

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Volumen 53 N° 3 1998



53 3

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

289-432
25 de enero de 1999

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

Revista de la
Asociación Geológica Argentina

Volume 53, Number 3, September 1998

CONTENTS

ARTICLES

Geology and geochemical aspects of La Playa granitic pluton, sierra de Guasapampa, Córdoba

Gabriel M. Gómez and Raúl Lira, pp. 291-305

A model for fluid circulation in a polymetallic deposit: Angela mine, Somoncuro Massif

M. E. Varela and D. A. Gregori, pp. 306-316

Analysis of strained microfabrics in the "Pórfidos Riolíticