anfíbol (Dupuy *et al.* 1991), mineral cuyo desarrollo, en nuestro caso, parece haber sido controlado por el metamorfismo. Las anfibolitas de Virorco y el leucogabro de La Melada cumplen con esas características estructurales, y las primeras, además, presentan el mayor tenor (59 %) de hornblenda. Sin embargo, es necesario destacar que otras muestras analizadas -que exhiben buena covariación entre los elementos citados-, no mantienen la correlación con respecto al contenido de anfíbol, por lo cual se estima que el reajuste de la composición química de las rocas fue, probablemente, un proceso más complejo.

El bajo TiO₂ y el muy bajo tenor de P₂O₅ de las rocas son típicos de arcos de islas, al igual que el contenido de Y (Pearce 1982) de las rocas analizadas. La geoquímica de los REE, si bien muestra coherencia dentro del conjunto, no permite, en cambio, definir con precisión el ambiente de formación del magma. El diseño normalizado a C1 (Fig. 5) no es de tipo MORB. Los enriquecimientos (La/Sm)_{CN} comprendidos entre 0,82 y 2,27 son más propios de rocas de retroarco (Saunders y Tarney 1979) o de arcos de islas (Wilson 1989) que de basaltos MOR -cuyas abundancias varían de 0,38 a 0,50 (Jahn *et al.* 1980)-, aunque las relaciones (La/Sm)_{CN} > 1 podrían vincularse también con procesos metamórficos (Frey 1984). Por otra parte, las relaciones (La/Sm)_{MORB} (Jahn *et al.* 1980) se incrementan a 1,88 - 5,18, en tanto que las HREE están empobrecidas con respecto a estos basaltos, y su diseño es, en general, plano. Si las abundancias de REE se comparan, en cambio, con metabasitas de retroarco de la sierra de El Morro («anfibolitas de tipo A», Delakowicz *et al.* 1991), todas las rocas, incluidas las procedentes de La Melada y La Gruta, muestran empobrecimiento, más acentuado en LREE que en HREE, con (La/Yb)_N comprendidas entre 0,16 y 0,35. Es necesario destacar, sin embargo, que tanto las características de yacencia de estas anfibolitas como su composición mineral (Hbl+Pl+Ep+Qtz), difieren de las determinadas en los complejos que nos ocupan, por lo cual posiblemente tengan un significado distinto al de éstos en el marco geológico de la sierra de San Luis. Por último, el enriquecimiento de las rocas en algunos elementos LIL con respecto a MORB (Fig. 6), es considerado más típico de ambientes de retroarco (Saunders y Tarney 1979; Donato 1991).

Las relaciones entre elementos muestran una notable variación, por lo cual no permiten tampoco definir el ambiente de formación. Zr/Nb y Ba/Zr, así como

K/Rb y K/Ba de la anfibolita y el gabro de Virorco, coinciden con basaltos de retroarco (Saunders y Tarney 1979). Las restantes rocas de este cuerpo y de El Fierro (Cuadro 4), así como también La Melada y La Gruta, en cambio, exhiben relaciones K/Rb y K/Ba muy bajas. Las relaciones $[Hf/Th]_{pr} = 7,4$, por su parte, son superiores a las que se presentan en rocas de arcos de islas (Rochette *et al.* 1991). Es probable que este comportamiento dispar que exhiben las relaciones interelemento esté asimismo vinculado con la removilización de la composición química primaria de las rocas.

Conclusiones

Virorco y El Fierro comparten características geológicas, petrográficas y geoquímicas con otros cuerpos que integran la faja de complejos máficos y ultramáficos de la sierra de San Luis. La composición química del magma, particularmente la tendencia al enriquecimiento en elementos LIL y en LRE con respecto a MORB, parece propia de tholeitas generadas en una cuenca de retroarco ensiálica. La yacencia y textura de las litofas ultramáficas, la composición de sus minerales, y las variaciones del quimismo de éstos de borde a núcleo del cuerpo, indicarían una secuencia estratificada. El carácter tabular y concordante de las lentes mayores y de los delgados cuerpos que las acompañan en sus adyacencias, la disminución del tamaño del grano de las rocas hacia los bordes, y su estratificación, permitiría asignarlos a *sills*, probablemente emitidos desde un reservorio magmático mayor ubicado en niveles corticales más profundos, cuya existencia ha sido postulada en base a estudios gravimagnéticos (Kostadinoff *et al.* 1998). Si ésta fue la yacencia original de los cuerpos, su evolución ígnea y emplazamiento debió haberse producido antes del metamorfismo ordovícico, evento que causó luego la actual conformación estructural de las lentes, los cambios microestructurales experimentados por sus rocas y la removilización parcial de la composición química del magmatismo, que se registra especialmente en las zonas marginales de las lentes, donde el estiramiento fue más intenso. Los estudios geoquímicos realizados en este trabajo corroboran la zonación interna de Virorco, que fuera establecida por González Bonorino (1961) mediante el análisis petrográfico de las unidades.

Agradecimientos

Este trabajo fue parcialmente subvencionado por el CONICET a través del PID n. 3-912004/85 y PIA 0092/90, el Proyecto CSIC-CONICET n. C045 y por los subsidios 100-42677-001; 100-44432/96 y AR-83/98 de la UNLP. La autora agradece al Departamento de Geología y Minería de la UNSL por facilitar el vehículo para la

realización de parte de los trabajos de campo, y al CETMIC, donde se efectuó la molienda de las rocas. Un reconocimiento especial a I. Cerqueira Méndez (Empresa Nacional ADARO de Investigaciones Mineras, España), por su asesoramiento durante la ejecución de la mayor parte de los análisis químicos de los elementos mayores y traza de las rocas; a J. Brändle Matesanz, de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense, donde se efectuaron los análisis químicos de FeO; a F. Olmi y al Director del Departamento de Scienze della Terra (Florenza), donde se realizaron los análisis de minerales por microsonda. D. Aguilera, A. Palma, J. Pérez y J. Ranalli colaboraron en las tareas de campo. La revisión crítica del manuscrito por los árbitros de la revista contribuyó sensiblemente a su mejoramiento.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brogioni, N., 1992. El cuerpo máfico-ultramáfico de Las Águilas, Provincia de San Luis. Actas Primera Reunión de Mineralogía y Metalogénesis y Primera Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas: 379-392. La Plata.
- Brogioni, N., 1994. Petrología de la faja de rocas máficas y ultramáficas de la Sierra de San Luis, Argentina. Actas 7º Congreso Geológico Chileno, 2: 967-971. Concepción, Chile.
- Brogioni, N., 2001. Geología de los cuerpos Virorco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56 (3): 281-292. Buenos Aires.
- Brogioni, N. y Ribot, A., 1994. Petrología de los cuerpos La Melada y La Gruta, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 49(3-4): 269-283. Buenos Aires.
- Camacho, A. and Ireland, T. R., 1997. SHRIMP U-Pb Geochronology: Final report. Geoscientific mapping of the Sierras Pampeanas, Argentine-Australian Cooperative Project, Australian Geological Survey Organisation, 53 p. (Inédito).
- Criado Roqué, P., Mombrú, C. y Ramos, V., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Relatorio, 8º Congreso Geológico Argentino: 155-192. San Luis.
- Cucchi, R., 1964. Análisis estructural de cuarcitas y granulitas bandeadas miloníticas de la Sierra de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 19(3): 135-154. Buenos Aires.
- Dekowski, N. y Schiebel, W., 1972. Resultados del mapeo geológico detallado en las áreas de «Los Manantiales» Norte y Sur, «El Fierro» y «La Bolsa», Provincia de San Luis. Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe SL 1-9 (B), 12 p. (Inédito).
- Delakowics, B., Holl, R., Hack, M., Brodtkorb, M. and Stark, H., 1991. Geological and geochemical studies of the Sierra del Morro-Oeste (San Luis Province, Argentina): Meta-sediments and meta-volcanics from a probable back-arc setting. Journal of South American Earth Sciences, 4(3): 189-200.
- Donato, M., 1991. Geochemical recognition of a captured back-arc basin metabasaltic complex, southwestern Oregon. Journal of Geology, 99: 711-728.
- Dupuy, C., Mevel, C., Bodinier, J. and Savoyant, L., 1991. Zabargad peridotite: Evidence for multistage metasomatism during Red Sea rifting. Geology, 19: 722-725.
- Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. The American Mineralogist, 68: 880-899.
- Frey, F. A., 1984. Rare Earth Element abundances in upper mantle rocks. In: Henderson, P. (Ed.): Rare Earth Element Geochemistry, Developments in Geochemistry 2, p. 153-203.

- Gerth, E., 1914. Constitución geológica, hidrogeológica y minerales de aplicación en la Provincia de San Luis. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 10(2): 1-64.
- González Bonorino, F., 1961. Petrología de algunos cuerpos básicos de San Luis y las granulitas asociadas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 16 (1-2): 61-106. Buenos Aires.
- Green, T. H. and Pearson, N. J., 1985. Experimental determination of REE partition coefficients between amphibole and basaltic liquids at high pressure. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49: 1465-1468.
- Hanan, B. y Sinha, A., 1989. Petrology and tectonic affinity of the Baltimore mafic complex, Maryland. In: Mittweide, S. and Stoddard, E. (Eds.): *Ultramafic rocks of the Appalachian Piedmont*. Geological Society of America, Special Paper, p. 231: 1-18.
- Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S., Dimieri, L. and Raniolo, A., 1998. Metamorphic evolution of the southern part of the Sierras de San Luis, Argentina. *Actas 4º Reunión de Mineralogía y Metalogía, MINMET'98-EDIUNS*: 121-130. Bahía Blanca.
- Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A., Mogessie, A., Felfernig, A., Bjerg, E., Kostadinoff, J., Delpino, S. and Dimieri, L., 1999. Granulite-facies metamorphism of the central part of the Sierras de San Luis. *Actas 14º Congreso Geológico Argentino*, 1, Resúmenes: 99. Salta.
- Jahn, B. M., Bernard-Griffiths, J., Charlot, R., Cornichet, J. and Vidal, F., 1980. Nd and Sr isotopic compositions and REE abundances of Cretaceous MORB (Holes 417D and 418A, Legs 51, 52 and 53). *Earth and Planetary Science Letters*, 48: 171-184.
- Kilmurray, J. y Dalla Salda, L., 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, 4: 167-178. La Plata.
- Kilmurray, J. y Villar, L., 1981. El basamento de la Sierra de San Luis y su petrología. *Relatorio, 8º Congreso Geológico Argentino*: 33-54. San Luis.
- Kostadinoff, J., Bjerg, E., Delpino, S., Dimieri, L., Mogessie, A., Hoinkes, G., Hauzenberger, C.A. and Felfernig, A., 1998. Gravimetric and magnetometric anomalies in the Sierras Pampeanas of San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53(4): 549-552. Buenos Aires.
- Leake, B., Woolley, A., Arps, Ch., Birch, W., Gilbert, M., Grice, J., Hawthorne, F., Kato, A., Kisch, H., Krivovichev, V., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W., Nickel, E., Rock, N., Schumacher, J., Smith, D., Stephenson, N., Ungaretti, L., Whittaker, E. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist*, 35: 219-246.
- Malvicini, L. y Brogioni, N., 1992. El depósito hidrotermal de Ni, Cu y metales del «Grupo del Platino», Las Águilas Este, Provincia de San Luis. *Actas 4º Congreso Nacional y 1º Congreso Latinoamericano de Geología Económica*: 93-102. Córdoba.
- Malvicini, L. y Brogioni, N., 1993. Petrología y génesis del yacimiento de Ni, Cu y Platinoideos Las Águilas Este, provincia de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(1): 3-20. Buenos Aires.
- Malvicini, L. and Brogioni, N., 1996. Las Águilas Este deposit: Shear zone hosted hydrothermal Cu-Ni sulfide and platinum-group elements mineralization in the mafic-ultramafic complex of San Luis Range, Argentina. In: Coyner, A. R. and Fahey, P. L. (Eds.): *Geology and Ore Deposits of the American Cordillera*, Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, p. 1475-1485. Reno/Sparks, Nevada.
- Middlemost, E. A. K., 1975. The basalt clan. *Earth Science Review*, 11: 337-364.
- Mogessie, A., Hauzenberger, C.A., Hoinkes, G., Felfernig, A., Stumpfl, E., Bjerg, E. and Kostadinoff, J., 2000. Genesis of platinum group minerals in the Las Águilas mafic-ultramafic rocks, San Luis Province, Argentina: textural, chemical and mineralogical evidence. *Mineralogy and Petrology*, 68: 85-114.
- Morimoto, N., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *The American Mineralogist*, 73: 1123-1133.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38: 757-775.
- 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(5-6): 209-381.
- Pastore, F. y Ruiz Huidobro, O., 1952. Descripción geológica de la Hoja 24g Saladillo. Provincia de San Luis. *Boletín de la Dirección Nacional de Minería*, 78: 1-62. Buenos Aires.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe, R. S. (Ed.): *Andesites*, p. 525-548.
- Pride, C. and Muecke, G. K., 1981. Rare earth element distributions among coexisting granulite facies minerals, Scourian Complex, NW Scotland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76: 463-471.
- Robinson, P., Schumacher, J. and Spear, F., 1982. Formulation of electron probe analysis. In: Veblen, D.R. and Ribbe, P.H. (Eds.): *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, 9B: 6-9.
- Rochette, P., Jenatton, L., Dupuy, C., Boudier, F. and Reuber, I., 1991. Diabase dikes emplacement in the Oman ophiolite: a magnetic fabric study with reference to geochemistry. In: Peters, T.J., Nicolas, A. and Coleman, R.G. (Eds.): *Ophiolite genesis and evolution of the oceanic lithosphere*, p. 55-82. Sultanate of Oman.
- Rollinson, H., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman, 352 p., England.
- Sabalúa, J., 1986. Yacimiento Las Águilas- Mineralización Ni-Cu-Co; Departamento Pringles, Provincia de San Luis, Rca. Argentina. *Dirección General de Fabricaciones Militares, Informe Final*, 32 p. (Inédito).
- Saunders, A. and Tarney, J., 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 555-572.
- Sims, J.P. y Skirrow, R. G., 1997. Report on 1:100.000 scale geological and metallogenic maps sheet 3366-21, Province of San Luis. *Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano*, 57 p. Buenos Aires.
- Sims, J.P., Stuart-Smith, P., Lyons, P. y Skirrow, R. G., 1997. Informe geológico y metalogénico de las Sierras de San Luis y Comechingones, Provincias de San Luis y Córdoba. *Mapeo geocientífico de las Sierras Pampeanas. Proyecto de Cooperación Argentino-Australiano, Servicio Geológico Minero Argentino*, 148 p. Buenos Aires.
- Van der Plas, L. and Tobi, A.C., 1965. A chart for judging the reliability of point counting results. *American Journal of Science*, 263: 87-90.
- von Gosen, W. and Prozzi, C., 1998. Structural evolution of the Sierra de San Luis (Eastern Sierras Pampeanas, Argentina): implications for the Proto-Andean margin of Gondwana. In: Pankhurst, R. J. and Rapela, C. (Eds.): *The Proto-Andean Margin of Gondwana*. Geological Society, London, *Special Publications*, 142, p. 235-258.
- Weaver, B. and Tarney, J., 1981. Chemical changes during dyke metamorphism in high-grade basement terrains. *Nature*, 289: 47-49.
- Weaver, B., Tarney, J., Windley, B. and Leake, B., 1982. Geochemistry and petrogenesis of Archaean metavolcanic amphibolites from Fiskenaeset, S.W. Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46: 2203-2215.
- Wilson, M., 1989. *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman Ltd., 465 p., London.

Recibido: 5 de julio, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico Medio a Superior) en el área Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz

Horacio ECHEVESTE^{1,2}, Raúl FERNÁNDEZ^{1,2}, Giuliano BELLINI³, Mario TESSONE¹, Eduardo LLAMBÍAS^{1,5}, Isidoro SCHALAMUK^{1,5}, Enzo PICCIRILLO⁶ y Angelo DE MIN⁶

¹ Instituto de Recursos Minerales, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP, calle 47 N°522, 1900 La Plata.

² Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires

³ Dipartimento di Mineralogia e Petrologia, Università di Padova, Italia

⁴ Centro de Investigaciones Geológicas, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, UNLP

⁵ Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

⁶ Dipartimento di Petrologia, Università di Trieste, Italia

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

RESUMEN. En la zona de estancia El Fénix-Cerro Huemul, porción centro-occidental del Macizo del Deseado, se ha reconocido una secuencia de unos 1.300 m de espesor aflorante, de rocas volcánicas y volcanoclasticas de composición andesítica a riolítica de edad jurásica. Las rocas de composición andesítica han sido asignadas a la Formación Bajo Pobre y se encuentran intercaladas en los sectores inferiores del perfil, que mayoritariamente está integrado por tobas de caída e ignimbritas de la Formación Chon Aike. Los cuerpos andesíticos corresponden a coladas de lava, brechas y diques que cortan a las rocas ácidas. La zona considerada constituía un centro efusivo que formó un relieve positivo al momento de la depositación de las ignimbritas que integran la parte alta del perfil. La simultaneidad entre el evento volcánico intermedio y el ácido, más la similitud geoquímica entre los productos generados, llevan a proponer la inclusión de la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura.

Palabras clave: Volcanismo, Formación Chon Aike, Formación Bajo Pobre, Jurásico, Macizo del Deseado

ABSTRACT. Relationships between the Bajo Pobre and Chon Aike formations (Middle to Upper Jurassic) in the area of Estancia el Fenix-Cerro Huemul, central-west zone of the Deseado Massif, Santa Cruz Province. A 1,300 m thick sequence of andesitic to rhyolitic Jurassic volcanic and volcanoclastic rocks crops out in the Estancia El Fénix-Cerro Huemul area of central western Deseado Massif. The andesitic rocks have been assigned to the Bajo Pobre Formation and, in the lower part of the sequence, are intercalated with ignimbrites and ash fall tuffs of the Chon Aike Formation of the Bahía Laura Group. Andesitic bodies represent lava flows, breccias, and dykes that cut the acid rocks. This zone is considered to have been a Jurassic effusive center that formed a high in the landscape at the time the ignimbrites at the top of the sequence were erupting. The simultaneity of the acid and the intermediate volcanic processes as well as the geochemical similarity of the products support the proposal to include the Bajo Pobre Formation within the Bahía Laura Group.

Key words: Volcanism, Chon Aike Formation, Bajo Pobre Formation, Jurassic, Deseado Massif

Introducción

El *plateau* riolítico jurásico del Macizo del Deseado, que aflora en una extensión cercana a 30.000 km², en los últimos años ha adquirido una gran trascendencia por su relación con yacimientos de metales preciosos y numerosas alteraciones hidrotermales que motivaron importantes esfuerzos en tareas de exploración por parte de empresas privadas y organismos estatales.

Esta contribución forma parte de un programa de investigación de mayor amplitud que pretende determinar la relación entre los procesos volcánicos jurásicos y las mineralizaciones epitermales en la porción central del Macizo del Deseado (MD). Con este

fin se practicaron, y aún se llevan a cabo, relevamientos geológicos a la escala de las fotografías aéreas (aproximadamente 1:60.000) con utilización del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) y con análisis y apoyo de imágenes satelitales LANDSAT TM. Dichos trabajos de mapeo estuvieron acompañados de muestreos de rocas y análisis geoquímicos con el objeto de la caracterización litológica y estudios petrológico-geoquímicos y geocronológicos.

Uno de los rasgos geológicos remarcables del *plateau* riolítico es que en los niveles inferiores son comunes las rocas de composición andesítica, agrupadas en sentido amplio dentro de la denominación de Formación Bajo Pobre.

En este trabajo se presentan las características de

campo, aspectos petrográficos y algunos datos geoquímicos de un conjunto de unidades volcánicas jurásicas identificadas en la zona Estancia El Fénix-Cerro Huemul, entre los $47^{\circ} 53'$ a $47^{\circ} 59'$ de latitud sur y los $69^{\circ} 50'$ a $70^{\circ} 02'$ de longitud oeste, en el departamento Lago Buenos Aires, provincia de Santa Cruz (Fig. 1) que corresponde a la porción centro-sur de la Hoja Geológica (1:250.000) 4769-III Destacamento La María (Panza *et al.*, en prensa). En esta región se obtuvo importante información acerca de los procesos geológicos de la región central del MD y sobre esa base se plantea una interpretación de las relaciones entre las distintas unidades de roca reconocidas y de los fenómenos volcánicos que les dieron origen.

Antecedentes

La primera descripción geológica de la porción centro-occidental del MD fue realizada por Di Persia

a partir de sus tareas de carteo a escala 1:100.000 al sur del río Deseado. En uno de estos trabajos (Di Persia 1958) se menciona la presencia de terrenos supuestamente precámbricos en el área de las estancias La Josefina-La Modesta e informa sobre afloramientos que vincula provisoriamente al Triásico en la zona del cerro Huemul, ubicados por debajo de la denominada Serie Porfírica (actualmente formalizada en el Grupo Bahía Laura). Posteriormente Pezzi (1970), ejecuta un levantamiento detallado de esta última zona y reinterpreta los asomos que Di Persia considerara como triásicos y los asigna, sobre la base de las formas florísticas recolectadas, al intervalo Jurásico-Cretácico. Asimismo propone diferenciar como Formación El Fénix al conjunto piroclástico con intercalaciones de areniscas y pelitas que «...formarían el núcleo de un anticlinal desventrado que se expone en la parte norte de la estancia El Fénix» (cerro Huemul). Este autor reconoce, por otra parte, un conjunto de cuerpos volcánicos y subvolcánicos que intruyen a la Formación El Fénix y los clasifica como basaltos y diabasas, asignándolos por sus relaciones

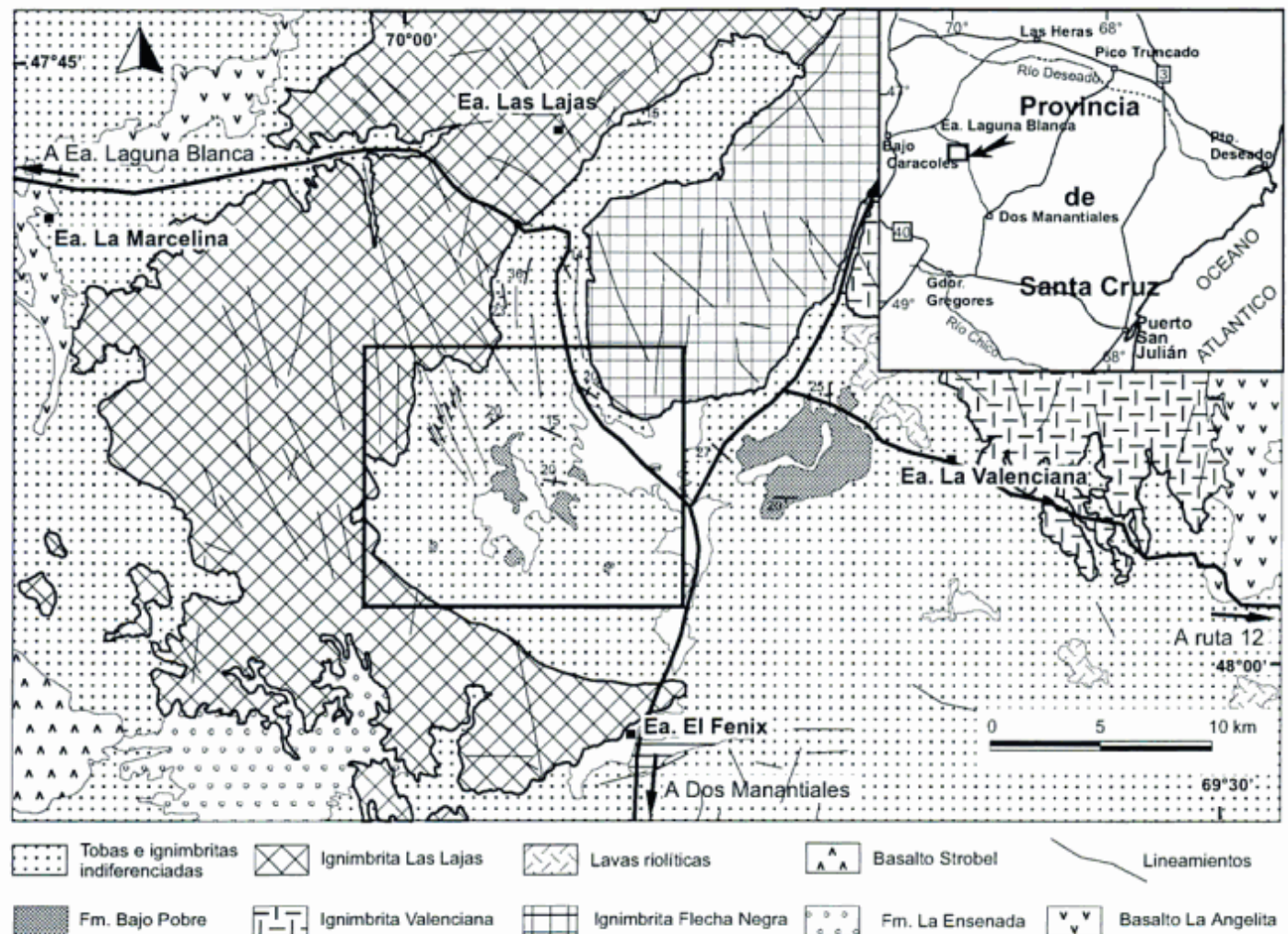


Figura 1: Mapa de ubicación. El recuadro indica el área relevada (modificado de Echeveste *et al.* 1999).

intrusivas como post-doggerianos. Más tarde De Giusto *et al.* (1980) optan por incluir a las tobas de la Formación El Fénix en la Formación La Matilde.

Recientemente, Echeveste *et al.* (1999) describieron las unidades ignimbríticas tardías que representarían la última actividad del vulcanismo explosivo jurásico para la región e incluyeron a las rocas básicas de Pezzi (1970) en la Formación Bajo Pobre.

Por último, Panza *et al.* (en prensa), en la descripción de la Hoja Geológica 4769-III Destacamento La Marfa, consideran a las rocas piroclásticas de la región de Estancia El Fénix como pertenecientes, en su mayor parte, a la Formación Chon Aike y algunos afloramientos a la Formación La Matilde; asimismo asignan a la Formación Bajo Pobre a la mayoría de los afloramientos de aspecto basáltico y el asomo más septentrional, al Basalto Cerro del Doce, de edad eocena.

Marco geológico regional

La porción occidental del MD se caracteriza por un fuerte predominio de rocas volcánicas y piroclásticas de la Formación Chon Aike de edad jurásica media a tardía, representada principalmente por ignimbríticas y en menor proporción por rocas lávicas riolíticas y tobas de caída. La Formación Chon Aike se apoya, en la zona de las estancias La Josefina – La Modesta, al este del área presentada en este trabajo, sobre esquistos de la Formación La Modesta (Di Persia 1962) que este autor asigna al Precámbrico. Echeveste *et al.* (1999) señalaron para esta zona, asomos aislados de andesitas, dacitas y brechas volcánicas que correlacionaron con la Formación Bajo Pobre. Al sudoeste del área de El Fénix, sobre la Formación Chon Aike se apoyan gravas continentales correspondientes a la Formación La Enseñada (Ramos 1978) de edad miocena tardía, que están parcialmente cubiertas por el Basalto Strobel (Ramos 1978). En una posición topográfica más baja y con un gran desarrollo areal se encuentran los basaltos olivínicos del Plio-Pleistoceno (Basalto La Angelita de Panza 1982). Por último las zonas de bajos y quebradas están cubiertas por sedimentos modernos (Fig. 1).

Geología local

Los trabajos de mapeo geológico efectuados en el área de la estancia El Fénix, y los estudios petrográficos y geoquímicos, permitieron reconocer distintos cuerpos volcánicos de naturaleza andesítica, en gran parte carteados por Pezzi (1970) como basaltos y diabasas, y un conjunto de litologías volcánicas, principalmente de composición ácida, que

en su mitad inferior se interdigitan con las rocas andesíticas (Fig. 2). El espesor de esta secuencia fue estimado en el orden de los 1.300 m, en concordancia con lo señalado por Pezzi (1970).

A los efectos descriptivos y conforme a los más recientes mapeos regionales y los formalismos litoestratigráficos aceptados para el Macizo del Deseado, el conjunto de rocas andesíticas ha sido incluido dentro de la Formación Bajo Pobre, mientras que las rocas volcánicas de naturaleza ácida se asignan a la Formación Chon Aike, ambas representantes del vulcanismo del Jurásico Medio a Superior.

Formación Bajo Pobre

Se incluyen en esta formación asomos de rocas de color gris verdoso a negro, en general porfíricas, que afloran en forma discontinua en la zona central del área mapeada. Si bien en la mayoría de los casos los contactos con las rocas circundantes están cubiertos, se han podido identificar coladas lávicas y aglomerados volcánicos, diques y con dudas, pequeños filones capa.

Las coladas de lavas andesíticas, de entre 5 y 30 m de espesor, tienen rumbo predominante N 70° O con inclinaciones entre 5° y 15° al NE; en ocasiones se ven claramente interestratificadas con las Tobas de Caída El Fénix (Fig. 2, puntos a y b; Fig. 3 a). El afloramiento del punto c (Fig. 2), está formado por varias coladas de 2 a 3 m de espesor que inclinan al NE. Algunos de los cuerpos concordantes con las tobas, parecen tener bordes de enfriamiento y se interpretan como filones capa intruidos a muy baja profundidad; sus características mineralógicas y petrográficas son similares a las de las lavas mencionadas.

Los diques, de hasta 5 m de potencia (Fig. 3 b), presentan una clara zonación, el núcleo con matriz microcristalina y los bordes, de 50 a 60 cm, más resistentes, de matriz más fina; en ocasiones muestran una marcada fluidalidad que se manifiesta como láminas subparalelas dispuestas verticalmente, indicando una zona de alimentación de las lavas que lo cubren (Fig. 2, punto c; Fig. 3 c). En otros afloramientos, que ocupan zonas deprimidas y donde no se observan las relaciones con las rocas adyacentes, no es posible reconocer las formas de los cuerpos. No obstante uno de ellos (Fig. 2, punto d) lleva numerosos enclaves subsféricos, de entre 10 y 80 cm de diámetro, de un granitoide de textura granofírica (Fig. 3 d) de la cual no se conocen afloramientos en la región. Este cuerpo es interpretado como el relleno de un conducto de alimentación con fragmentos provenientes de zonas profundas.

Afloramientos de aglomerados volcánicos fueron identificados en dos sectores (Fig. 2, puntos e y f)

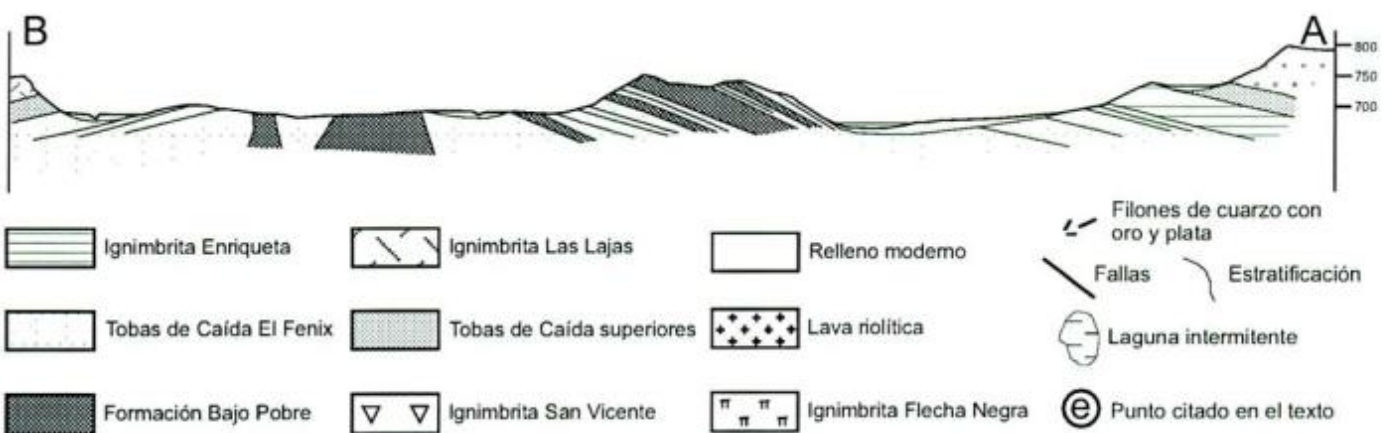
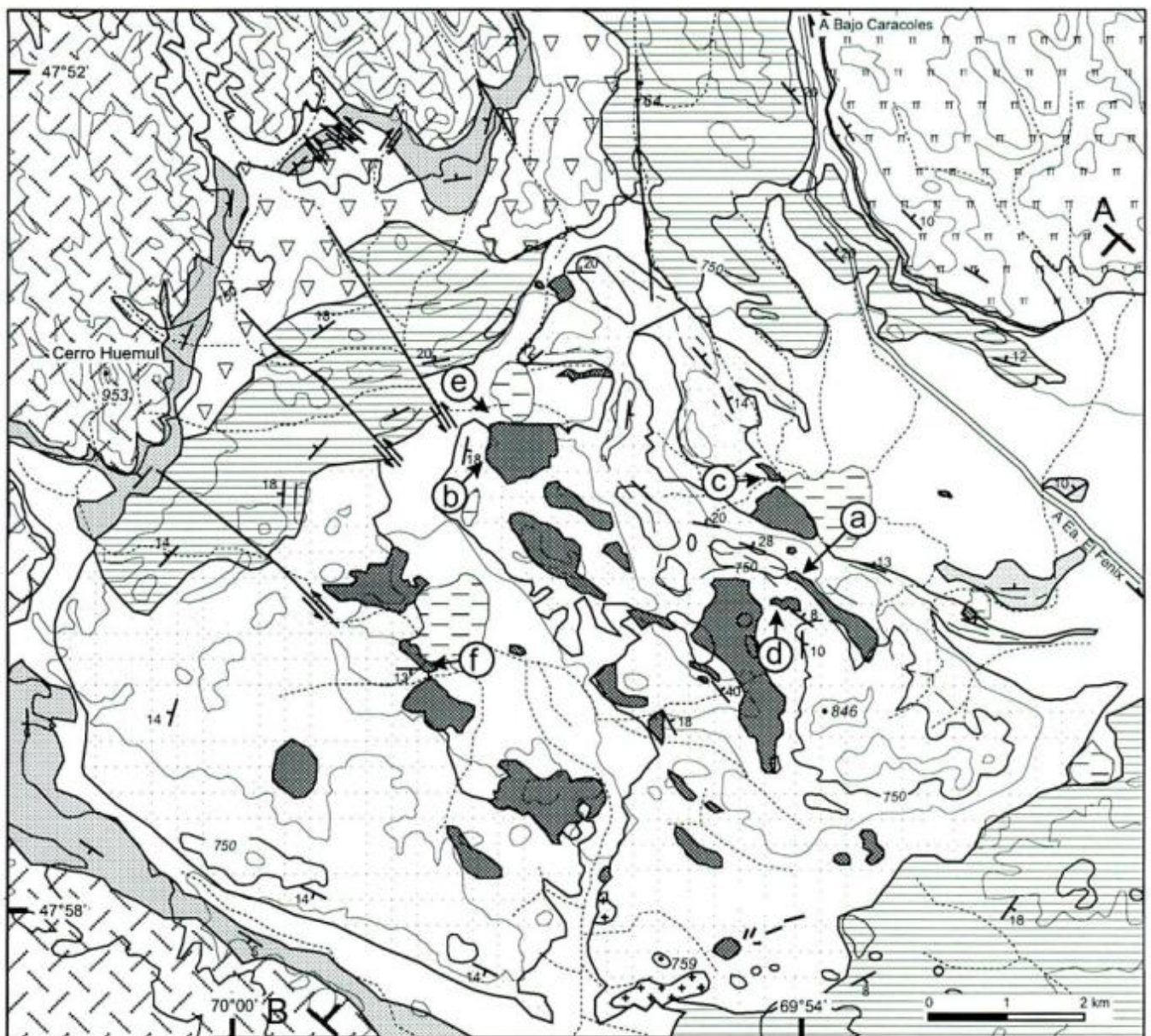


Figura 2: Mapa geológico del área Ea. El Fénix – Cerro Huemul. Curvas de nivel tomadas de la Carta Topográfica 4769-32, Flecha Negra, escala 1:100.000. Equidistancia 50 metros.

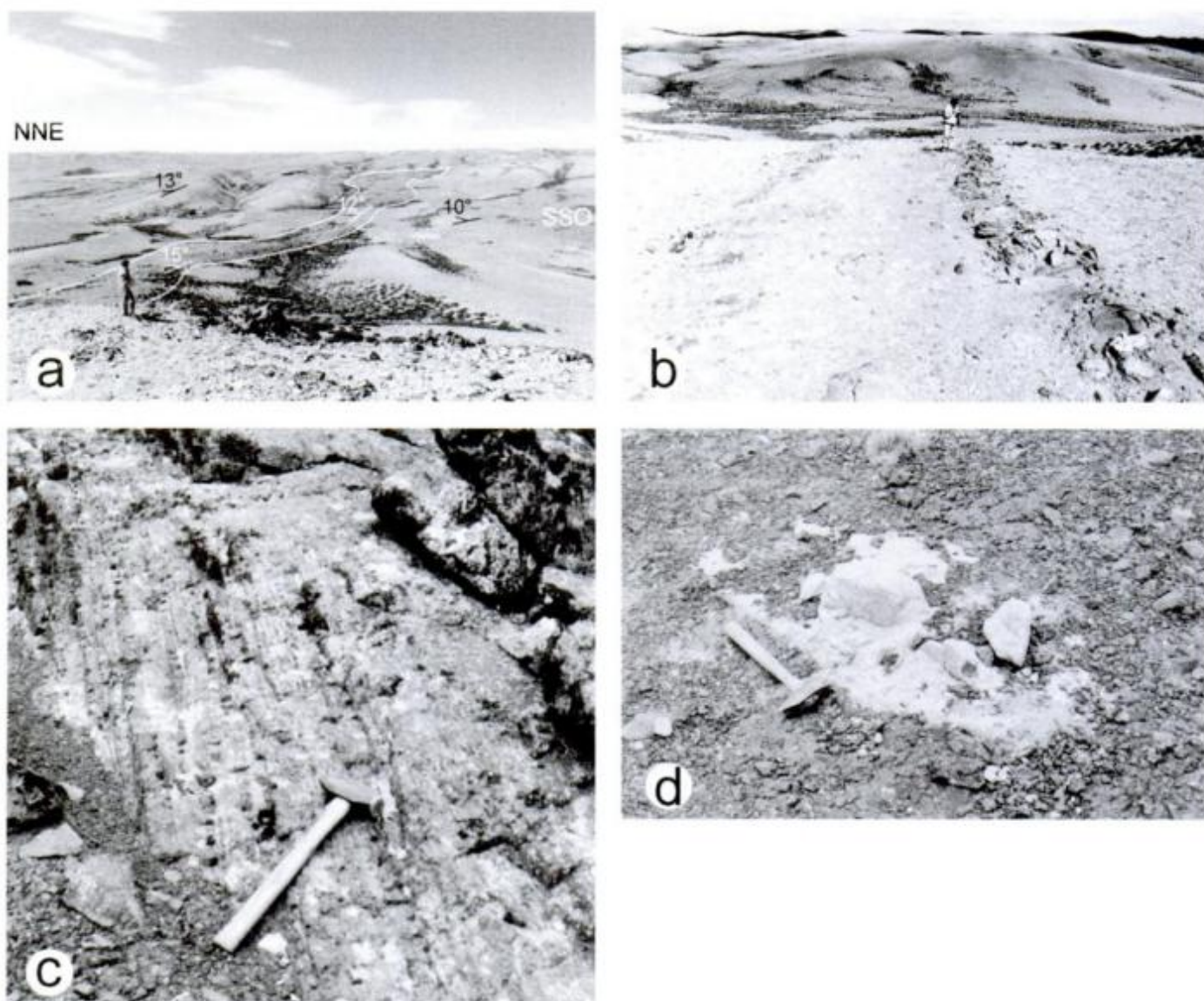


Figura 3: Distintas yacencias y características de andesitas de la Formación Bajo Pobre. **a,** Colada de lava andesítica (remarcada en blanco) intercalada en las Tobas de Caída El Fénix. La inclinación de las capas es de 8 a 15° al NNE. **b,** Dique andesítico cortando tobas de caída; pueden notarse los bordes de grano fino más resistentes a la erosión. **c,** Dique de andesita con estructuras de flujo verticales. **d,** Enclave de granitoide de textura granofírica en andesita.

en los que no se observa su relación con la roca de caja. Están constituidos por bloques subangulosos de entre 5 y 50 cm de diámetro de rocas andesíticas, en una matriz formada por un agregado de la misma roca volcánica de grano fino y sílice, posiblemente posterior (Fig. 4 a).

Las rocas descritas presentan textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y en ocasiones de anfíbol y/o piroxeno. La plagioclasa (andesina) es el mineral más abundante, en individuos tabulares euhedrales de hasta 10 mm; en general están zonados, frecuentemente con una delgada zona externa límpida, libre de alteración. Los minerales máficos son clinopiroxeno (augita?) y/o anfíbol, que suelen alcanzar los 7 mm de largo. La matriz es en general microcristalina, con abundantes cristales de plagioclasa, minera-

les opacos y vidrio intersticial. Como minerales ocasionales se observan cuarzo y feldespato alcalino. En general están afectadas por una incipiente a fuerte alteración con desarrollo secundario de calcita, clorita y epidoto.

Los análisis químicos de 7 muestras de estas rocas arrojaron valores de SiO₂ y álcalis que, de acuerdo al diagrama clasificatorio TAS, las ubican en el campo de las andesitas (Fig. 5). Si bien la Formación Bajo Pobre tradicionalmente fue considerada como basáltica y andesítica, químicamente corresponden mayoritariamente a andesitas. Los datos químicos obtenidos para la zona de El Fénix concuerdan con los de muestras provenientes de afloramientos de la Formación Bajo Pobre de distintas zonas del MD (trabajo en preparación por los autores); de un

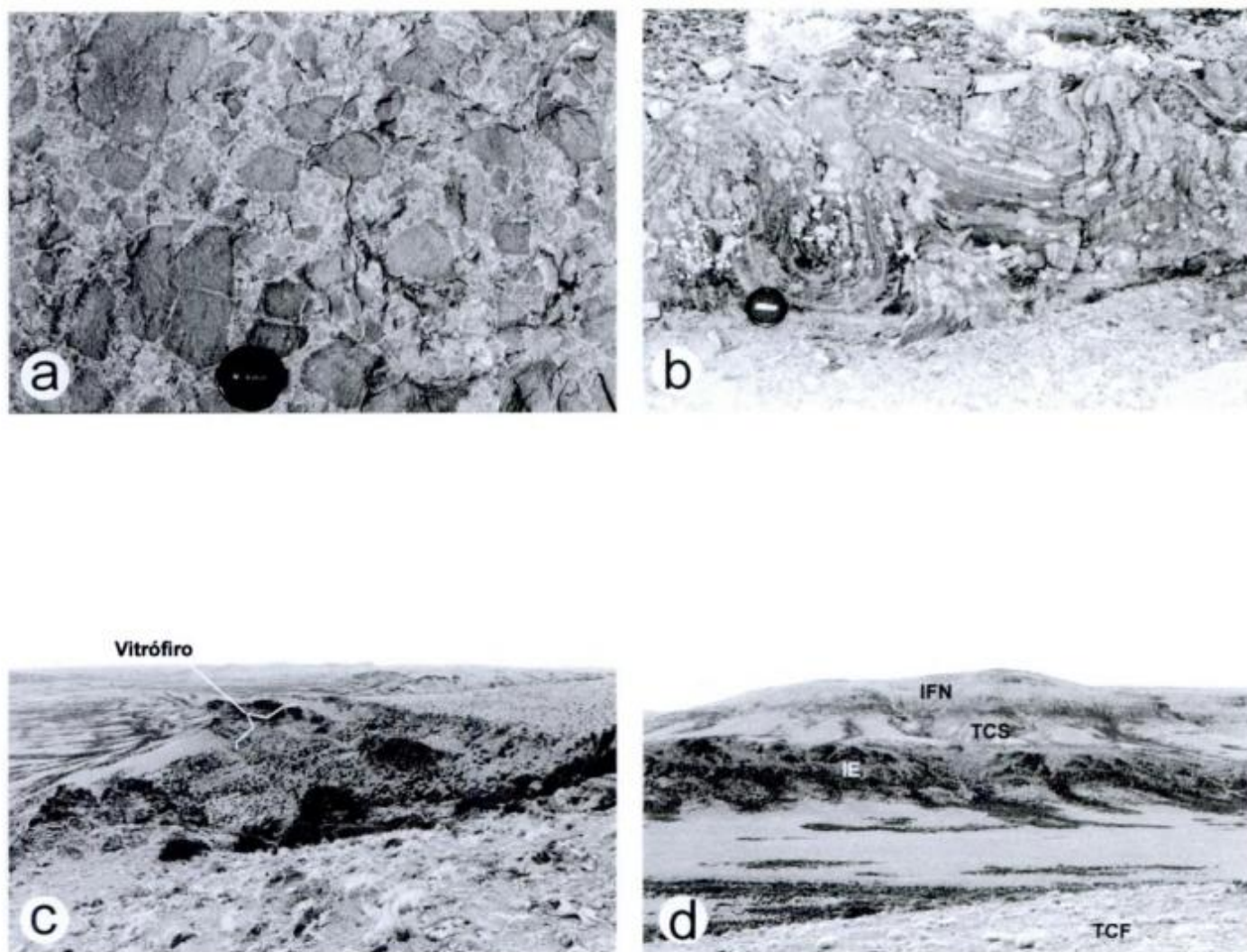


Figura 4: a, Aglomerado volcánico de la Formación Bajo Pobre. b, Tufitas y limolitas plegadas por deslizamiento en estado plástico. c, Manto vitrófirico en la base de la Ignimbrita Flecha Negra. d, Secuencia de tobas de caída e ignimbritas. En primer plano Tobas de Caída El Fénix (TCF), en segundo plano Ignimbrita Enriqueta (IE), separada de la Ignimbrita Flecha Negra (IFN) por el nivel de Tobas de Caída Superiores (TCS).

total de 35 muestras recolectadas, solamente una cae en el campo de las basandesitas y siete en el de las dacitas del diagrama clasificatorio TAS.

Formación Chon Aike

La Formación Chon Aike está representada en el área relevada por un potente paquete de tobas de caída e ignimbritas que se ubican en forma periclinal rodeando la zona topográficamente deprimida que constituye la parte central del área mapeada (Fig. 2).

Se han diferenciado 6 unidades litológicas dentro de esta formación, que de abajo hacia arriba se denominan: Tobas de Caída El Fénix, que coincide en parte con la porción inferior de la Formación El Fénix de Pezzi (1970), Ignimbrita Enriqueta, Ignimbrita

San Vicente, Tobas de Caída Superiores, Ignimbrita Las Lajas, Ignimbrita Flecha Negra y un pequeño asomo de lava (de posición incierta en esta secuencia). Las dos últimas ignimbritas fueron descritas por Echeveste *et al.* (1999).

Tobas de Caída El Fénix: Son las más abundantes de la secuencia, se sitúan en la parte inferior y no se observa su base. En ellas se alojan las rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre, descritas precedentemente. Esta unidad está constituida por un conjunto de tobas de caída, con intercalaciones de escasos niveles de tufitas, areniscas, pelitas y, tal vez, ignimbritas poco soldadas.

Las tobas, de color amarillo verdoso a gris blanquecino, forman bancos bien definidos de algunos metros de espesor, en general, sin laminación o estratificación interna marcada. Se disponen con inclinaciones

variadas hacia las partes externas, mientras en la porción central tendría importante participación la Formación Bajo Pobre (Fig. 2). En el campo se identificaron tobas de grano fino ricas en cenizas, tobas con importante participación de lapillis de algunos mm hasta 1 cm de tamaño y algunas posibles tobas retrabajadas. Entre las de grano fino, al microscopio, se determinaron desde tobas de cenizas hasta tobas con notable participación de cristales. En los niveles más bajos de la secuencia se observaron algunas intercalaciones, entre las tobas, de bancos de areniscas con cemento carbonático y escasos niveles pelíticos, de color gris, finamente laminados y muy silicificados. Uno de estos bancos pelíticos, de unos 40 cm de espesor, se presenta fuertemente plegado, posiblemente producido por deslizamiento cuando el material estaba húmedo y en estado plástico (Fig. 4 b).

Los niveles más altos de estas tobas de caída son portadores de abundantes restos de troncos fósiles silicificados y otros restos vegetales.

Ignimbritas: En general, por su fuerte soldamiento, corresponden a ignimbritas de alto grado en el sentido de Walker (1983). Tienen una alta homogeneidad textural, tanto vertical como lateral; sus colores varían de rosado claro a castaño rojizo. Las Ignimbritas Las Lajas y Flecha Negra, que constituyen la parte superior de esta secuencia, llevan en su base mantos de vitrófiros de entre 5 y 20 m de potencia, de color gris oscuro a negro (Fig. 4 c). Los espesores de estas unidades son variables, pueden alcanzar los 200 m como en el caso de Ignimbrita Las Lajas frente al cerro Huemul. Están compuestas por cristaloclastos de cuarzo, sanidina, biotita y plagioclasa, con

anfíbol en los términos más básicos; como minerales accesorios se identificaron allanita, circón y opacos. La participación de cristales y su tamaño es variable e inversamente proporcional al contenido de sílice; la más cristaloclastica es la Ignimbrita Enriqueta con un 40 % en volumen y tamaño de hasta 4 mm de diámetro, mientras que la Ignimbrita Flecha Negra presenta entre un 10 a 15% de cristaloclastos con tamaños máximos de 2 milímetros. En ocasiones, la plagioclasa puede estar algo alterada a calcita, en parches, y en menor medida a clorita y epidoto. En todos los casos la matriz es vitroclástica con variado grado de deformación; en los mantos de vitrófiro se observan evidencias de fluidalidad, como cristaloclastos rotados con sombras de presión asimétrica o microplegamiento de la matriz. En general tienen una zonación normal ya que el contenido de *fiammes* aumenta en tamaño, de 2 a más de 10 cm de diámetro, y cantidad, hacia los niveles superiores. En la Ignimbrita San Vicente, frecuentemente los *fiammes* han desaparecido y las cavidades se presentan rellenas de calcita, en individuos tabulares en dos variedades, negra y translúcida, espática. La proporción de litoclastos es muy baja y su presencia está limitada a las porciones basales de los mantos.

Químicamente las ignimbritas se ubican mayoritariamente en el campo de las riolitas del diagrama TAS (Fig. 5) aunque la Ignimbrita Enriqueta, tiene una composición que llega hasta dacita.

Tobas de Caída Superiores: Se ubican por encima de las Ignimbritas Enriqueta y San Vicente y subyacen a las Ignimbritas Las Lajas y Flecha Negra. Por debajo de la Ignimbrita Las Lajas forman bancos bien definidos, de colores gris claro a amarillento,

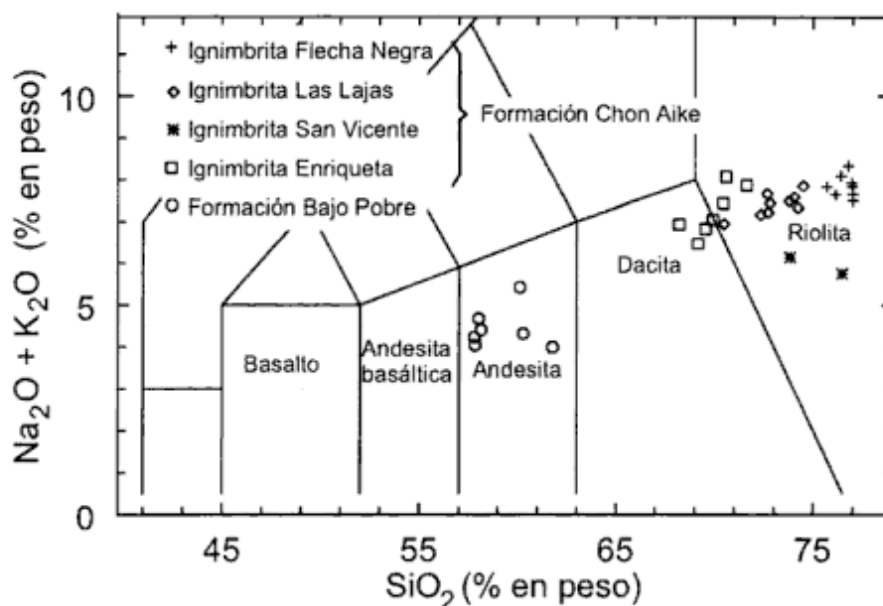


Figura 5: Diagrama clasificatorio TAS. Los análisis fueron realizados en el Departamento de Petrología de la Universidad de Trieste (Italia) por FRX sobre roca total.

que en ocasiones se presentan totalmente reemplazados por sílice por lo que sobresalen del relieve. Registran entre 15 a 20 m de espesor. El nivel de tobas de caída que se dispone debajo de la unidad Flecha Negra tiene un espesor similar, aunque es más friable que la anterior, por lo que constituye afloramientos poco marcados (Fig. 4 d).

Lava riolítica: Asoma en un afloramiento de escaso desarrollo areal al sudeste de la zona de trabajo. Posee una marcada fluidalidad, en bandas onduladas gruesas, que frecuentemente queda enmascarada por la intensa silicificación que reemplaza totalmente a la roca. En las proximidades de este asomo de lava se emplaza un sistema de vetas de cuarzo de entre 0,5 y 5 m de espesor y rumbos N 15° O y N 40° E, subverticales.

Discusión

La asignación de nombres formacionales al conjunto de rocas volcánicas, volcanoclásticas y, en menor proporción, sedimentarias del área Estancia El Fénix no resulta sencilla, a la luz de los trabajos previos realizados en esta región. La Formación El Fénix propuesta informalmente por Pezzi (1970) y que correlaciona con la Formación La Matilde, es luego dejada de lado por De Giusto *et al.* (1980), que utilizan solamente el nombre de Formación La Matilde para esta secuencia. Recientemente en el relevamiento geológico regional de la Hoja 4769-III Destacamento La María, Panza *et al.* (en prensa), designan a estas unidades litológicas como Formación Chon Aike, con pequeños sectores correspondientes a la Formación La Matilde. Los autores del presente trabajo proponen, para el área estudiada, agrupar a las rocas volcanoclásticas con menor participación de sedimentitas, dentro de la Formación Chon Aike. Dentro de esta formación se han discriminado distintas unidades sobre la base de la litología dominante.

En opinión de los autores, la secuencia mencionada representa un proceso continuo de acumulación de rocas producidas por fenómenos efusivos y volcánicos explosivos correspondientes al Jurásico Medio a Superior.

Una discusión específica merecen las volcanitas andesíticas que han sido asignadas a la Formación Bajo Pobre, ya que son motivo de una reubicación propuesta en este trabajo. Los basaltos y aglomerados volcánicos básicos del techo de la Formación Roca Blanca (Jurásico Inferior a Medio) fueron mapeados por Di Persia (1957) y De Giusto (1958) con distintas denominaciones y luego incluidos en el Liásico medio a superior según los estudios del material florístico realizado por Herbst (1965) en la parte inferior de la secuencia. Posteriormente Turic (1969) y

Pezzi (1970) utilizaron la denominación Formación Bajo Pobre para estas rocas básicas, y el último autor la divide en tres miembros, la considera concordante con la Formación Roca Blanca y sugiere diferenciarla como unidad independiente de ésta. Lesta y Ferello (1972), formalmente desvinculan a la Formación Bajo Pobre de la llamada Serie de Roca Blanca en función de su diferencia en la naturaleza del magma de origen, y la incluyen dentro del Grupo Bahía Laura, del Dogger. De Giusto *et al.* (1980) señalan que una discordancia angular separa a la Formación Bajo Pobre del Grupo Bahía Laura, la retiran de éste, y la limitan al periodo Aaleniano – Bayociano, en función de las edades de las unidades infra y suprayacentes. Panza (1982, 1984) concuerda con esta postura y reconoce a la Formación Bajo Pobre como una unidad independiente del Grupo Bahía Laura.

De acuerdo a lo señalado para el área El Fénix, las andesitas de la Formación Bajo Pobre se derraman o emplazan conjuntamente con las tobas de la Formación Chon Aike, producto de un vulcanismo de composición intermedia que tuvo lugar en etapas tempranas de los procesos que generaron la Formación Chon Aike.

Esto es coincidente con lo señalado por Echeveste *et al.* (1998) quienes plantean, para el área de La Josefina, una vinculación genética entre los cuerpos andesíticos-dacíticos que incluyeron en la Formación Bajo Pobre, y las rocas piroclásticas y lavas de composición riolítica de la Formación Chon Aike. También Pankhurst *et al.* (1998) sugirieron una asociación posiblemente cogenética entre las rocas volcánicas e hipabisales de Chon Aike con las rocas máficas e intermedias de la Formación Bajo Pobre.

Alric *et al.* (1996) presentaron la primera edad absoluta ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) de rocas procedentes de la Formación Bajo Pobre, obteniendo $152,7 \pm 1,2$ Ma (roca total) y $154,7 \pm 0,7$ Ma (plagioclasa), correspondientes a una edad menor que la asignada por De Giusto *et al.* (1980). Por otra parte, para el área de La Manchuria (a unos 40 km al sur del área de El Fénix), Tessone *et al.* (1999) obtuvieron una isocrona Rb/Sr de 173 ± 8 Ma. Féraud *et al.* (1999) dataron, por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, una serie de muestras de rocas volcánicas de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike de distintos sectores del MD, determinando para la primera, edades entre $152,7 \pm 1,2$ y $164,1 \pm 0,3$ Ma, siendo las más antiguas las de la zona oriental.

A la luz de estos nuevos datos geocronológicos, es evidente que existe prácticamente un traslapamiento de edades de las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike, ya que para esta última formación Fernández *et al.* (1999), en el área de la estancia La Josefina situada a unos 35 km al este de la zona de la estancia El Fénix, obtuvieron una edad de 150 ± 4 Ma (isocrona Rb/Sr sobre roca total) para las lavas riolíticas. Asimismo, las edades previas obte-

nidas (Cazeneuve 1965; Baker *et al.* 1981; Spalletti *et al.* 1982; de Barrio 1993; Pankhurst *et al.* 1993; Alric *et al.* 1996; Arribas *et al.* 1996; Féraud *et al.* 1999), si bien con distintos métodos, ubican a la Formación Chon Aike en un lapso temporal entre los 151 y los 178 Ma.

El proceso volcánico

Las observaciones de campo sugieren para la zona de El Fénix una serie de procesos volcánicos y volcanoclásticos cuya interpretación se sintetiza gráficamente en la figura 6 y se describe a continuación.

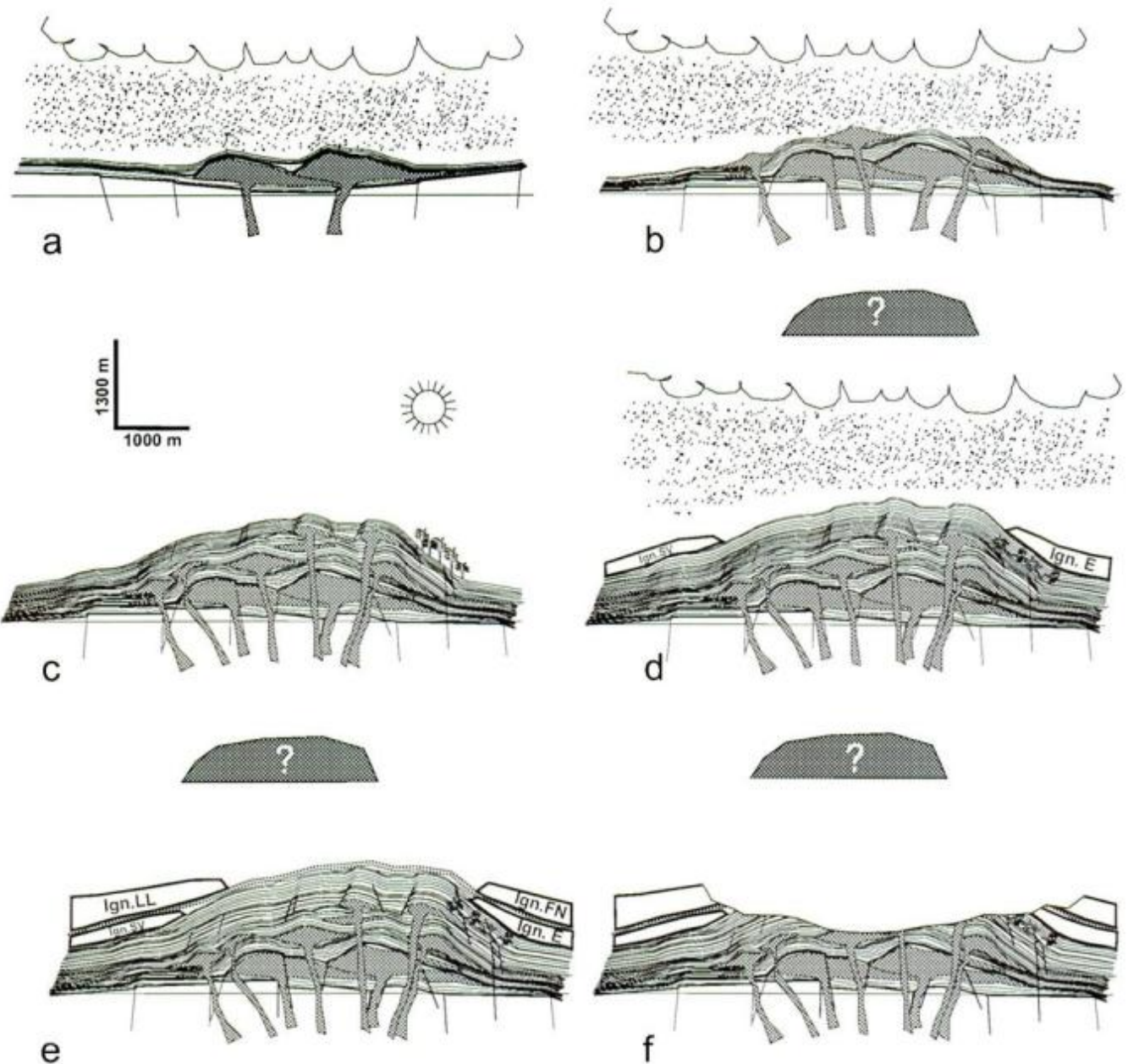


Figura 6: Esquema evolutivo de la región Estancia El Fénix-Cerro Huemul. **a,** La efusión de rocas andesíticas de la Formación Bajo Pobre constituyen coladas de lava que cubren y son cubiertas por las Tobas de Caída El Fenix (Formación Chon Aike), producto de volcanismo explosivo en zonas mas alejadas. **b,** Nuevas efusiones de volcanitas andesíticas cortan a las unidades depositadas previamente y comienza a desarrollarse un relieve positivo. **c,** Condiciones climáticas apropiadas permiten el desarrollo de una importante flora arbórea. **d,** Efusiones ácidas depositan las Ignimbritas La Enriqueta (Ign. E) y San Vicente (Ign. SV) de la Formación Chon Aike, que ocupan áreas deprimidas rodeando la zona topográficamente alta constituida por la secuencia de tobas de caída y andesitas. Un nuevo aporte de tobas de caída (Tobas de Caída Superiores) cubre a las unidades previas. **e,** Por el oeste se deposita la Ignimbrita Las Lajas (Ign. LL) y por el noreste la Ignimbrita Flecha Negra (Ign. FN), últimas manifestaciones de la Formación Chon Aike para la región, que como en el caso de las ignimbritas anteriores tampoco alcanzan a cubrir el alto topográfico. **f,** La menor competencia de la tobas de caída y andesitas son responsables de la inversión de relieve que produce la geomorfología que se observa actualmente.

Es probable que haya existido un centro volcánico, productor de efusiones lávicas de composición andesítica; este centro efusivo se extendía hacia el ENE, fuera del área de la figura 2. No fue posible determinar el sustrato sobre el que se producen estas efusiones, ya que no se observa la base; no obstante es factible considerar que algunas unidades ignimbríticas puedan haberlo constituido, así como porciones del basamento cristalino, dada la presencia de enclaves de granitoides de textura granofílica en un conducto de volcanitas andesíticas.

En las inmediaciones de este centro efusivo tuvo lugar un volcanismo explosivo, cuyos productos más finos y fríos, fueron transportados a modo de nube de cenizas y cayeron formando mantos que se intercalaron con las lavas andesíticas. El ascenso de magma andesítico en el subsuelo produjo una lenta elevación del área y subsecuentes flujos lávicos se derramaron a la vez que los cubrieron nuevos mantos de tobas de caída, tobas retrabajadas, areniscas y pelitas que rellenaron pequeñas cuencas. En determinados períodos de este proceso, las condiciones climáticas permitieron el desarrollo de una importante flora arbórea. Los diques que atraviesan esos materiales tobáceos, en distintos niveles estratigráficos, constituyen registros de este proceso continuo.

En un relieve regional muy suave, el área tratada en este trabajo conformaba un alto topográfico constituido por la sucesión interestratificada mencionada, cuando flujos piroclásticos emitidos desde otros sectores se detuvieron en las laderas de esta zona elevada y depositaron las ignimbritas que se denominan San Vicente y Enriqueta. Por último, luego de un nuevo período de depositación de tobas de caída, durante un típico volcanismo pliniano (Echeveste *et al.* 1999), otros dos depósitos de flujo piroclástico (Ignimbritas Las Lajas y Flecha Negra) se acomodaron también a las laderas de este alto topográfico (Fig. 6). Pequeñas fracturas de cizalla de tipo sinistral, presentes sobre todo en el NO del área, pueden ser asignadas a los movimientos andinos posteriores. No se descartan pequeños basculamientos producidos por la tectónica distensiva imperante durante y posteriormente al volcanismo jurásico.

Conclusiones

En la zona del Bajo del Fénix-Cerro Huemul, aflora un conjunto de rocas volcánicas intermedias y volcanoclásticas de composición dacítica a riolítica, con algunas intercalaciones de tufitas, de edad jurásica media a tardía (en torno a los 150 Ma según la datación geográficamente más cercana) que representan unos 1.300 m de espesor aflorante. Esta secuencia corresponde a volcanitas de la Formación Bajo Pobre intercaladas en las rocas volcanoclásticas de la

Formación Chon Aike.

En la porción inferior a media de la secuencia, mayoritariamente de tobas de caída, se intercalan niveles lávicos de naturaleza andesítica (al menos 3). La secuencia está atravesada por diques, también andesíticos, que constituyeron las zonas de aporte más profundas. Sobre la base de su petrografía y geoquímica se asignan a la Formación Bajo Pobre, dadas las similitudes con rocas de esta formación en otros sectores del Macizo del Deseado. Estas relaciones de campo permiten postular, para la zona de Ea. El Fénix, la presencia de efusiones andesíticas contemporáneas con las Tobas de Caída El Fénix y la formación de un relieve positivo al momento de la depositación de las Ignimbritas Enriqueta, San Vicente, Las Lajas y Flecha Negra.

La simultaneidad entre el volcanismo de la parte alta de la Formación Bajo Pobre y de la parte baja de la Formación Chon Aike, y la similitud en sus características geoquímicas (Echeveste *et al.* 1998; Pankhurst *et al.* 1998 y un trabajo en preparación por los autores) indican una historia genética común, por lo que proponemos la inclusión de la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura como lo sugirieron inicialmente Lesta y Ferello (1972).

Agradecimientos

El presente trabajo se ha realizado en el marco del Proyecto de Investigación: «Mineralizaciones epitermales asociadas a procesos volcánicos jurásicos de la porción central del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz», financiado por la Agencia Nacional de Promoción Científica y Tecnológica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alric, V., Haller, M.J., Feraud, G., Bertrand, H. y Zubia, M., 1996. Geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del volcanismo jurásico de la Patagonia extraandina. Actas 13º Congreso Geológico Argentino, 5: 243-150. Buenos Aires.
- Arribas, A. Jr, Schalamuk, I.B., De Barrio, R.E. y Fernández, R. R., 1996. Edades radiométricas de mineralizaciones del Macizo del Deseado, prov. de Santa Cruz. Enviado a: Final Meeting IGCP Project 342, Age and Isotopes of South American Ores. Salvador, Bahía (Brasil).
- Baker, P.E., Rea, W.J., Skarmeta, J., Caminos, R., and Rex, D.S., 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonia plateau around latitude 46°S. Philosophical Transaction Royal Society London, A 303: 105-149.
- Cazeneuve, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (provincia de Santa Cruz) por el método Potasio - Argón. Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina, 4 (5): 156-158. Buenos Aires.
- de Barrio, R.E., 1993. El volcanismo ácido Jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. Actas 12º Congreso Geológico Argentino, 4: 189-198. Mendoza.

- De Giusto, J.M., 1958. Informe Geológico zona C° Vanguardia, C° Primero de Abril, Deptos. De Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 18 p. (Inédito).
- De Giusto, J.M., Di Persia, C. y Pezzi, E., 1980. Nesocratón del Deseado. En: Geología Regional Argentina, 2, p. 1389-1430. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Di Persia, C. A., 1957. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 4° campaña. Yacimientos Petrolíferos, 28 p. (inédito).
- Di Persia, C. A., 1958. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 5° campaña. Yacimientos Petrolíferos, 27 p. (inédito).
- Di Persia, C. A., 1962. Acerca del descubrimiento del Precámbrico en la Patagonia Extraandina (provincia de Santa Cruz). Actas 1° Jornadas Geológicas Argentinas, 2: 65-68.
- Echeveste, H., Fernández, R., Bellieni, G., Piccirillo, E. y Blesa, A., 1998. Características Petrográficas y Geoquímicas del Vulcanismo Jurásico en el área La Josefina. Sector Central del Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, 2: 280. Buenos Aires.
- Echeveste, H., Fernández, R., Llambías, E., Tessone, M., Schalamuk, I., Bellieni, G., Piccirillo, E. y De Min, A., 1999. Ignimbritas Tardías de alto grado en la Formación Chon Aike (Jurásico). Macizo del Deseado, Santa Cruz. Argentina. Actas 14° Congreso Geológico Argentino, 2: 182-185. Salta.
- Féraud, G., Alric, V., Fornari, M., Bertrand, H. and Haller, M., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letters, 172: 83-96.
- Fernández, R.R., Echeveste, H.J., Tassinari, C.G. and Schalamuk, I.B., 1999. Rb-Sr age of the La Josefina epithermal mineralization and its relation with host volcanic rocks. Macizo del Deseado, Santa Cruz province. Argentina. Actas 2° South American Symposium on Isotope Geology: 462-465.
- Herbst, R., 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca, provincia de Santa Cruz, Patagonia, con consideraciones geológicas y estratigráficas. Opera Lilloana, 12: 1-102. San Miguel de Tucumán.
- Lesta, P. y Ferello, R., 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 601-653. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Pankhurst, R. J., Sruoga, P. y Rapela, C.W., 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47°30' L.S. Actas 13° Congreso Geológico Argentino, 4: 171-178. Mendoza.
- Pankhurst, R. J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C. and Riley, T.R., 1998. The Chon Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 81: 113-136.
- Panza, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e, «Gobernador Moyano» y 54e, «Cerro Vanguardia», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 197 p. (inédito).
- Panza, J.L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f, «Bajo de La Leona» y 54g, «Bahía Laura», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 197 p. (inédito).
- Panza, J.L., Cobos, J.C. y Zubia, M. Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La Marfa. Servicio Geológico Minero Argentino. En prensa.
- Pezzi, E.E., 1970. Informe geológico preliminar zona Los Pirineos-Cañadón Largo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 49 p. (Inédito).
- Ramos, V.A., 1978. Descripción geológica de la Hoja 55b Meseta de la Muerte, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional (Inédito).
- Spalletti, L., Iníguez Rodríguez, M.A. y Mazzoni, M., 1982. Edades radiométricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 37 (4): 483-485. Buenos Aires.
- Tessone, M., Del Blanco, M., Macambira, M. y Rolando, A., 1999. New radiometric ages of the Chon Aike and Bajo Pobre formations in the central zone of the Deseado Massif, Argentina. Actas 2° Simposio Sudamericano de Geología Isotópica: 132-135.
- Turic, M.A., 1969. Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 55 pp. (Inédito).
- Walker, G.P.L., 1983. Ignimbrite types and ignimbrite problems. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 17: 65-88.

Recibido: 13 de julio, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

Petrología, geoquímica e implicancias tectónicas del volcanismo triásico (Formación Puesto Viejo), Bloque de San Rafael, Mendoza

Laura E. KLEIMAN¹ y Julio A. SALVARREDI²

Unidad de Actividad de Geología, Comisión Nacional de Energía Atómica

¹ Laboratorio 201, Estudios Especiales, Av. del Libertador 8250, 1429 Buenos Aires. E-mail: kleiman@cnea.gov.ar

² Regional Cuyo, Godoy Cruz, 5500 Mendoza. E-mail: cneacuyo@ciudad.com.ar

RESUMEN. El *rift* triásico en el oeste de la Argentina siguió al desarrollo de la provincia magmática Choiyoi (Pérmico superior-Triásico Inferior), relacionada a un régimen de subducción seguido por un colapso extensional. La Formación Puesto Viejo (Triásico) es una secuencia de *syn-rift* con interdigitaciones de basaltos olivínicos levemente alcalinos, andesitas e ignimbritas riolíticas. Los basaltos y andesitas tienen características de intraplaca. Los diseños de los elementos traza pueden ser modelados por procesos de cristalización fraccionada con asimilación (AFC), involucrando un basalto OIB (sugiriendo una fuente enriquecida), y un contaminante de la corteza inferior. Sin embargo, para cantidades razonables de contaminación, el modelo no puede ajustar las deficiencias de Nb-Ta y Th. Las anomalías negativas de Nb-Ta y los enriquecimientos de Ba/Nb indicarían vestigios de componentes de subducción en la fuente del manto, dado el voluminoso magmatismo precedente relacionado a un arco de la provincia Choiyoi, si bien la subducción cesó en el área aproximadamente 15 m.a. antes. Las ignimbritas asociadas son riolitas de alta sílice, con características de intraplaca, se asemejan a granitos tipo A y parecen provenir de fundidos de la corteza con un alto grado de fraccionamiento. Aunque los basaltos, andesitas y riolitas muestran diseños que podrían sugerir un origen común, los procesos AFC que involucran un contaminante de la corteza superior requerirían una tasa de asimilación muy alta ($r=0,8$). De este modo, el modelo más factible para el origen de esta secuencia bimodal parece ser el de un subplacado basáltico en un régimen extensional, esto es, en un sistema de *rift*. Esto, junto con un gradiente geotérmico excepcionalmente alto, debido a la subducción precedente y al período estacionario de Gondwana, proveyeron calor para fundir una corteza joven y caliente. Estos fundidos basálticos cuando se estacionaron en la base de la corteza se fraccionaron y se contaminaron con la corteza inferior, alcanzando ocasionalmente la superficie.

Palabras clave: *Gondwana*, *Volcanismo bimodal*, *Rift triásico*, *Modelos petrogenéticos*, *Mendoza*

ABSTRACT. *Petrology, Geochemistry and Tectonic Implications of Triassic Volcanism (Puesto Viejo Formation), San Rafael Massif, Mendoza.* Triassic rifting in western Argentina followed the subduction-related and extensional collapse of the upper Permian-lower Triassic Choiyoi magmatic Province. The Triassic Puesto Viejo Formation is a *syn-rift* sequence with interbedded mildly alkaline olivine-basalts, andesites and rhyolitic ignimbrites. Both basalts and andesites have within-plate signatures. Trace element abundance patterns could be modelled using AFC processes involving an OIB (suggesting an enriched source), and a lower crust contaminant. However, for reasonable amounts of contamination, the model fails to fit their moderate Nb-Ta and Th depletion. Negative Nb-Ta anomalies and Ba/Nb enrichments would indicate a vestigial subduction-component in the mantle source, represented by the preceding voluminous arc-related magmatism of the Choiyoi province, even though subduction had ceased approximately 15 m.y. before. The associated ignimbrites are high-silica rhyolites, with within-plate signatures that resemble A-type granites, and seem to be crustal melts that underwent extreme fractionation. Although basalts, andesites and rhyolites show patterns that could suggest a common source, AFC processes involving an upper continental crust contaminant would require a very high crustal assimilation rate ($r=0,8$). Hence, the more feasible model for the origin of these bimodal rocks seems to be that of a basaltic underplating in an increasingly extensional regime, i.e. a *rift* setting. This coupled with an exceptionally high geothermal gradient, due to the preceding subduction and the stationary period of Gondwana, provided heat to melt a young and already warm crust. These basaltic melts, when ponded at the base of the crust, underwent fractionation and lower crustal assimilation and occasionally reached the surface.

Key words: *Gondwana*, *Bimodal volcanism*, *Triassic rifting*, *Petrogenetic models*, *Mendoza*

Introducción

El Triásico en el oeste argentino estuvo caracterizado por un período de extensión el cual evolucionó a sistemas de *rift*, como lo testimonian los diferentes depósitos y cuencas que se desarrollaron durante esa época (Uliana *et al.* 1989; Ramos y Kay 1991; Spalletti 1998). En el Bloque de San Rafael durante esta etapa, que

prosiguió al arco magmático pérmico y a la asociación post-orogénica que constituyen el ciclo Choiyoi, se depositó la Formación Puesto Viejo (González Dfáz 1972) en una cuenca de *rift* (Spalletti 1998; Kleiman 1999; Kleiman y Salvarredi 1999). La Formación Puesto Viejo, a la cual se asigna una edad anisiana sobre la base del hallazgo de terápsidos (Bonaparte 1966), está integrada por sedimentos fluviales, depósitos piro-

clásticos de caída, con intercalaciones de ignimbritas y de coladas de basaltos. Las facies sedimentarias fueron objeto de estudio recientemente por Kusiak (1993), Spalletti (1994) y Spalletti *et al.* (1996).

Rocas máficas, intercaladas en los sedimentos triásicos, fueron descritas por Ramos y Kay (1991) en la cuenca cuyana y por Page *et al.* (1997) en la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión. Los primeros son basaltos tholeiíticos a levemente alcalinos que fueron interpretados como pertenecientes a un ambiente de intraplaca (Ramos y Kay 1991; Ramos 1993), mientras que los segundos son basaltos alcalinos (Page *et al.* 1997). A diferencia de lo que se observa en las otras cuencas mencionadas, las volcanitas de la Formación Puesto Viejo tienen una composición contrastante, están integradas por ignimbritas riolíticas y lavas y cuerpos subvolcánicos de composición basáltica y andesítica. El presente trabajo tiene como objetivo la descripción y caracterización petrológica y geoquímica de ese volcanismo. Asimismo, se intentan evaluar diferentes procesos para explicar su origen, su evolución y su marco tectónico.

Marco geológico y edad

El magmatismo gondwánico en el Bloque de San Rafael está representado por el ciclo magmático Choiyoi, de edad pérmica y triásica temprana, que puede dividirse en una sección inferior y en una sección superior (Llambías *et al.* 1993). La primera está directamente vinculada a un régimen de subducción, mientras que la segunda es transicional entre un ambiente de arco y uno de intraplaca (Kleiman 1993, 1999).

Los depósitos de la Formación Puesto Viejo se apoyan en discordancia angular o erosiva sobre las volcanitas pérmicas de las Formaciones Agua de los Burros y Cerro Carrizalito (González Díaz 1972), que corresponden a la sección superior del ciclo Choiyoi (Kleiman 1993). La secuencia comienza con un conglomerado basal con fragmentos de volcanitas pérmicas y de rocas del sustrato pre-pérmico, seguido por sedimentitas (areniscas gruesas, arcilitas y limolitas), en las que se intercalan basaltos, andesitas y dos niveles de ignimbritas riolíticas (Fig. 2).

Un estudio de detalle de los depósitos sedimentarios permite interpretarlos como facies proximales de abanicos aluviales formados en condiciones de aridez (Kusiak 1993), a los que Spalletti (1994) agregó sistemas fluviales meandrosos de baja y alta sinuosidad, en condiciones climáticas húmedas a subhúmedas, con probables eventos de desecación estacional.

Las volcanitas fueron datadas por Valencio *et al.* (1975) por el método K/Ar en roca total, dando edades que varían entre 241 ± 10 y 235 ± 10 Ma para las ignimbritas y 237 ± 10 y 237 ± 4 Ma, para las rocas más básicas. La Formación Puesto Viejo infrayace, en discordancia angular, a la Formación Aisol de edad

miocena y su espesor alcanza los 300 metros. Con la depositación de estas volcanitas finaliza el magmatismo gondwánico en el Bloque de San Rafael.

La cubeta en la que se depositó la Formación Puesto Viejo está limitada por fracturas de orientación NO (Spalletti 1994). Asimismo, el fallamiento pre-terciario que afecta a estas rocas es directo y constituyó bloques inclinados de orientación NO y E-O, con rechazos que alcanzan los 1.000 m en algunas localidades (Kleiman y Salvarredi 1989).

Ramos y Kay (1991) y Ramos (1993) proponen un origen extensional primario para las cuencas triásicas. Por otra parte, Spalletti (1994) siguiendo a Criado Roqué *et al.* (1981), opina que la apertura del depocentro de San Rafael parece haber tenido relación con fenómenos de transcurrencia, en especial a lo largo de las megafacturas de Valle Fértil-Desaguadero y Atuel.

Los principales afloramientos de la Formación Puesto Viejo están ubicados en las proximidades y al sur del río Atuel. Dentro del ámbito de la Hoja 27c, Cerro Diamante (Dessanti 1956), se encuentran en la zona del dique de Valle Grande y en la cuesta de los Terneros. En la Hoja 27d, San Rafael (González Díaz 1972), se extienden desde el Rincón del Atuel hasta las proximidades del cerro Carrizal (Fig. 1).

Descripción de la secuencia volcánica

Ignimbritas

Las ignimbritas de la Formación Puesto Viejo son características porque forman mantos de espesor casi constante (15 a 20 m), que se extienden por varios kilómetros. Presentan disyunción columnar, son de tonos rosados y castaño rojizos, y están intercaladas en los sedimentos.

Estas ignimbritas se distinguen por la escasez de cristales, que rara vez superan el 10% en volumen de la roca, por la virtual ausencia de mafitos, y por el tamaño de los cristaloclastos, que no superan los 2 milímetros. La composición modal es riolítica, los cristaloclastos son de cuarzo, feldespatos euhedrales, en los que predomina la sanidina (con macla de Baveno) sobre la oligoclasa. Son comunes las cripto y micropertitas. En algunas muestras se observan óxidos de Fe y Ti junto con sericita, o calcita, que podrían provenir de la alteración de piroxenos (?). Los minerales accesorios magnetita, circón, y minerales de Fe y Ti son escasos.

Los pómez son también escasos, están recristalizados y se encuentran deformados. No superan los 3 cm de tamaño aunque predomina el tamaño lapilli (hasta 7 mm). Contienen fenocristales subhedrales de sanidina y están desvitrificados a un material felsítico microcristalino o esferulítico, muy ocasionalmente a cuarzo micropoiquilitico, o a ceolitas. En algunas muestras hay

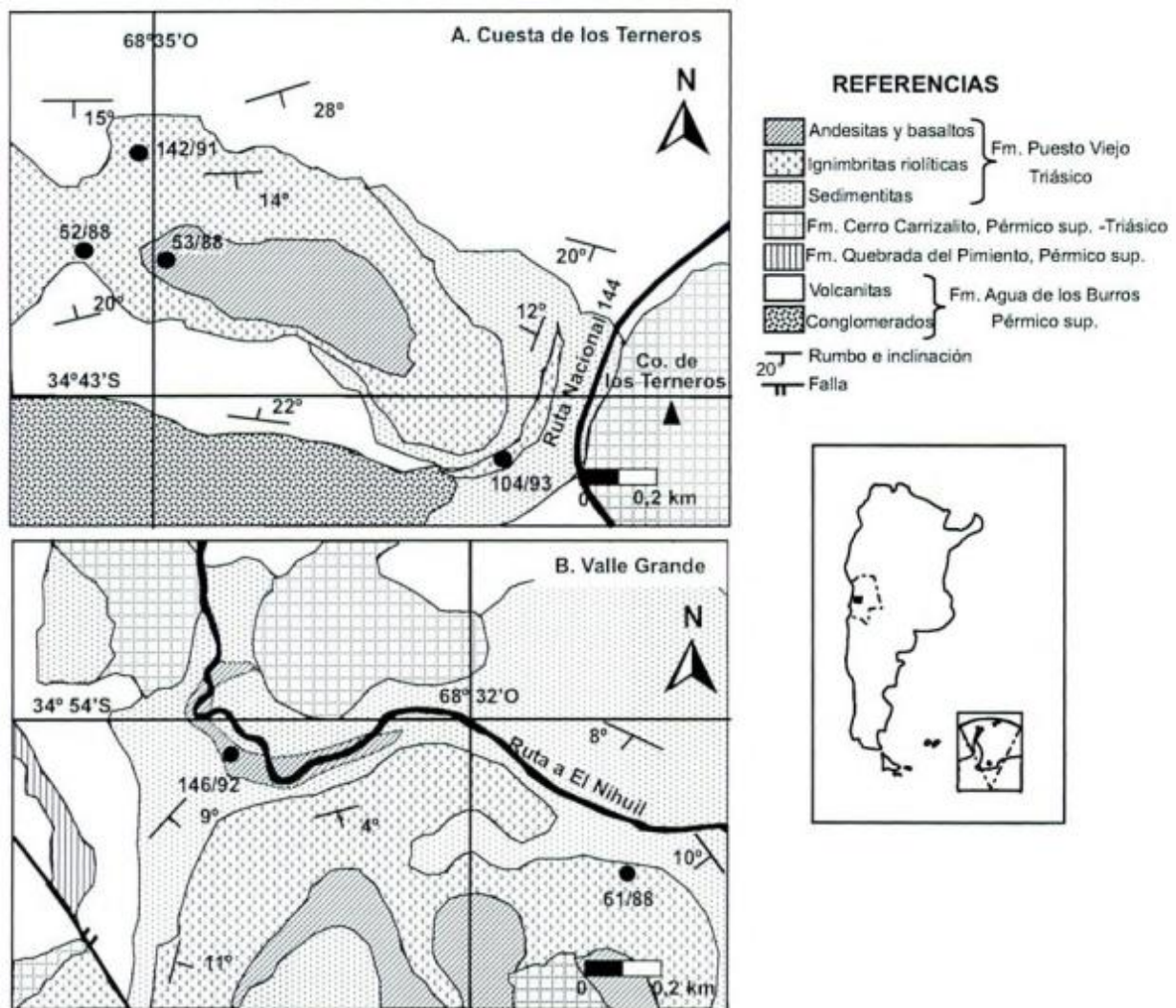


Figura 1: Mapas geológicos de las zonas estudiadas con la ubicación de las muestras.

cavidades rellenas por ceolitas o por material esferulítico y por caolinita, o por carbonato de grano muy fino.

La matriz es felsítica, está muy recrystalizada y silicificada. La desvitrificación da lugar a texturas cripto a microcristalinas pudiéndose reconocer triquitas y la fluidalidad primitiva del vidrio, así como la forma original de las trizas (cuspadas, triaxonas, arborescentes, pumíceas, etc). El grado de soldamiento de estas rocas es generalmente alto; las trizas están deformadas dando líneas de fluidalidad. Los fragmentos líticos son muy escasos y no alcanzan los 2 centímetros. Se encuentran fragmentos accidentales de cuarcitas (?), fragmentos accesorios de ignimbritas similares a la roca hospedante y fragmentos cognados de vidrio volcánico.

Basaltos y andesitas

Según González Díaz (1972) los basaltos constituyen filones capa, diques y lavas y la proporción de andesitas es menor.

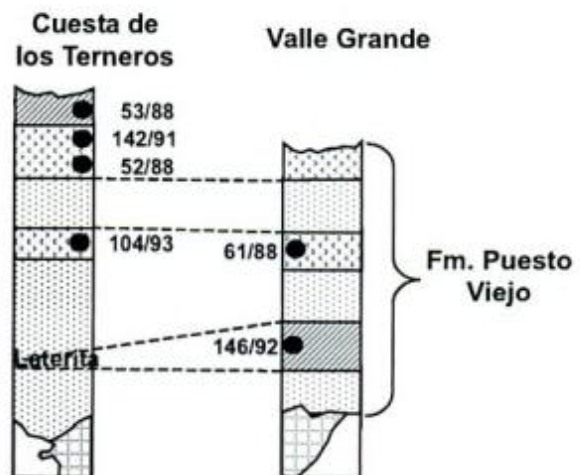


Figura 2: Secciones estratigráficas que señalan la ubicación de las muestras estudiadas y la correlación entre las zonas respectivas. Simbología igual a la de la figura 1.

En las zonas estudiadas predominan las lavas con amígdalas rellenas por carbonatos, sílice, cloritas y celadonita. Se observan también, intruyendo a las sedimentitas, cuerpos hipabisales que en muchos casos están lateritizados, adquiriendo un aspecto pulverulento de color rojizo. Las dimensiones y espesores de estos afloramientos son más bien reducidas, raramente superan los 20 metros.

Los basaltos son porfíricos, gris oscuro, con pasta intergranular, formada por el entrelazamiento de cristales de plagioclasa, piroxenos y opacos muy abundantes, con escasas vesículas rellenas por analcima.

Los fenocristales son de andesina con zonación inversa, olivina alterada parcialmente a celadonita y clinopiroxeno de color rosado (augita titanífera), muy abundantes. Numerosas agujas de apatita se presentan dispersas en la pasta, o como inclusión en el mineral verde de alteración de las olivinas y en las plagioclasas. Hay monacita (?) como mineral accesorio, incluida en el mineral verde de alteración, y en las plagioclasas. Los minerales opacos (magnetita ?) se encuentran incluidos en los piroxenos, en la olivina y en la pasta.

Las ceolitas (chabacita) y analcima (?) reemplazan parcialmente a las plagioclasas, generalmente siguiendo fracturas, o se encuentran en los intersticios de la pasta, o como relleno de vesículas junto con calcita.

Las andesitas forman coladas muy vesiculares, casi áfricas, con pasta pilotáxica, compuesta por microlitos de plagioclasa con abundantes minerales de hierro y titanio (titanita) intersticiales. Contienen escasos fenocristales de andesina con maclas de albita y fracturas albitizadas. Los microlitos de la pasta son algo más ácidos. Hay apatita como mineral accesorio. Como relleno de cavidades se encuentran illita, cuarzo y sílice microcristalina, ceolitas, y carbonatos muy finos. Otras cavidades están rellenas por montmorillonita, o por titanita y arcillas.

Geoquímica

Cuatro muestras de ignimbritas, una de basalto y una de andesita fueron analizadas en los laboratorios de la Unidad de Actividad de Geología de la CNEA, por vía húmeda y FRX y cuatro de estas muestras se analizaron por ICP/MS en los laboratorios de ACTLABS, (Canadá) por elementos traza y tierras raras (tr) (Cuadro 1).

Elementos mayoritarios

Las rocas de la Formación Puesto Viejo conforman una asociación con importantes discontinuidades, que podría considerarse bimodal, con contenidos de SiO₂ entre 50% y 62 % en el basalto y en la andesita y de 77 a 78% de SiO₂ en las ignimbritas (Fig. 3). El basalto

Cuadro 1: Análisis químicos de rocas de la Formación Puesto Viejo (óxidos en % en peso, elementos en ppm).

| Muestra | 52/88 | 142/91 | 104/93 | 61/88 | 53/88 | 146/92 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|---------|--------|
| SiO ₂ | 77,19 | 77,83 | 83,04 | 78,26 | 62,97 | 50,11 |
| Al ₂ O ₃ | 12,31 | 12,68 | 9,30 | 11,34 | 11,88 | 17,59 |
| Fe ₂ O ₃ | 1,50 | 1,17 | 1,53 | 2,32 | 10,47 | 4,37 |
| FeO | 0,30 | 0,10 | 0,06 | 0,08 | 0,44 | 8,81 |
| MgO | 0,12 | 0,18 | 0,05 | 0,01 | 1,31 | 3,37 |
| CaO | 0,60 | 0,67 | 0,53 | 0,12 | 3,57 | 5,11 |
| Na ₂ O | 2,78 | 2,62 | 2,06 | 0,84 | 3,44 | 4,36 |
| K ₂ O | 4,86 | 4,59 | 3,25 | 6,76 | 2,83 | 2,26 |
| TiO ₂ | 0,09 | 0,11 | 0,12 | 0,22 | 1,72 | 2,78 |
| MnO | 0,02 | 0,02 | 0,03 | 0,01 | 0,17 | 0,20 |
| P ₂ O ₅ | 0,24 | 0,03 | 0,02 | 0,04 | 1,20 | 1,03 |
| Total rec. | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 | 100,00 |
| CO ₂ | | 0,59 | 0,52 | | | 0,30 |
| H ₂ O+ | 0,44 | 0,88 | 0,10 | 0,45 | 0,46 | 2,05 |
| H ₂ O- | 0,39 | 0,51 | 0,94 | 0,58 | 0,66 | 1,49 |
| FeO* | 1,65 | 1,15 | 1,44 | 2,17 | 9,86 | 12,74 |
| A/CNK | 1,13 | 1,21 | 1,18 | 1,27 | 0,78 | 0,93 |
| NK/A | 0,80 | 0,73 | 0,74 | 0,77 | 0,73 | 0,55 |
| #Mg | 11,87 | 22,35 | 6,00 | 0,84 | 19,27 | 32,24 |
| U | 6,00 | 5,70 | 5,60 | 3,30 | 0,90 | 0,78 |
| Th | 18,00 | 21,00 | 14,00 | 19,00 | 2,00 | 2,84 |
| Rb | 355,00 | 338,00 | 165,00 | 218,00 | 54,00 | 42,00 |
| Sr | 12,00 | 19,00 | 27,00 | 13,00 | 672,00 | 598,00 |
| Ba | 87,00 | 29,00 | 217,00 | 475,00 | 1090,00 | 964,92 |
| Nb | 44,00 | 44,00 | 27,00 | 35,00 | 22,00 | 24,23 |
| Zr | 178,00 | 173,00 | 550,00 | 724,00 | 433,00 | 517,00 |
| Y | 70,00 | 112,00 | 72,00 | 97,00 | 60,00 | 88,00 |
| Ni | | 3,00 | | 5,00 | 15,00 | 10,00 |
| Co | | 32,00 | | 37,00 | 41,00 | 39,00 |
| Cr | | 17,00 | | | 5,00 | <10,00 |
| V | | 7,00 | | 62,00 | 23,00 | 157,00 |
| Ga | | 26,00 | | 22,00 | 17,00 | 27,00 |
| Hf | | | | | | 11,84 |
| Ta | | | | | | 1,49 |
| La | | 28,50 | | 73,08 | 50,10 | 49,93 |
| Ce | | 95,70 | | 161,58 | 117,31 | 117,29 |
| Pr | | | | | | 15,69 |
| Nd | | 39,40 | | 71,82 | 65,84 | 65,07 |
| Sm | | 13,32 | | 16,04 | 14,31 | 14,67 |
| Eu | | 0,30 | | 0,67 | 4,11 | 4,09 |
| Gd | | 14,00 | | 14,74 | 12,75 | 15,29 |
| Tb | | | | | | 2,42 |
| Dy | | 17,89 | | 15,53 | 10,12 | 12,33 |
| Ho | | | | | | 2,74 |
| Er | | 9,09 | | 7,93 | 4,54 | 8,06 |
| Tm | | | | | | 1,12 |
| Yb | | 10,66 | | 9,37 | 4,54 | 7,15 |
| Lu | | 1,53 | | 1,43 | 0,70 | 1,03 |
| Rb/Zr | 1,99 | 1,95 | 0,30 | 0,30 | 0,12 | 0,08 |
| Ce/Zr | | 0,55 | | 0,22 | 0,27 | 0,23 |
| La/Zr | | 0,16 | | 0,10 | 0,12 | 0,10 |
| La/Th | | 1,36 | | 3,85 | 25,05 | 17,56 |
| La/Nb | | 0,65 | | 2,09 | 2,28 | 2,06 |

(146/92) se ubica en el límite entre los campos de los traquibasaltos y las traquiandesitas basálticas y dentro del campo alcalino de acuerdo a la división de Irvine y Baragar (1971), mientras que la andesita (53/88) lo hace en el límite del campo de las andesitas subalcalinas y las ignimbritas en el campo de las riolitas subalcalinas. Todas estas rocas pertenecen a las series de alto contenido en K, y tienen hipersteno en la norma. El basalto contiene olivina en la norma. De acuerdo

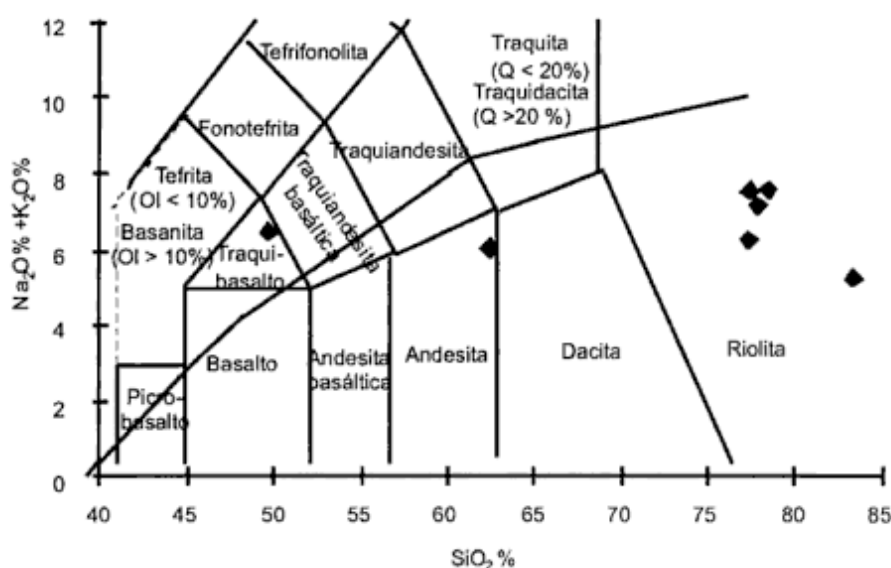


Figura 3: Diagrama de clasificación de rocas de álcalis totales *versus* sílice (TAS, Le Maitre *et al.* 1989) de las volcanitas de Puesto Viejo. Se ha agregado la subdivisión entre rocas alcalinas y subalcalinas de Irvine y Baragar (1971).

a los índices de A/CNK de Shand, las riolitas son peraluminosas mientras que el basalto y la andesita son metaluminosas.

La relación FeO^*/MgO es muy alta, tanto en las rocas básicas como en las riolitas, y el # Mg es, en general, muy bajo (Cuadro 1).

Dada la escasez de muestras estudiadas es difícil definir una tendencia entre las rocas más básicas y las félsicas. Los diagramas de Harker muestran características que indicarían procesos de diferenciación como ser: un decrecimiento de los tenores de Al_2O_3 , FeO^* , MgO , CaO , TiO_2 , P_2O_5 y Na_2O y un crecimiento del de K_2O con el incremento de la SiO_2 .

El basalto y la andesita tienen contenidos de álcalis y TiO_2 similares a los de otras series magmáticas transicionales (*rift* de Etiopía, Barberi *et al.* 1975; *rift* del Río Grande, Dungan *et al.* 1986) aunque sus tenores de P_2O_5 son bastante más elevados ($> 1\%$), lo que podría explicarse por la alta concentración de cristales de apatita (ver descripción de la secuencia).

Las riolitas tienen algunas similitudes con los granitos de asociaciones anorogénicas (tipo A) como ser valores altos de K_2O/Na_2O , TiO_2/MgO , FeO^*/MgO y NK/A (Patiño Douce 1997).

Elementos traza

Los contenidos de Ni y Cr del basalto y la andesita son muy bajos. Esta característica, que es observada también en algunos basaltos del *rift* de Etiopía (Barberi *et al.* 1975) y de la cuenca Cuyana (Ramos y Kay 1991), junto con los bajos contenidos de MgO , indicaría el fraccionamiento muy temprano de olivina y clinopiroxeno.

Estas rocas contienen valores altos de tierras raras ($\Sigma Tr = 230-372$ ppm) y presentan diseños con pendientes de moderadas a poco pronunciadas (Cuadro 1 y Fig. 4). La andesita 53/88 ($SiO_2 = 62,97\%$), es la muestra que tiene mayor pendiente y es más pobre en tierras raras pesadas ($La/Yb = 11,03$, $La/Sm = 3,50$, $Sm/Yb = 3,15$); la anomalía de Eu es casi inexistente ($Eu/Eu^* = 0,94$) y la relación $Ba/La = 21,75$. Si bien la pendiente negativa de las tierras raras pesadas de la andesita es bastante pronunciada, su alto contenido de las mismas ($Yb_0 \sim 20$) sugeriría que ésta se debe más al fraccionamiento de una fase accesoria como circón (?) o a heterogeneidades en la fuente, que al fraccionamiento de granate en la misma, en cuyo caso la pendiente negativa sería aún más pronunciada. El basalto 146/92 ($SiO_2 = 50,11\%$) tiene un diseño más plano que la anterior, con $La/Yb = 6,98$, $La/Sm = 3,40$, $Sm/Yb = 2,05$, una relación $Ba/La = 19,33$ similar y una anomalía negativa de Eu leve ($Eu/Eu^* = 0,84$), que denota el fraccionamiento de plagioclasas (Fig. 4).

Los diseños de las dos muestras de riolita son algo diferentes: la muestra 142/91 de cuesta de Los Terneros ($SiO_2 = 77,83\%$) tiene un diseño casi plano con $La/Yb = 2,67$, $La/Sm = 2,13$, y $\Sigma Tr = 230$ ppm y la anomalía negativa de Eu más pronunciada ($Eu/Eu^* = 0,07$) (Fig. 4). La relación $Ba/La = 1,02$, es baja. La muestra 61/88 ($SiO_2 = 78,26\%$) de Valle Grande es más rica en ΣTr , tiene una pendiente mayor, sobre todo en las tierras raras livianas ($La/Yb = 7,79$, $La/Sm = 4,55$, y $\Sigma Tr = 372$ ppm), y una anomalía negativa de Eu un poco menos pronunciada ($Eu/Eu^* = 0,13$), con $Ba/La = 6,5$. El empobrecimiento en tierras raras livianas de la riolita de cuesta de los Terneros (142/91) podría deberse al fraccionamiento de alguna fase accesoria, rica en esos elementos, como monacita (ζ) o a la presencia de fluo-

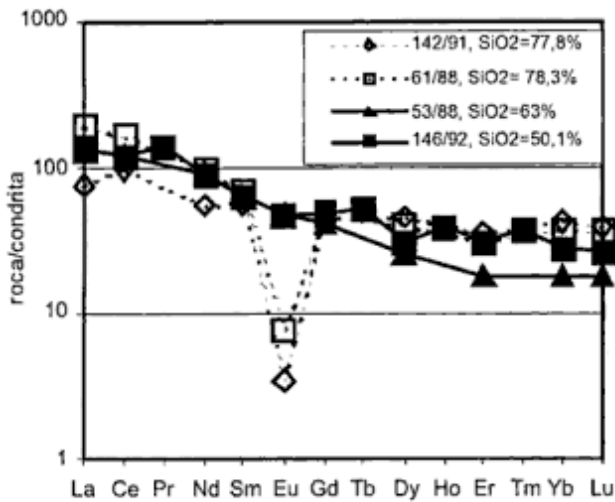


Figura 4: Diagrama de tierras raras normalizado a condrita (Kay y Hubbard 1978) de las muestras de riolitas, andesita y basalto de la Formación Puesto Viejo.

rita, lo cual no fue corroborado en el estudio petrográfico. Estas riolitas serían afines a las de Lihué Calel (La Pampa), aunque las últimas contienen anomalías negativas de Eu mucho más pronunciadas (Sruoga y Llambías 1992).

Los diagramas normalizados a condrita con los valores de Thompson *et al.* (1984) del basalto y la andesita (muestras 146/92 y 53/88) evidencian un enriquecimiento muy leve de los elementos litófilos livianos (LILE: Ba, K, Rb) con respecto a los elementos de ra-

dios pequeños y alto potencial iónico (HFSE: Nb-Ta, Zr, Y, P y Ti) (Fig. 5). Estas rocas tienen leves depresiones en el Th, en el Nb-Ta, en el Sr y en el Ti (estas dos últimas pueden atribuirse al fraccionamiento de plagioclasas y de óxidos de Fe-Ti). Se observan picos en el K, tierras raras livianas y P. Se ha incluido en el diagrama a un basalto alcalino de isla oceánica (OIB) (Wilson 1989), dado que las muestras de Puesto Viejo contienen valores similares a los de estos basaltos, aunque la forma del diagrama es más aserrada, y a un basalto calcoalcalino de la zona sur de los Andes (SVZ, Hickey *et al.* 1986) como ejemplo de basalto de arco relacionado a márgenes convergentes. El diseño de este último presenta un enriquecimiento relativo mucho mayor en elementos LILE con respecto al Nb que las rocas de Puesto Viejo.

En el diagrama de la figura 6 se han normalizado al basalto alcalino OIB (Wilson 1989) las muestras de basalto y andesita de la Formación Puesto Viejo y se han agregado una muestra de un basalto tholeiítico de *plateau* (CFB) de Paraná (Thompson *et al.* 1983), una muestra de un basalto transicional del *rift* de Río Grande (La Servilleta, Dungan *et al.* 1986) y la composición promedio de la corteza continental inferior (Weaver y Tarney 1984), con fines comparativos. El basalto del *rift* de Río Grande ha evolucionado a partir de una fuente tipo MORB, mientras que el de Paraná proviene de una fuente enriquecida tipo OIB, ambos han sido contaminados por la corteza continental y la forma de sus diseños se aproxima al de la corteza inferior. Los tenores de las muestras de Puesto Viejo son similares

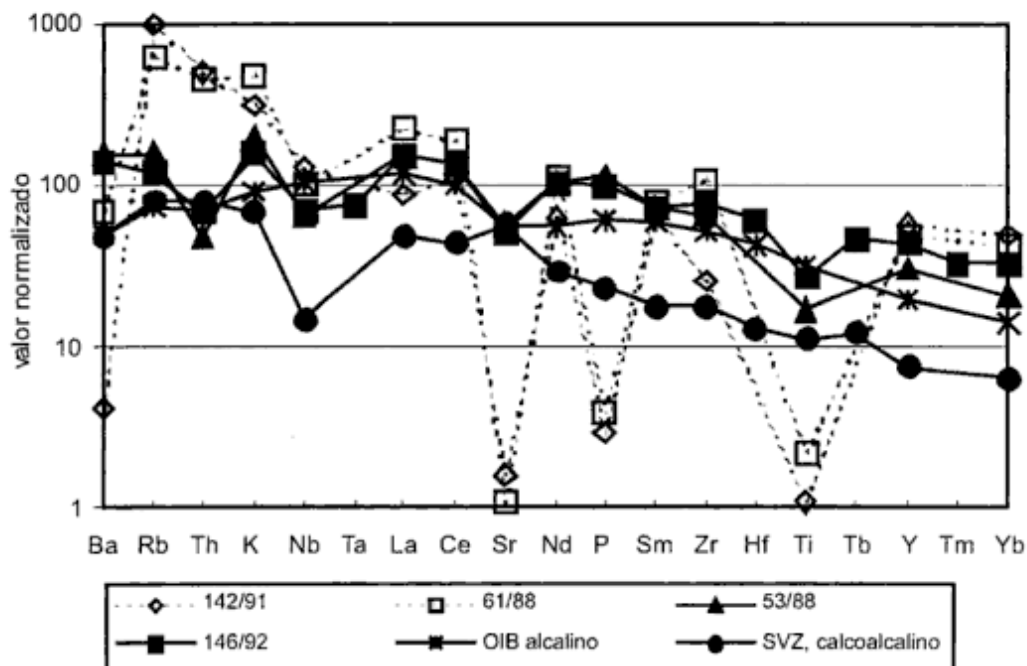


Figura 5: Diagrama multielemental normalizado a condrita (excepto K, Rb, P) según Thompson *et al.* (1984), de muestras de la Formación Puesto Viejo. Se incluyen una muestra de un basalto alcalino de isla oceánica (OIB, Wilson 1989) y de un basalto calcoalcalino de los Andes del Sur (SVZ, Hickey *et al.* 1986), como ejemplo de basalto de arco de márgenes convergentes.

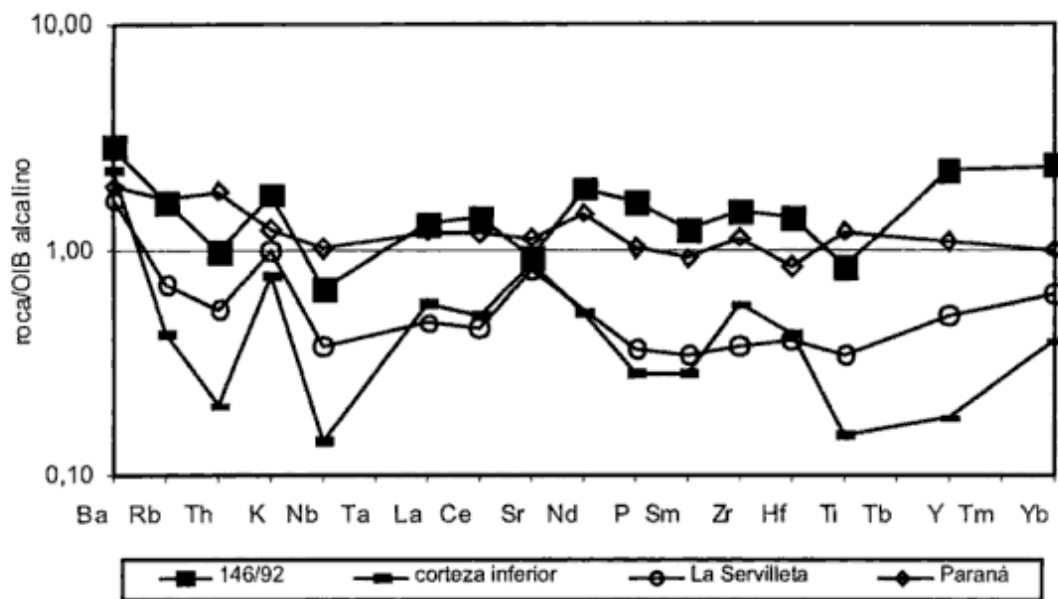


Figura 6: Diagrama normalizado a OIB (alcalino, Wilson 1989) de las rocas menos evolucionadas de la Formación Puesto Viejo. Se incluyen una tholeiíta del rift del Río Grande (Basalto La Servilleta, Dungan *et al.* 1986) y un basalto de *plateau* de Paraná, (Thompson *et al.* 1983) que han sufrido contaminación cortical, así como la composición promedio de la corteza continental inferior (Weaver y Tarney 1984). La forma del diagrama sugiere que la contaminación con corteza inferior puede haber sido un proceso importante en la génesis de las rocas de Puesto Viejo.

a las del basalto de Paraná lo que confirmaría su origen a partir de una fuente enriquecida (tipo OIB). El diseño es similar al de los dos basaltos en cuanto a las anomalías negativas de Nb y de Th y al enriquecimiento en K y Ba, sugiriendo que la contaminación cortical puede haber sido un proceso importante en la generación de las rocas básicas e intermedias de Puesto Viejo.

Por otra parte, en los diagramas normalizados las riolitas tienen depresiones acentuadas del Ba (142/91), y extremas de Sr, P y Ti que pueden atribuirse al fraccionamiento de feldspatos, apatita o monacita y óxidos de Fe-Ti, respectivamente (Fig. 5). Estas rocas presentan una depresión del Nb más leve y un notable enriquecimiento en Rb, Th y K con respecto a las rocas más básicas de la secuencia. Por ser relativamente ricas en elementos HFS, Tr, Rb y K, y por su diseño de tierras raras, se asemejan a las riolitas aluminosas de asociaciones bimodales (Christiansen *et al.* 1986). Las depresiones extremas en Sr, P y Ti son típicas de los granitos tipo A (Condie 1989).

Desde el punto de vista tectónico el basalto 146/92 es afín a algunos basaltos de la cuenca cuyana, que son considerados basaltos transicionales (Ramos y Kay 1991). Por otra parte, los parámetros de Ta/Yb y Th/Yb (Pearce 1983) de este basalto son similares a los de los basaltos no relacionados a subducción (MORB + WPB). Finalmente, las relaciones Th/La, Ta/La, Th/Ta de esta roca son semejantes a las de algunos basaltos de islas oceánicas (OIB) que han sido contaminados por la corteza continental (Loubet *et al.* 1988), aunque las relaciones Ba/Ta y Rb/Ta son superiores, indicando una característica de la fuente (ves-

tigios de un componente de arco ?).

Por otra parte, las riolitas triásicas presentan valores de Nb+Y y de Rb semejantes a los de granitos de intraplaca (Pearce *et al.* 1984). Estos parámetros no reflejan necesariamente el ambiente de formación de los magmas (Arculus 1987), pero en este caso existen otras evidencias que indicarían que son representativos del ambiente tectónico. Como ya se ha mencionado, las ignimbritas riolíticas de Puesto Viejo tienen similitudes con los granitos de asociaciones anorogénicas (tipo A) y sus contenidos de Ga/Al, Na₂O+K₂O; K₂O+Na₂O/CaO; K₂O/MgO; FeO*/MgO; Zr; Nb; Y y Ce (Whalen *et al.* 1987) son semejantes a los de esos granitos (Kleiman 1999).

Petrogénesis

La mayoría de los autores considera que las riolitas que integran las asociaciones bimodales se han generado a partir de la fusión parcial de la corteza continental inferior y su posterior fraccionamiento, ya sea en cámaras magmáticas superficiales, o en el camino a la superficie (Christiansen *et al.* 1986). Estas riolitas tienen una relación con los basaltos exclusivamente térmica, ya que éstos actuaron como fuente de calor para la fusión de la corteza. Sin embargo, otros autores han demostrado que muchas riolitas de asociaciones bimodales derivaron de los magmas máficos por cristalización fraccionada, siendo la bimodalidad simplemente una manifestación del sistema de conductos

de erupción (*plumbing*) de los magmas (Wilson 1989).

A continuación se discutirá la relación genética existente entre las riolitas y las rocas más básicas de la Formación Puesto Viejo, mediante la utilización de los datos geoquímicos disponibles y la aplicación de modelos matemáticos, los cuales permiten examinar la viabilidad de los mecanismos de diferenciación. En este caso, se emplearon modelos para reproducir los mecanismos de cristalización fraccionada y de cristalización fraccionada más asimilación (AFC). Por carecer de datos isotópicos, la siguiente discusión no deja de ser altamente especulativa.

Cristalización fraccionada

La mayoría de los diagramas de variación de los elementos mayoritarios y traza muestran discontinuidades entre los términos más y menos silíceos indicando un carácter bimodal para esta serie, a pesar de la escasa cantidad de muestras estudiadas. El paralelismo observado en los diseños de Tr (Fig. 4) y en los diagramas normalizados (Fig. 5) indican consanguinidad y sugieren que las riolitas pueden haber evolucionado a partir de las rocas más básicas por cristalización fraccionada. Asimismo, algunas relaciones entre elementos incompatibles como Nb/Zr, La/Zr y Ce/Zr son constantes entre la riolita de Valle Grande (61/88) y las rocas más básicas e indicarían un origen en común y una evolución por cristalización fraccionada. Sin embargo, otras relaciones como Rb/Zr y La/Th son muy distintas, implicando fuentes magmáticas diferentes (Cuadro 1).

Para verificar la hipótesis de derivación de las riolitas a partir del basalto y la andesita por procesos de cristalización fraccionada, se modelaron los elementos mayoritarios por el método de los cuadrados mínimos, utilizando el programa Petmix (variante del programa Genmix de Le Maitre 1981). Se calculó el fraccionamiento de la riolita 61/88 a partir del basalto 146/92, el de la riolita 142/91 a partir de la andesita 53/88 y el de la andesita 53/88 a partir del basalto 146/92, utilizando la mineralogía observada en las muestras y composiciones de minerales incluidas en el programa. Los resultados muestran un buen ajuste en el caso de la derivación de la riolita 61/88 a partir del basalto 146/92 (Cuadro 2), a pesar de que los porcentajes de cristalización y de titanomagnetita fraccionada son muy altos, y de que el modelo falla cuando se fracciona piroxeno, que es un componente observado en las muestras.

A partir de los resultados obtenidos para los elementos mayoritarios se aplicó la ecuación de fraccionamiento de Rayleigh para determinados elementos traza, utilizando coeficientes de partición mineral / líquido tomados de la literatura (Arth 1976). El diseño de elementos traza calculado para la riolita 61/88 a partir del basalto 146/92, normalizado a Thompson *et al.*

Cuadro 2: Cálculo de elementos mayoritarios por el método de los cuadrados mínimos, para los modelos de cristalización fraccionada.

| | Roca madre | | Roca hija | Minerales | |
|--------------------------------|--------------|---------|-----------|--------------------------------|-------|
| | obs. % | calc. % | % | fraccionados % | |
| | 146/92 | | 53/88 | | |
| SiO ₂ | 50,11 | 50,40 | 62,97 | olivina | 6,48 |
| TiO ₂ | 2,78 | 2,90 | 1,72 | plagioclasa(an ₄₃) | 52,09 |
| Al ₂ O ₃ | 17,59 | 17,41 | 11,88 | titanomagnetita | 12,32 |
| FeO* | 12,83 | 13,02 | 9,86 | apatita | 0,22 |
| MgO | 3,37 | 3,39 | 1,31 | | |
| CaO | 5,11 | 5,78 | 3,57 | F*(líq. res. %) | 28,89 |
| Na ₂ O | 4,36 | 4,16 | 3,44 | Σ r ² | 2,39 |
| K ₂ O | 2,26 | 1,08 | 2,83 | | |
| P ₂ O ₅ | 1,02 | 0,42 | 1,20 | | |
| | 146/92 | | 61/88 | | |
| SiO ₂ | 50,11 | 49,96 | 78,26 | olivina | 6,98 |
| TiO ₂ | 2,78 | 2,97 | 0,22 | plagioclasa(an ₄₃) | 45,62 |
| Al ₂ O ₃ | 17,59 | 17,51 | 1,34 | titanomagnetita | 15,14 |
| FeO* | 12,83 | 12,61 | 2,40 | sanidina | 18,19 |
| MgO | 3,37 | 3,31 | 0,01 | apatita | 1,68 |
| CaO | 5,11 | 5,16 | 0,12 | | |
| Na ₂ O | 4,36 | 3,98 | 0,84 | F*(líq. res. %) | 12,39 |
| K ₂ O | 2,26 | 2,39 | 6,76 | Σ r ² | 0,47 |
| P ₂ O ₅ | 1,02 | 0,59 | 0,04 | | |
| | 53/88 | | 142/91 | | |
| SiO ₂ | 62,97 | 62,89 | 77,83 | plagioclasa(an ₂₀) | 14,17 |
| TiO ₂ | 1,72 | 2,48 | 0,11 | titanomagnetita | 12,35 |
| Al ₂ O ₃ | 11,88 | 12,20 | 12,68 | apatita | 4,23 |
| FeO* | 9,86 | 9,66 | 1,15 | | |
| MgO | 1,31 | 0,43 | 0,53 | F*(líq. res. %) | 69,26 |
| CaO | 3,57 | 3,36 | 0,67 | Σ r ² | 1,95 |
| Na ₂ O | 3,44 | 3,08 | 2,62 | | |
| K ₂ O | 2,83 | 3,27 | 4,59 | | |
| P ₂ O ₅ | 1,20 | 1,50 | 0,03 | | |
| | OIB alcalino | | 146/92 | | |
| SiO ₂ | 47,52 | 48,02 | 50,11 | olivina | 2,50 |
| TiO ₂ | 3,29 | 2,51 | 2,78 | clinopiroxeno | 20,68 |
| Al ₂ O ₃ | 15,95 | 17,59 | 17,59 | plagioclasa(an ₅₂) | 23,64 |
| FeO* | 11,74 | 12,51 | 12,83 | titanomagnetita | 6,00 |
| MgO | 5,18 | 5,37 | 3,37 | | |
| CaO | 8,96 | 9,20 | 5,11 | F*(líq. res. %) | 47,17 |
| Na ₂ O | 3,56 | 3,68 | 4,16 | Σ r ² | 1,73 |
| K ₂ O | 1,29 | 1,11 | 1,08 | | |
| P ₂ O ₅ | 0,64 | 0,50 | 0,42 | | |

*Wilson 1989.

(1984), es el único diseño que se aproxima al original, pero no explica el comportamiento de algunos elementos como el Nb (Fig. 7). Esto implica que el proceso de cristalización fraccionada por sí solo, no puede haber producido estas riolitas y que otros procesos habrían participado en la generación de estas rocas.

Cristalización fraccionada con asimilación o anatexis cortical

Con el fin de evaluar cuantitativamente el fenómeno de cristalización fraccionada con asimilación (AFC) se empleó la ecuación de De Paolo (1981): $CI = (Co f') / (r - (r-1)D)$ (Ca (1-f')), en la cual f' = $F - (r-1)D / (r-1)$. F es la fracción de líquido remanente; D es el coeficiente de partición global, calculado a partir del modelado de los elementos mayoritarios por el método de los cuadrados mínimos (Cuadro 2), CI es la concentración en el

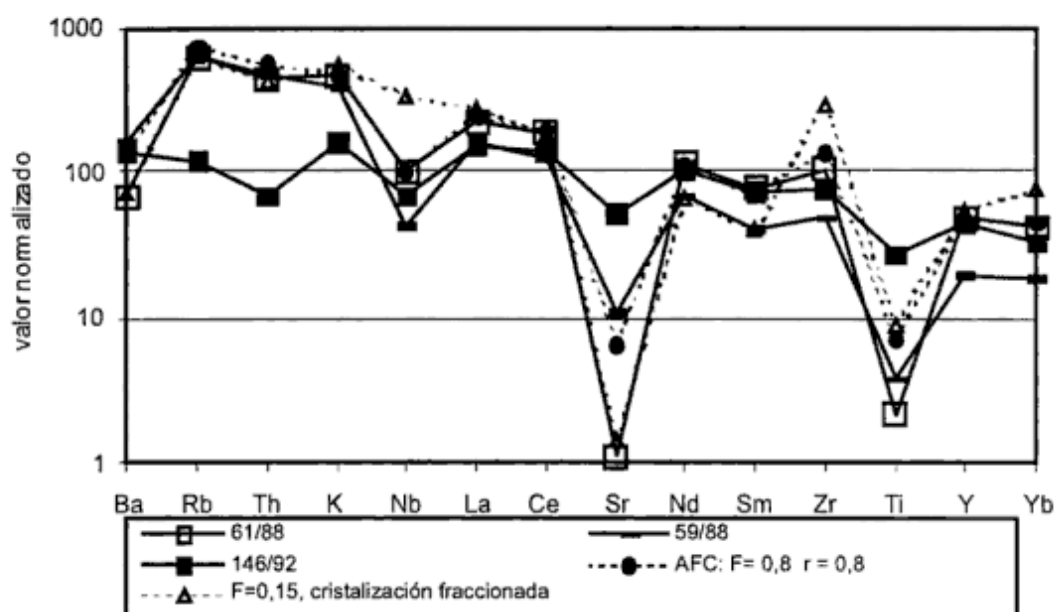


Figura 7: Diagrama multielemental normalizado a condritas (excepto K, Rb, P) según Thompson *et al.* (1984), de una riolita calculada por procesos de cristalización fraccionada a partir del basalto 146/92 y de una riolita calculada por AFC, utilizando como contaminante a la riolita 59/88 de la Formación Cerro Carrizalito (ciclo Choiyoi superior). Véase el ajuste de estos diseños con respecto a la riolita 61/88 de Puesto Viejo.

líquido, Co la concentración inicial, Ca la concentración en el material asimilado y r la relación de masa asimilada / masa fraccionada. Se utilizó como contaminante a una riolita (59/88) de la Formación Cerro Carrizalito (Sección superior del ciclo Choiyoi) que aflora en la zona (Kleiman 1999). El mejor ajuste para los datos se obtuvo para un valor de r muy alto ($r=0,8$) y de cristalización muy bajo ($F=0,8$), aunque valores como los de Sr y Ti son más altos y se necesitaría un contaminante más pobre en esos elementos (Fig. 7).

El alto valor de r necesario para reproducir a estas riolitas sugiere que la anatexis de la corteza continental y el posterior fraccionamiento del fundido en cámaras magmáticas superficiales, ha sido el generador de estas rocas. Este proceso debe haber sido favorecido por un gradiente geotérmico excepcionalmente alto al que contribuyeron simultáneamente varios factores: 1) La importante etapa de subducción asociada al ciclo Choiyoi inferior (Kleiman 1999), 2) la existencia de un período cuasi-estacionario del supercontinente de Gondwana (Kay *et al.* 1989; Ramos y Kay 1991), 3) la presencia de corteza continental muy joven generada durante el ciclo Choiyoi, 4) la extensión asociada al volcanismo del ciclo Choiyoi superior, que se continuó con el inicio del *rift* triásico, y que debe haber provocado un importante adelgazamiento de la litósfera, con una elevación aún mayor del gradiente y la instalación de un subplacado basáltico en la base de la corteza (Kleiman 1999). Un origen similar fue propuesto por Pankhurst y Rapela (1995) y por Pankhurst *et al.* (1998) para las extensas riolitas jurásicas de la Patagonia.

Consideraciones sobre la fuente de las rocas básicas

La relación de elementos LIL/HFS relativamente baja, el contenido alto de álcalis, P, etc., de las muestras de rocas básicas de la Formación Puesto Viejo, son características de rocas de intraplaca con tendencia alcalina, las cuales generalmente se forman por bajos porcentajes de fusión en el manto (<15%). Sin embargo, el modelo de Nakamura *et al.* (1989) para generar basaltos alcalinos por medio de bajos porcentajes de fusión no modal (*non modal batch melting*) de un manto primitivo con 5 % de granate y con un diseño plano de Tr, con el doble del contenido de Tr que los condritos, no explica la pendiente relativamente baja del diseño de las rocas de Puesto Viejo. En este modelo los contenidos de Th, un elemento incompatible en la mineralogía del manto y por lo tanto, un indicador de los porcentajes de fusión del mismo, y las relaciones La/Sm_n decrecen a medida que incrementa el porcentaje de fusión. La disminución de la relación La/Sm_n a medida que incrementa la fusión en el manto, puede deberse a la paulatina incorporación en el fundido de los piroxenos, los cuales son fases más ricas en Sm que en La. Los tenores de Th y la relación La/Sm_n de las rocas básicas de Puesto Viejo, de acuerdo a este modelo, sugieren un mínimo porcentaje de fusión de ~3% de una fuente empobrecida (Nakamura *et al.* 1989). Sin embargo, la fuente de las rocas máficas de Puesto Viejo debe haber estado enriquecida, como en el caso de los basaltos de islas oceánicas (tipo OIB), para poder explicar los altos tenores del resto de los elementos traza.

Las anomalías negativas de Nb-Ta son características de los magmas relacionados con ambientes de subducción y su existencia en rocas básicas alcalinas o tholeiíticas de otros ambientes puede atribuirse a una interacción entre la litósfera y la corteza, como en los basaltos del *rift* del Río Grande en Estados Unidos, y/o a la presencia en el manto de componentes con características de subducción, en ambientes donde hubo una subducción previa (Dungan *et al.* 1986; Fitton *et al.* 1991; Ramos y Kay 1991). Por lo tanto, la leve anomalía negativa de Nb-Ta de las muestras básicas de Puesto Viejo podría explicarse por contaminación con la corteza, y/o por un posible vestigio de un componente de arco presente en la fuente del manto, debido al abundante magmatismo calcoalcalino del ciclo Choiyoi que precedió a esta secuencia.

Con el objeto de restringir estas hipótesis, se realizaron cálculos de fraccionamiento y de AFC a partir del basalto alcalino tipo OIB (Wilson 1989) utilizando como contaminante a la corteza inferior (Weaver y Tarney 1984). Los cálculos para los elementos mayoritarios se encuentran en el cuadro 2 y los resultados de aplicar la ecuación de Rayleigh y el modelo AFC para el basalto 146/92 se observan en la figura 8. El modelo reproduce parcialmente la forma del diagrama del

basalto de Puesto Viejo, pero aún con porcentajes de asimilación muy altos ($r=0,6$ y $0,8$), los que no serían factibles porque producirían una roca más silícea que el basalto 146/92, no ajustan los valores de Nb, Y e Yb. Los contenidos de estos dos últimos elementos podrían explicarse por la alta concentración de circon y apatita en la roca. La anomalía negativa de Nb, en cambio, puede atribuirse a un componente con características de subducción heredada por la fuente del manto y/o a una importante interacción de los magmas tipo OIB con la litósfera, la cual se encontraba enriquecida por fluidos derivados de la subducción previa, proceso que habría cesado en la zona aproximadamente 15 m.a. antes. Otra alternativa que no se puede descartar es que la fuente de estos magmas sea directamente la litósfera subcontinental.

Implicancias tectónicas y conclusiones

La existencia de un volcanismo bimodal en la Formación Puesto Viejo, sus características geoquímicas, junto con el fallamiento directo en bloques de orientación NO y E-O con grandes rechazos, son eviden-

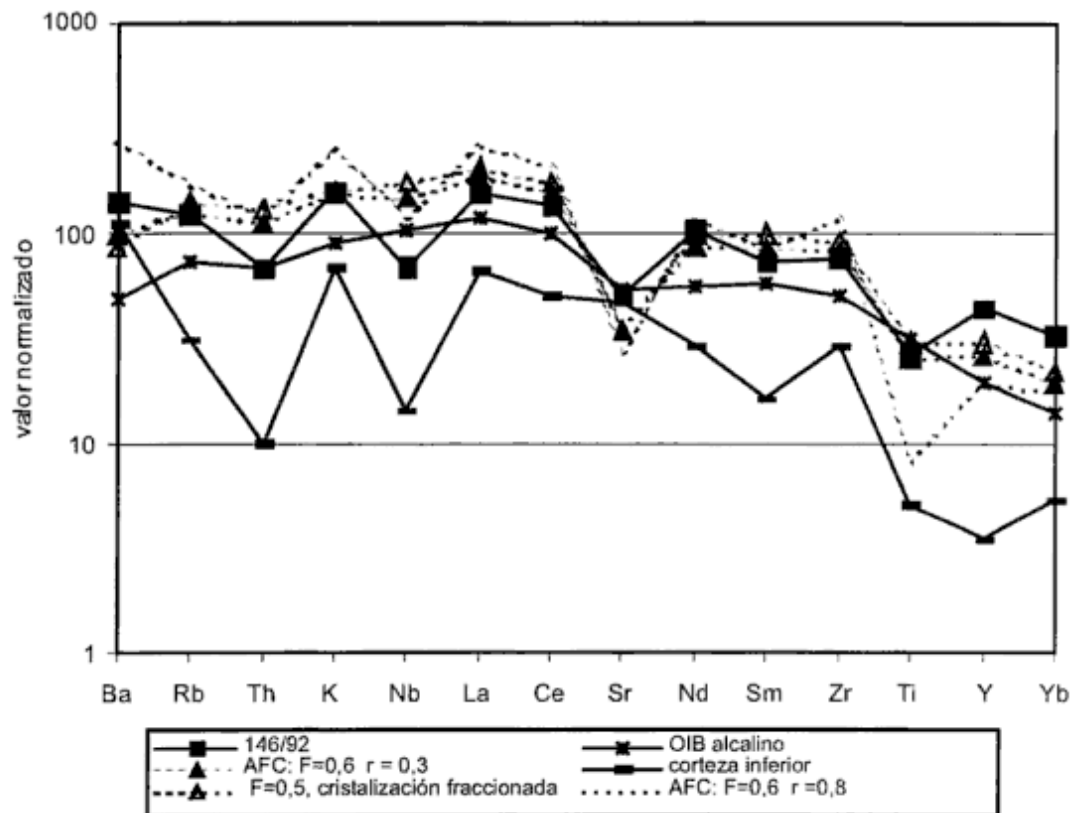


Figura 8: Diagrama multielemental normalizado a condritas (excepto K, Rb, P) según Thompson *et al.* (1984), de un basalto calculado por procesos de cristalización fraccionada a partir de un basalto alcalino tipo OIB y de un basalto calculado por AFC, utilizando como contaminante la composición promedio de la corteza inferior de Weaver y Tarney (1984). Véase el ajuste de estos diseños con respecto al basalto 146/92 de Puesto Viejo.

cias de una extensión importante durante el Triásico en el Bloque de San Rafael. Asimismo, es generalizada la idea de que durante este período la extensión evolucionó a sistemas de *rift* (Ramos y Kay 1991; Spalletti 1998).

El modelo de *rift* asimétrico producido por cizalla simple (Wernicke 1985) en el que se define una placa superior y una inferior, de acuerdo a la posición respecto a la superficie de despegue (*detachment fault*), es el más comúnmente aceptado. Pese a que existe una asimetría en la distribución de las fallas triásicas en el Bloque de San Rafael es difícil definir a cuál sector correspondería la zona estudiada.

El modelo de un subplacado basáltico instalado en la base de la corteza, que actuó como fuente de calor para fundirla y producir el magmatismo riolítico, en un ambiente de *rift* incipiente, parecería ser el más factible para explicar la asociación de las rocas de Puesto Viejo. Estas rocas básicas provendrían de una fuente enriquecida tipo OIB, modificada por la presencia de vestigios de componentes de subducción, o bien directamente de la litósfera subcontinental y luego fueron fraccionadas y contaminadas por material cortical, alcanzando ocasionalmente la superficie.

Por lo tanto, sobre la base de datos geoquímicos de elementos traza y tierras raras, junto con evidencias estructurales y de campo, puede concluirse que las rocas magmáticas asociadas al *rift* triásico en el Bloque de San Rafael, deben haber tenido una historia compleja en la que actuaron varios procesos. Es así que las rocas básicas y las riolitas, aunque tienen algunas características similares, no parecen estar genéticamente relacionadas. Las primeras serían el producto de varios procesos en los que estuvo involucrada la litósfera. Las riolitas serían producto del reciclado de una corteza joven formada durante el ciclo Choiyoi. Las condiciones únicas dadas por un período cuasi estacionario del supercontinente de Gondwana y su posterior ruptura, habrían favorecido tanto la instalación de un subplacado máfico y su ocasional erupción, como la de un gradiente geotérmico excepcionalmente alto para fundir y reciclar la corteza.

Agradecimientos

Este trabajo se benefició ampliamente por la lectura crítica y las observaciones de P. Sruoga (CONICET - SEGEMAR) y de S. Quenardelle (CONICET - UBA), quien revisó una versión anterior del mismo. Los autores agradecen también a las autoridades de la U.A. Geología de la CNEA por el permiso para realizar esta publicación, a G. Tomellini y su equipo (CNEA, delegación Cuyo) por la realización de los análisis químicos de elementos mayoritarios, a O. Morello y R. Rodano por los análisis por FRX y a S. Kay de la Universidad de Cornell, USA, por facilitar el programa Petmix.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arculus, R.J., 1987. The significance of source versus process in the tectonic controls of magma genesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32: 1-12.
- Arth, J.G., 1976. Behavior of trace elements during magmatic processes—a summary of theoretical models and their applications. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 4: 41-47.
- Barberi, F., Ferrara, G., Santacroce, R., Treuil, M. and Varet, J., 1975. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallization, the Boina Centre (Afar Rift, Ethiopia). *Journal of Petrology*, 16: 22-56.
- Bonaparte, J., 1966. Cronología de algunas formaciones triásicas argentinas basadas en restos de tetrápodos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 21 (1): 20-38. Buenos Aires.
- Christiansen, E.H., Sheridan, M.F. and Burt, D.M., 1986. The geology and geochemistry of cenozoic topaz rhyolites from the western United States. *Geologica Society of America Special Paper* 205, 82 p.
- Condie, K.C., 1989. *Plate Tectonics & Crustal Evolution*. Third edition. Pergamon Press, 492 p., Oxford.
- Criado Roque, P., Momburú, C. y Ramos, V.A., 1981. Estructura e interpretación tectónica. En: Irigoyen, M.R. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la provincia de San Luis. Relatorio 8º Congreso Geológico Argentino*: 155-192.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202.
- Dessanti, R.N., 1956. Descripción geológica de la Hoja 27c, Cerro Diamante, provincia de Mendoza. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín* 85, 79 p., Buenos Aires.
- Dungan, M.A., Lindstrom, M.M., McMillan, N.J., Moorbath, S., Hoefs, J. and Haskin, L.A., 1986. Open system magmatic evolution of the Taos Plateau volcanic field, New Mexico, 1. the petrology and geochemistry of the Servilleta Basalt. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B6): 5599-6028.
- Fitton, J.G., James, D. and Leeman, W.P., 1991. Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: Compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96 (B8): 13693-13712.
- González Díaz, E.F., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 27d, San Rafael, provincia de Mendoza. *Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín* 132, 127 p., Buenos Aires.
- Hickey, R.L., Frey, F.A., Gerlach, D.C. and López-Escobar, L., 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic rocks of the Andes (34°-41°S): Trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, 91 (B6): 5963-5984.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- Kay, R.W. and Hubbard, N.J., 1978. Trace elements in ocean ridge basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 95-116.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., and Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology*, 17: 324-328.
- Kleiman, L.E., 1993. El volcanismo permo-triásico y triásico del Bloque de San Rafael (provincia de Mendoza): su potencial uranífero. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 284-293. Mendoza.
- Kleiman, L.E., 1999. Mineralogía y petrología del volcanismo permo-triásico y triásico del bloque de San Rafael en el área de Sierra Pintada, provincia de Mendoza, y su relación con las mineralizaciones de uranio. Tesis doctoral, Facultad de Cien-

- cias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires: 286 p. (Inédito).
- Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A., 1989. El volcanismo del Pérmico Inferior relacionado con la mineralización de uranio en el área de Sierra Pintada (Mendoza). Comisión Nacional de Energía Atómica, informe interno D.E.E. 6-89, 113 p., Buenos Aires (Inédito).
- Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A., 1999. Triassic bimodal volcanism in the San Rafael Massif, Mendoza: The Puesto Viejo Formation. *Actas 14° Congreso Geológico Argentino*, 1: 101. Salta.
- Kusiak, M.E., 1993. Nuevos afloramientos basales de la Formación Puesto Viejo, al sudoeste de la presa de Valle Grande, río Atuel, San Rafael, Mendoza. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 2: 63-70. Mendoza.
- Le Maitre, R.W., 1981. GENMIX- a generalised petrological mixing model program. *Computers and Geosciences*, 7: 229-247.
- Le Maitre, R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. and Zanettin, B., 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford.
- Llambías, E.J., Kleiman, L.E. y Salvarredi, J.A., 1993. Magmatismo gondwánico de Mendoza. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino*: 53-64. Mendoza.
- Loubet, M., Sassi, R. and Di Donato, G., 1988. Mantle heterogeneities: a combined isotope and trace element approach and evidence for recycled continental crust materials in some OIB sources. *Earth and Planetary Science Letters*, 89: 299-315.
- Nakamura, E., Campbell, I.H., McCulloch, M.T., and Sun, S., 1989. Chemical geodynamics in a back arc region around the sea of Japan: implications for the genesis of alkaline basalts in Japan, Korea, and China. *Journal of Geophysical Research*, 94 (B4): 4634-4654.
- Page, S., Limarino, C.O. y Caselli, A., 1997. Basaltos alcalinos en el Triásico de la cuenca Ischigualasto-Villa Unión, provincias de La Rioja y San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 202-208. Buenos Aires.
- Pankhurst, R.J. and Rapela, C.R., 1995. Production of Jurassic rhyolite by anatexis of the lower crust of Patagonia. *Earth and Planetary Science Letters*, 134: 23-36.
- Pankhurst, R.J., Leat, P.T., Sruoga, P., Rapela, C.W., Márquez, M., Storey, B.C., and Riley, T.R., 1998. The Chon-Aike province of Patagonia and related rocks in West Antarctica: A silicic large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 81: 113-136.
- Patiño Douce, A. E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low- pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25: 743-746.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, p. 230-249. Shiva, Nantwich, U.K.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Ramos, V.A., 1993. Interpretación tectónica. En: Ramos, V.A. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. Relatorio 12° Congreso Geológico Argentino*: 257-266. Mendoza.
- Ramos, V.A. and Kay, S.M., 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. In: Harmon, R.S., and Rapela, C.W. (Eds.): *Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America Special Paper 265*, Boulder, Colorado: 79-91.
- Spalletti, L.A., 1994. Evolución de los ambientes fluviales en el Triásico de la Sierra Pintada (Mendoza, Argentina): análisis sobre la influencia de controles intrínsecos y extrínsecos al sistema depositacional. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1: 125-142. La Plata.
- Spalletti, L.A., 1998. Evolución de las cuencas triásicas del oeste argentino y de la región patagónica. *Actas 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica*, 1: 3. Buenos Aires.
- Spalletti, L.A., Merodio, J.C., Matheos, S.D. y Iñiguez Rodríguez, A.M., 1996. Petrología y geoquímica de sedimentitas silico-clásticas triásicas de la Sierra Pintada, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51: 51-60. Buenos Aires.
- Sruoga, P. and Llambías, E.J., 1992. Permo-Triassic leucorhyolitic ignimbrites at Sierra de Lihue Calel, La Pampa Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 5: 141-152.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Dickin, A.P. and Hendry, G.L., 1983. Continental flood basalts...archnids rule OK?. In: Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J. (Eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*, p. 158-185. Nantwich, Shiva.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S.J., 1984. An assesment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A310: 549-590. London.
- Uliana, M.A., Biddle, K.T. and Cerdan, J., 1989. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Memoir 46: 599-614.
- Valencio, D.A., Mendía, J. and Vilas, J.F., 1975. Paleomagnetism and K/Ar ages of Triassic igneous rocks from the Ischigualasto-Ischichuca Basin and Puesto Viejo Formation, Argentina. *Earth and Planetary Science Letters*, 26 (3): 319-330.
- Weaver, B. and Tarney, J., 1984. Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. *Nature*, 310: 575-579.
- Wernicke, B., 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 108-125.
- Whalen, J.P., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, 466 p., Londres.

Recibido: 16 de agosto, 2000

Aceptado: 10 de octubre, 2001

COMENTARIO DE ACTUALIDAD

Declaración de Amsterdam sobre Cambio Global

Las comunidades científicas de cuatro programas internacionales de investigación del Cambio Global, el Programa Internacional Geosfera-Biosfera (IGBP), el Programa Internacional sobre las Dimensiones Humanas en el Cambio Ambiental Global (IHDP), el Programa de Investigación sobre el Clima del Mundo (WCRP) y el Programa Internacional sobre Biodiversidad DIVERSITAS, reconocen que en adición a la amenaza de un cambio climático significativo hay una creciente preocupación sobre el incremento de las modificaciones humanas y las consecuentes implicancias para la humanidad. Bienes básicos y servicios provistos por el sistema planetario que favorece la vida como alimentos, agua, aire limpio y un ambiente que permite la salud humana, están siendo progresivamente afectados por el cambio global.

Las investigaciones llevadas a cabo en la última década bajo los auspicios de los cuatro programas han indicado que:

a. El sistema terrestre se comporta como un sistema único que se autorregula, con componentes físicos, químicos, biológicos y humanos. Las interacciones entre ellos son complejas y exhiben una variabilidad temporal y espacial de múltiples escalas. La comprensión de la dinámica natural del sistema terrestre ha avanzado en gran medida en los últimos años y constituye la base para evaluar los efectos y consecuencias del cambio inducido por las actividades humanas.

b. Las actividades humanas están influenciando significativamente al ambiente terrestre de muchos modos que se suman a las emisiones de gases que contribuyen al efecto invernadero y al cambio climático. Cambios antropogénicos en la superficie de los continentes, en los mares, costas y atmósfera, y en la biodiversidad biológica, el ciclo del agua y los ciclos biogeoquímicos son claramente identificables más allá de su variabilidad natural. Ellos son similares a las grandes fuerzas de la naturaleza en extensión e impacto. Muchas se están acelerando. El Cambio Global es real y está ocurriendo ahora.

c. El Cambio Global no puede ser entendido en términos del simple paradigma causa-efecto. Los cambios inducidos por la actividades humanas causan efectos múltiples que provocan consecuencias de tipo cascada sobre el sistema terrestre de modos complejos. Estos efectos interactúan con otros y con cambios de escalas local y regional en diseños multidimensionales difíciles de entender y más difíciles aún de predecir. Las sorpresas abundan.

d. La dinámica del Sistema Terrestre está caracterizada por límites críticos y cambios abruptos. Las actividades humanas podrían gatillar sin advertir estos cambios con severas consecuencias para el ambiente y sus habitantes. El sistema terrestre ha operado en diferentes estados en los últimos 500.000 años, con abruptas transiciones (décadas o menores) que ocurrieron repetidamente. Las actividades humanas tienen el potencial de cambiar el sistema

terrestre en modos alternativos de operación que pueden resultar irreversibles y menos adecuados para los humanos y otras formas de vida. La probabilidad de un abrupto cambio ambiental inducido por actividades humanas todavía debe ser cuantificada pero no debe descartarse.

e. En términos de parámetros ambientales, el sistema terrestre se ha movido adecuadamente fuera del rango de la variabilidad natural exhibida por lo menos durante los últimos 500.000 años. La naturaleza de los cambios que hoy ocurren simultáneamente en el sistema terrestre, sus magnitudes y ritmos de cambio son inéditos. La Tierra está operando actualmente en un estado sin análogos.

Sobre esta base, los programas internacionales sobre cambio global urgen a los gobiernos, a instituciones públicas y privadas, y a la gente para acordar que:

a. Se necesita urgentemente una estructura ética para la administración global y estrategias de manejo del sistema terrestre. La acelerada transformación humana del ambiente no es sostenible. De ese modo, la conocida racionalidad de los negocios para tratar el sistema terrestre no es una opción. Tiene que ser reemplazado, cuanto antes, por estrategias deliberadas de manejo que hagan sostenible el ambiente terrestre mientras encuentra nuevos objetivos de desarrollo social y económico.

b. Se requiere un nuevo sistema de ciencia ambiental global. Este es un comienzo que evoluciona de aproximaciones complementarias de programas internacionales de cambio global y necesita ser reforzado y desarrollado. Esto delinearán fuertemente en la existente y creciente disciplina de la ciencia del cambio global; integrará disciplinas, ambientes y temas de desarrollo entre la ciencias naturales y sociales; mejorará la colaboración entre límites nacionales sobre la base de infraestructuras compartidas; intensificará esfuerzos para permitir la inclusión plena de científicos de países en vía de desarrollo; y empleará la fuerza de naciones y regiones para construir un sistema internacional eficiente para la ciencia ambiental global.

Los programas de cambio global se han comprometido a trabajar conjuntamente con otros sectores de la sociedad y abarcando todas las naciones y culturas para alcanzar los desafíos de una Tierra cambiando. Nuevas relaciones se están constituyendo entre universidades y otros institucionales de investigación de las industrias y los gobiernos. Los diálogos están aumentando entre las comunidades científicas y los responsables de decisiones. Se requiere de acciones para formalizar, consolidar y reforzar las iniciativas desarrolladas. El objetivo común es desarrollar un conocimiento esencial base, necesario para responder efectiva y rápidamente al gran desafío del cambio global.

Amsterdam, 13 de julio de 2001.

La declaración transcrita *supra* corresponde a la declaración de los científicos participantes de la Conferencia de Cambio Global de Amsterdam (10-13 de julio, 2001).

Federico I. Isla
CONICET, Univ. Nacional de Mar del Plata

AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS

La Asociación Geológica Argentina agradece la colaboración prestada por los siguientes colegas, quienes durante el año 2001 han actuado como árbitros de manuscritos enviados a esta Revista para su publicación:

- | | |
|-----------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------|
| Dr. Florencio G. Aceñolaza (Universidad Nacional de Tucumán) | Dr. Pablo Kraemer (PECOM Energía S.A.) |
| Dr. Renato Andreis (Buenos Aires) | Dr. Carlos O. Latorre (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Hugo Arbe (Total Austral) | Dr. Héctor Leanza (SEGEMAR) |
| Dr. Ricardo Astini (Universidad Nacional de Córdoba) | Dra. Hebe Lema (SEGEMAR) |
| Dr. Carlos Azcuy (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Carlos O. Limarino (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Edgardo Baldo (Universidad Nacional de Córdoba) | Dr. Raúl Lira (Universidad Nacional de Córdoba) |
| Dra. Sara Ballent (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Eduardo Llambías (Universidad Nacional de La Plata) |
| Dra. Viviana Barreda (Museo Bernardino Rivadavia, Buenos Aires) | Dr. Pedro Maiza (Universidad Nacional del Sur) |
| Dra. Silvana Bertolino (Universidad Nacional de Córdoba) | Dra. Graciela Marín (SEGEMAR) |
| Dr. Juan Carlos Bidegain (LEMIT, La Plata) | Dr. Marino Martini (Universidad de Florencia) |
| Dr. Gerardo Bossi (Universidad Nacional de Tucumán) | Dra. Graciela Mas (Universidad Nacional del Sur) |
| Dra. Milka Brodtkorb (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Juan Pablo Milana (Universidad Nacional de San Juan) |
| Dr. Marcelo Caballé (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Hubert Miller (Universidad de Munich) |
| Dr. Pablo Caffè (Universidad Nacional de Jujuy) | Dr. Roberto Miró (SEGEMAR, Córdoba) |
| Dr. Fernando Cañas (Universidad Nacional de Río Cuarto) | Dr. Constantino Mpodozis (SERNAGEOMIN, Chile) |
| Dr. Claudio Carignano (Universidad Nacional de Córdoba) | Dr. Eduardo Olivero (CADIC-CONICET) |
| Dr. Silvio Casadío (Universidad Nacional de La Pampa) | Dra. María Julia Orgeira (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Marcelo Cegarra (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Michael Ort (Universidad de Northern Arizona) |
| Dr. Carlos J. Chernicoff (SEGEMAR, Buenos Aires) | Dr. Ricardo Palma (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Carlos Cingolani (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. José Panza (SEGEMAR, Buenos Aires) |
| Dr. Jorge Codignotto (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Fernando Pereyra (Universidad de Buenos Aires) |
| Dra. Beatriz Coira (Universidad Nacional de Jujuy) | Dr. Gerardo Perillo (IADO, Bahía Blanca) |
| Dr. Ferrán Colombo Piñol (Universidad de Barcelona) | Dr. Abel Pesce (SEGEMAR, Buenos Aires) |
| Dr. Guillermo Corretgé (Universidad de Oviedo) | Dra. Stella Poma (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. José María Cortés (Universidad de Buenos Aires) | Dra. Mirta Quattrocchio (Universidad Nacional del Sur) |
| Dr. Ernesto Cristallini (Universidad de Buenos Aires) | Dra. Sonia Quenardelle (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Rubén Cucchi (SEGEMAR, Buenos Aires) | Dr. Jorge Rabassa (Universidad Nacional del Comahue) |
| Dr. Juan Dahlquist (CRILAR-CONICET) | Dr. Víctor Ramos (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Luis Dalla Salda (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Augusto Rapalini (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Nauris Dangavs (Inst. de Geomorfología y Suelos y CISAUA) | Dr. Carlos Rapela (Universidad Nacional de La Plata) |
| Dr. Daniel Delpino (Dirección de CyT de la prov. del Neuquén) | Dr. Guillermo Ré (Universidad de Buenos Aires) |
| Dra. Lidia Espizúa (CRICYT-CONICET) | Dra. Marcela Remesal (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Ricardo Etcheverry (Universidad Nacional de La Plata) | Dra. Rossi de Toselli (Universidad Nacional de Tucumán) |
| Dr. Luis Fauqué (SEGEMAR) | Dr. Roberto Scasso (Universidad de Buenos Aires) |
| Dr. Raúl Fernández (Universidad Nacional de La Plata) | Dra. Ana María Sinito (Universidad Nacional de Tandil) |
| Dra. Graciela Font (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Luis Spalletti (Universidad Nacional de La Plata) |
| Dr. Mario Franchi (SEGEMAR) | Dr. Luis Stinco (Tepetrol) |
| Dr. Carlos Gardini (Universidad Nacional de San Luis) | Dr. Pedro Stipanovic (Academia Nacional de Cs. Ex., Fís. y Nat.) |
| Dr. Juan Carlos Gómez (Universidad Nacional de La Plata) | Dr. Michael Thomson (British Antarctic Survey) |
| Dr. Gustavo González Bonorino (Universidad Nacional de Salta) | Dr. Danilo Velis (Universidad Nacional de La Plata) |
| Dr. Emilio F. González Díaz (SEGEMAR, Buenos Aires) | Dra. Luisa Villar (CONICET) |
| Dr. Miguel Griffin (Universidad Nacional de La Pampa) | Dr. Roberto Violante (Servicio de Hidrografía Naval) |
| Dr. Pablo Guerstein (Universidad Nacional de San Luis) | Dr. Viramonte (Universidad Nacional de Salta) |
| Dr. Antonio Introcaso (Universidad Nacional de Rosario) | Dr. Wolfgang Volkheimer (CRICYT-CONICET) |
| Dra. Teresa Jordan (Universidad de Cornell) | Dr. Zanettini (SEGEMAR, Mendoza) |
| Dra. Susan Kay (Universidad de Cornell) | Dr. Tomás Zapata (REPSOL-YPF) |
| Dra. Laura Kleiman (CNEA) | Dr. Eduardo Zappettini (SEGEMAR, Buenos Aires) |
| Dr. José Kostadinoff (Universidad Nacional del Sur) | Dr. Marcelo Zárate (IANIGLA-CRICYT, CONICET) |
| Dra. Magdalena Koukharsky (Universidad de Buenos Aires) | Dr. Carlos Zavala (Universidad Nacional del Sur) |

Se agradece también al Miembro Correspondiente de la Asociación, Dr. M.R.A. Thomson (British Antarctic Survey), por la corrección idiomática de la mayor parte de los resúmenes en inglés de los trabajos publicados.

ÍNDICE DEL VOLUMEN 56

ARTÍCULOS

| | |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------|
| P. Tchilinguirian y F. X. Pereyra. Geomorfología del sector Salinas Grandes-Quebrada de Humahuaca, provincia de Jujuy | 3-15 |
| C. E. Cisterna. Volcanismo subácico en el Eopaleozoico del Sistema de Famatina, noroeste de Argentina | 16-24 |
| C. Zavala y M. Quattrocchio. Estratigrafía y evolución geológica del río Sauce Grande (Cuaternario), provincia de Buenos Aires, Argentina | 25-37 |
| E. A. Rossello, H. de Santa Ana y G. Veroslavsky. La cuenca Santa Lucía (Uruguay): un <i>pull-apart</i> jurásico-cretácico transtensivo dextral | 38-50 |
| R. A. Violante, G. Parker y J. L. Cavallotto. Evolución de las llanuras costeras del este bonaerense entre la bahía Samborombón y la laguna Mar Chiquita durante el Holoceno | 51-66 |
| J. O. Codignotto, R. R. Kokot y A. J. A. Montí. Cambios rápidos en la costa de caleta Valdés, Chubut | 67-72 |
| G. G. Bujalesky, A. M. Coronato y F. I. Isla. Ambientes glaciafluviales y litorales cuaternarios de la región del río Chico, Tierra del Fuego, Argentina | 73-90 |
| N. Rubinstein, O. Morello y J. Burgos. El yacimiento de uranio Las Termas, Catamarca, Argentina | 91-98 |
| M. M. Garrido, E. Domínguez e I. Schalamuk. Veta Tajo, Paramillos de Uspallata, Mendoza. Características del sistema hidrotermal | 99-110 |
| N. Sabbatini, C. L. Azcuy y H. A. Carrizo. Invertebrados marinos de la Formación Malimán (Carbonífero inferior), y su relación con las asociaciones paleoflorísticas. Provincia de San Juan, Argentina | 111-120 |
| R. E. Giacosa. Zonas de cizalla frágil-dúctil neopaleozoicas en el nordeste de la Patagonia | 131-140 |
| R. E. Giacosa y J. M. Paredes. Estructura de las metamorfitas del Paleozoico temprano en el arroyo Salado, Macizo Nordpatagónico, Río Negro | 141-149 |
| F. I. Isla, G. R. Bértola, M. O. Farenga y L. C. Cortizo. Morfodinámica y balance sedimentario de playas del partido de Pinamar (1995-1999), provincia de Buenos Aires | 150-160 |
| E. Aragón, Y. E. Aguilera, P. D. González, L. Gómez Peral, C. E. Cavarozzi y A. Ribot. El Intrusivo Florentina del Complejo Volcánico Piroclástico del río Chubut medio (Paleoceno-Eoceno medio): un ejemplo de etmolito o embudo | 161-172 |
| A. T. Caselli, C. A. Marsicano y A. B. Arcucci. Sedimentología y paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico superior (provincias de La Rioja y San Juan, Argentina) | 173-188 |
| L. A. Spalletti. Modelo de sedimentación fluvial y lacustre en el margen pasivo de un hemigraben: el Triásico de la Precordillera occidental de San Juan, República Argentina | 189-210 |
| S. L. Lagorio, G. I. Massaferrero, M. E. Vattuone, T. F. Montenegro y C. O. Latorre. Mineralogía y metamorfismo de volcanitas de Aluminé, Neuquén | 211-220 |
| D. J. Pérez. El volcanismo neógeno de la cordillera de las Yaretas, Cordillera Frontal (34°S), Mendoza | 221-239 |
| F. I. Isla y A. Dondas. Facies fluviales del Pleistoceno de Mar del Plata, Argentina | 259-267 |
| C. J. Chernicoff. Interpretación geofísico-geológica del levantamiento aeromagnético de la región noroccidental de la provincia del Chubut | 268-280 |
| N. Brogioni. Geología de los cuerpos Virocco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis | 281-292 |
| C. B. Prezzi. Estudio paleomagnético de rocas cenozoicas aflorantes en la Puna Austral: nuevos datos de rotaciones tectónicas | 293-303 |
| J. A. Ferrer, F. X. Pereyra y D. Villegas. Factores y procesos pedogenéticos de Alfisoles de Argentina | 304-318 |
| M. C. Frisciale, L. V. Dimieri y J. A. Dristas. Cinemática de las milonitas del basamento proterozoico en Boca de la Sierra, sierras de Azul, Buenos Aires | 319-330 |
| J. E. Otamendi. Cordierita en migmatitas del norte de la sierra de Comechingones, Córdoba: génesis e implicancias geológicas | 331-343 |
| E. B. Olivero y F. A. Medina. Geología y paleontología del Cretácico marino en el sureste de los Andes Fueguinos, Argentina | 344-352 |
| M. J. Orgeira, A. M. Walther, R. Tófolo, C. A. Vásquez, H. Lippai y R. Compagnucci. Estratigrafía y magnetismo de rocas en un perfil del arroyo Tapalqué, Cuaternario de la provincia de Buenos Aires: implicancias paleoambientales y paleoclimáticas | 353-366 |
| R. Mon. Estructuras curvadas y levantamientos verticales en la Cordillera Oriental (provincias de Salta y Tucumán) | 367-376 |
| J. A. Ferrer, F. X. Pereyra, D. Villegas y S. E. Castro Godoy. Génesis y distribución de los suelos en función de su material originario y del relieve en la región central de la provincia de Santa Cruz | 377-391 |
| M. E. Gimenez, M. P. Martínez y A. Introcaso. Análisis hidrostático de la cuenca del Bermejo, provincia de San Juan, Argentina | 419-424 |
| R. A. Astini. La Formación La Pola (Ordovícico Superior): relicto erosivo de la glaciación hirnantiana en la Precordillera argentina | 425-442 |
| A. Tripaldi, L. Net, C. Limarino, S. Marensi, G. Re y A. Caselli. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja | 443-465 |
| E.F. González Díaz, A. D. Giaccardi y C. H. Costa. La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914) | 466-480 |
| J. Kostadinoff, E. Llambías, A. Raniolo y G. Álvarez. Interpretación geológica de los datos geofísicos del sector oriental de la provincia de La Pampa | 481-493 |
| A. E. Rapalini y M. Mena. Rotación tectónica antihoraria de la Formación Del Salto (Pérmico inferior), provincia de San Juan | 494-502 |
| J. C. Bidegain, A. J. van Velzen y Y. Rico. Parámetros magnéticos en una secuencia de loess y paleosuelos del Cenozoico tardío en la cantera de Gorina, La Plata: su relevancia en el estudio de los cambios paleoclimáticos y paleoambientales | 503-516 |
| C. J. Chernicoff. Evidencias geofísicas de la continuidad del volcanismo dacítico mioceno en el subsuelo de la depresión de Pozuelos, provincia de Jujuy, y su potencialidad minera | 517-528 |
| R. R. Fernández, H. J. Echeveste, C. Cábana y M. Curci. Relación entre la zona de cizalla y el dique de diabasa de la sierra del Tigre, Tandil, provincia de Buenos Aires | 529-534 |
| N. Brogioni. Petrología de los cuerpos Virocco y El Fierro, faja máfica-ultramáfica del borde oriental de la sierra de San Luis | 535-547 |
| H. Echeveste, R. Fernández, G. Bellieni, M. Tessone, E. Llambías, I. Schalamuk, E. Piccirillo y A. De Min. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico Medio a Superior) en el área Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz | 548-558 |
| L. E. Kleiman y J. A. Salvarredi. Petrología, geoquímica e implicancias tectónicas del volcanismo triásico (Formación Puesto Viejo), Bloque de San Rafael, Mendoza | 559-570 |

COMUNICACIONES

- M. E. Vattuone, C. O. Latorre y P. Leal.** Pectolita en asociación con laumontita y prehnita, en amígdalas de metabasaltos. Cerro Chapelcú Chico, Neuquén 240-243
G. I. Massaferro. El Jurásico temprano del cerro Cuche (Cordillera Patagónica del Chubut): estratigrafía y fósiles 244-248
J. Kostadinoff. Hidratos de metano en el margen continental argentino 392-395
G. I. Massaferro y M. J. Haller. Vetas epitermales en la vertiente suroriental del Macizo Nordpatagónico 396-399

NOTAS BREVES

- M. L. Gagliardo, A. T. Caselli, C. O. Limarino, F. Colombo Piñol y A. Tripaldi.** Las unidades terciarias de la Cuenca Rodeo-Iglesia: validez y correlación de las unidades formacionales 121-125
F. D. Hongn, J. M. Tubía, A. Aranguren, R. Mon y R. Battaglia. Intrusión del granito rojo del batolito de Tastil en areniscas eopaleozoicas en el angosto de la Quesera, Cordillera Oriental, Salta 249-252
M. Koukharsky, C. Tassinari, M. K. de Brodtkorb y P. Leal. Basaltos del Neopaleozoico-Triásico temprano? en las Sierras Norte de Córdoba y de Ambargasta, Sierras Pampeanas Orientales: petrografía y edades K/Ar 400-403
C. H. Labudía y E. A. Bjerg. El Grupo Los Menucos: redefinición estratigráfica del Triásico superior del Macizo Nordpatagónico 404-407

COMENTARIOS

- A.C. Riccardi.** El impacto de las publicaciones científicas: mito y realidad 408-414
E. I. Isla. Declaración de Amsterdam sobre Cambio Global 571

NECROLÓGICA

- Mario Martín Mazzoni (1942-1999) 253-254

NUEVAS INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

127

ERRATAS

126, 254

AGRADECIMIENTO A ÁRBITROS

572

ÍNDICE DEL VOLUMEN 56 (2001)

573-574

ÍNDICE DE AUTORES

- | | | |
|------------------------------|---------------------------------|----------------------------|
| Aguilera, Y.E., 161 | Fernández, R.R., 529, 548 | Otamendi, J.E., 331 |
| Álvarez, G., 481 | Ferrer, J.A., 304, 377 | Paredes, J.M., 141 |
| Aragón, E., 161 | Frisicale, M.C., 319 | Parker, G., 51 |
| Aranguren, A., 249 | Gagliardo, M.L., 121 | Pereyra, F.X., 3, 304, 377 |
| Arcucci, A.B., 173 | Garrido, M.M., 99 | Pérez, D.J., 221 |
| Astini, R.A., 425 | Giaccardi, A.D., 466 | Piccirillo, E., 548 |
| Azcuy, C.L., 111 | Giacosa, R.E., 131, 141 | Prezzi, C.B., 293 |
| Battaglia, R., 249 | Gimenez, M.E., 419 | Quattrocchio, M., 25 |
| Bellieni, G., 548 | Gómez Peral, L., 161 | Raniolo, A., 481 |
| Bértola, G.R., 150 | González, P.D., 161 | Rapalini, A.E., 494 |
| Bidegain, J.C., 503 | González Díaz, E.F., 466 | Re, G., 443 |
| Bjerg, E.A., 404 | Haller, M.J., 396 | Ribot, A., 161 |
| Brodtkorb, M.K. de, 400 | Hongn, F.D., 249 | Riccardi, A.C., 408 |
| Brogioni, N., 281, 535 | Introcaso, A., 419 | Rico, Y., 503 |
| Bujalesky, G.G., 73 | Isla, F.I., 73, 150, 259, 571 | Rossello, E.A., 38 |
| Burgos, J., 98 | Kleiman, L.E., 559 | Rubinstein, N., 91 |
| Cábana, C., 529 | Kokot, R.R., 67 | Sabattini, N., 111 |
| Carrizo, H.A., 111 | Kostadinoff, J., 392, 481 | Salvarredi, J.A., 559 |
| Caselli, A.T., 121, 173, 443 | Koukharsky, M., 400 | Schalamuk, I., 99, 548 |
| Castro Godoy, S.E., 377 | Labudía, C.H., 404 | Spalletti, L.A., 189 |
| Cavallotto, J.L., 51 | Lagorio, S.L., 211 | Tassinari, C., 400 |
| Cavarozzi, C.E., 161 | Latorre, C.O., 211, 240 | Tchilinguirian, P., 3 |
| Chernicoff, C.J., 268, 517 | Leal, P., 200, 240 | Tessone, M., 548 |
| Cisterna, C.E., 16 | Limarino, C.O., 121, 443 | Tófalo, R., 353 |
| Codignotto, J.O., 67 | Lippai, H., 353 | Tripaldi, A., 121, 443 |
| Colombo Piñol, F., 121 | Llambías, E., 481, 548 | Tubía, J.M., 249 |
| Compagnucci, R., 353 | Marensi, S., 443 | van Velzen, A.J., 503 |
| Coronato, A.M., 73 | Marsicano, C.A., 173 | Vásquez, C.A., 353 |
| Cortizo, L.C., 150 | Martínez, M.P., 419 | Vattuone, M.E., 211, 240 |
| Costa, C.H., 466 | Massaferro, G.I., 211, 244, 396 | Veroslavsky, G., 38 |
| Curci, M., 529 | Medina, F.A., 344 | Villegas, D., 304, 377 |
| De Min, A., 548 | Mena, M., 494 | Violante, R.A., 51 |
| de Santa Ana, H., 38 | Mon, R., 249, 367 | Walther, A.M., 353 |
| Dimieri, L.V., 319 | Montenegro, T.E., 211 | Zavala, C., 25 |
| Domínguez, E., 99 | Monti, A.J.A., 72 | |
| Dondas, A., 259 | Morello, O., 91 | |
| Dristas, J.A., 319 | Net, L., 443 | |
| Echeveste, H.J., 529, 548 | Olivero, E.B., 344 | |
| Farenga, M.O., 150 | Orgeira, M.J., 353 | |

En este índice no se especifica si se trata de uno o más autores. Cada autor es citado separadamente.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

Se publicarán únicamente artículos originales que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur. El texto debe ser conciso. Se tendrá especial cuidado en que las ideas estén expresadas con claridad y que el trabajo sea coherente a lo largo de todo su desarrollo. Todos los trabajos recibidos serán sometidos a arbitraje. Si los trabajos enviados a los autores para revisión son devueltos después de cuatro meses, serán tratados como artículos nuevos. Por lo menos la mitad de los autores deberán ser socios de la AGA.

Presentación del manuscrito

Se recibirán trabajos en castellano o en inglés, impresos en una cara en tamaño A4, a uno y medio espacio, con letra tamaño 12 y con márgenes de 2,5 cm de cada lado. No se admitirán notas de pie de página. Los artículos que no cumplan las normas serán devueltos sin arbitrar. La versión corregida del trabajo (luego de arbitrado) debe ser enviada por los autores en papel y en disquete bien identificado con extensión .txt, .doc o .rtf, en procesador de texto de uso corriente (ej. MSWord).

La presentación de un nuevo trabajo debe ser precedida 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 oración expresando que el mismo es original, que no ha sido enviado ni se enviará a ninguna otra revista durante el trámite editorial en la Revista de la AGA.

La primera página deberá incluir, en el siguiente orden: título del trabajo, nombre de los autores, institución a la que pertenecen, dirección postal y e-mail. En el caso de artículos escritos por varios autores se indicará claramente a cuál de ellos dirigirá la correspondencia, adjuntando dirección postal, fax y e-mail. Colocar al pie número total de páginas, figuras y cuadros. La segunda página incluirá un Resumen y un Abstract con un máximo de 250 palabras cada uno. Para los trabajos en inglés, después del Resumen irá el título en castellano. Luego deberán figurar Keywords y Palabras clave (no más de 5 en cada caso). El texto del trabajo comenzará en la tercera página y conviene adoptar el siguiente orden: introducción, geología regional y local, métodos utilizados (si cabe), resultados, conclusiones, agradecimientos y lista de trabajos citados en el texto. Los nombres de unidades estratigráficas deben seguir las normas del Código Argentino de Estratigrafía (AGA Serie B, N° 20).

El material gráfico se presentará como figuras (incluye dibujos y fotografías) y cuadros. Numerar las figuras correlativamente con números arábigos y referirse a ellas en el texto como Fig. (y el número). El mismo procedimiento debe seguirse para los cuadros. Colocar el número, título y autores en el margen de cada figura. Se recomienda que las figuras sean reproducibles al ancho de la caja (18 cm) o el de una columna de texto (8,5 cm). Evitar las figuras en forma apaisada. Las páginas deberán numerarse en forma corrida, incluyendo el texto, la lista de trabajos citados en el texto, y las leyendas de las figuras. Colocar las figuras al final en páginas sin numerar. Las figuras deberán ser enviadas en CorelDraw y los cuadros en MS Word o Excel, junto con la versión corregida del trabajo.

Se permite sin cargo la superficie equivalente a una página de figuras por cada 6 páginas de texto impreso. El costo de las ilustraciones en color correrá por cuenta de los autores. Se aconseja el uso de rastras con trama, no de grisados. Use líneas negras, continuas, limpias y cuyo ancho no sea menor de 0,1 milímetro al tamaño de publicación. Las fotografías deben ser de buena calidad, y de ser posible llevarán escala gráfica.

Enviar 3 copias del manuscrito a: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1er piso, C1006ACG Buenos Aires.

Los autores que deseen incluir en sus artículos reproducciones de figuras ya publicadas y amparadas por derecho de autor, son responsables de obtener el permiso escrito de quien corresponda, salvo que sean modificados sustancialmente, en cuyo caso deberán indicar, p. ej. «Geología en base a Caminos 1978», o «Adaptado de...».

Los derechos de autor que surjan de la publicación de la Revista de la Asociación Geológica Argentina serán propiedad de

la Asociación. Las solicitudes de permiso para reproducir total o parcialmente artículos publicados en la Revista deben ser dirigidas a la misma. La Comisión Directiva en general permitirá a los autores la reproducción ulterior de partes de sus propios artículos y, para otorgar permisos a terceros, se requerirá del consentimiento de los autores.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en texto y figuras, 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. Las referencias se escribirán siempre en idioma original. Limitar la cita de trabajos inéditos. En la lista bibliográfica se podrá incluir «trabajos en prensa» cuando estos estén formalmente aceptados para su publicación, indicando la revista. Los trabajos en preparación podrán ser citados como «comunicación personal» (com. pers.) y no figurarán en la bibliografía.

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, p. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. and Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados y costos a pagar por el autor

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta. Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones presentadas *a posteriori* de la prueba de galera 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, incluida la lista de trabajos citados en el texto, no será mayor de 30 páginas (15 páginas en formato de impresión). Se publicarán en lo posible por orden de aceptación. El período entre la entrega y la publicación dependerá de la cantidad de trabajos en la lista de espera.

b) *Comunicaciones*: artículos cortos de hasta 12 páginas (6 en formato de impresión), incluidos Resumen y Abstract y con una página de figuras como máximo.

c) *Notas breves*: deben presentar novedades de trascendencia. La extensión no debe superar 8 páginas (4 en formato de impresión) incluyendo una figura. Recibirán un tratamiento editorial especial, publicándose prioritariamente.

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

Augusto P. Calmels
Chevron San Jorge S.A.
Cerro Vanguardia S.A.
Pecom Energía
Río Tinto Mining and Exploration Ltd.
YPF S.A.

y los aportes de:

| | |
|--------------------|--------------------|
| R. Andreis | S. Kay |
| S. Archangelsky | P. Lesta |
| H. Bassi | E. Linares |
| J. L. Bianchi | R. L. Moreno |
| J. Bonaparte | H. J. Péndola |
| J. Bossi | J. C. Porto |
| M. K. de Brodtkorb | C. Riveros |
| H. H. Camacho | J. Saavedra Alonso |
| A. Cuerda | E. R. D. Saccone |
| H. Gay | P. N. Stipanovic |
| A. R. Gramajo | C. M. Urien |
| A. Introcaso | F. Vervoorst |
| J. Patricio Jones | C. R. Vilela |
| | W. Volkheimer |

Y de todos los Socios Activos y Adherentes de la Asociación Geológica Argentina

INSTRUCTIONS FOR AUTHORS

Revista de la Asociación Geológica Argentina publishes original articles on geological themes, especially those related to Argentina and South America. The text must be concise, special care should be taken to ensure that ideas are expressed with clarity, and that the paper is consistent throughout. All papers received will be subject to review. Any paper sent back to authors for revision and not resubmitted within four months, will be treated as a new article. At least half the authors must be members of AGA.

Preparation of manuscripts

Contributions will be accepted in Spanish or English; they should be printed on A4 paper, at one and a half line spacing, using 12-point typeface, and with 2.5 cm margins at each side. Footnotes are not acceptable. Any paper which does not comply with these rules will be returned without review. Following review, the corrected version of the paper should be submitted both as hard copy, and on diskette clearly identified with the extension .txt, .doc, or .rtf, and using a current word-processing package, such as MS Word.

Submission of a new paper should be accompanied by a letter to the director of Revista de la Asociación Geológica Argentina, stating the title of the paper and the names of the authors, together with a declaration that the work is original and that it has not been sent nor will be sent to another journal whilst it is being handled by Revista de la AGA.

The first page should include, in order, the following information: title of the paper, name(s) of the author(s), the postal address of the institute(s), and e-mail address(es). In the case of a paper with several authors, the handling author must be clearly identified with his/her postal address, fax and e-mail address. At the bottom of the page, indicate the total number of typed pages, figures and tables. The second page should include a *Resumen* and an Abstract of not more than 250 words. Papers in English should carry the title in Spanish after the *Resumen*. Finally include no more than five Keywords in English and Spanish. The text of the paper should begin on page three and should be organised in the following way: introduction, geological setting, methods used (if appropriate), results, conclusions, acknowledgements, and list of works cited in the text. Names of stratigraphical units should comply with the rules set out in *Código Argentino de Estratigrafía* (AGA Serie B, N° 20).

Illustrative material should be designated as figures (both drawings and photographs) and tables. Number the figures consecutively with arabic numerals and refer to them in the text as 'Fig.' (and the number). Use a similar procedure for tables ('Cuadro'). Indicate the number, together with title and authors of the paper at the foot of each figure. Figures should be designed for reproduction at full page width (18 cm) or single column (8.5 cm). Avoid figures requiring full-page reproduction in landscape format. Pages should be numbered continuously, including the text, references, and figure captions. Include the figures together at the end on un-numbered pages. Figures may be submitted electronically in CorelDraw, and tables in MS Word or Excel together with the final corrected version of the text.

Authors are allowed, without charge, the equivalent of one page of figures to every 6 printed pages of text. The cost of coloured illustrations will be charged to authors. The use of patterned ornament rather than screen fills is recommended. Use clear black lines which will be no less than 0.1 mm wide at the published size. Photographs must be of high quality and where possible carry a graphic scale.

Submit 3 copies of the manuscript to: Subcomisión de Publicaciones, Asociación Geológica Argentina, Maipú 645 1er piso, C1006ACG Buenos Aires.

Authors who wish to include in their papers copies of figures already published are responsible for obtaining written permission from the copyright holder, except in those cases where they have been substantially modified, as indicated by, e.g. "Geology after Caminos 1978" or "Modified from....."

Copyright to all papers published in Revista de la Asociación Geológica Argentina remains with the Asociación, from whom

permission must be sought to reproduce all or any part of articles published in the Revista. As a rule, the Comisión Directiva will allow authors to reproduce parts of their own articles, and will seek the consent of authors for reproduction by a third party.

References

The list of works cited in the text should commence on a new page. Make sure there is complete correspondence between the list and the references cited in the text and figure captions. Pay particular attention to style, order and punctuation as illustrated in the examples below. For references with two authors, list alphabetically by first author and then alphabetically by the second author. For references with three or more authors, order chronologically by the date of publication. Titles of all periodicals should be given in full. Do not use Roman numerals. Give the first and last page of each article (except for unpublished articles). For books, give the name of the publishing house and place (city) of publication. References should be written in their original language. Citations to unpublished works should be kept to a minimum. Works "in press" may be included when they have been accepted formally for publication. Work in preparation should be cited as "personal communication" (pers.com.) and not included in the list of references.

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

Offprints and page costs

No free offprints are provided. Authors may order offprints at the stage of correcting their galley proofs. Costs for excess pages or illustrations, for corrections made after galley proof, or for offprints must be paid by authors before publication of their article.

Types of Articles

a) Normal articles: No more than 30 pages (15 printed pages), inclusive of references. They will be published, as far as possible in order of acceptance. The period between submission and publication will depend on the number of contributions in the waiting list.

b) Communications: short articles of about 12 pages (6 printed pages) inclusive of *Resumen* and Abstract and with a maximum of one page of illustrations.

c) Short notes: should present important new information. They may be no more than 8 pages in length (4 printed pages), including one figure. They will receive special editorial treatment, and given publication priority.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Volumen 56 - Número 4 - Págs. 417-574
Buenos Aires - Diciembre 2001

ISSN: 0004-4822



**Registro de la Propiedad
Intelectual 121106**

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

**Maipú 645, piso 1, C1006ACG Buenos Aires, Argentina
Fax 54-11-43253104**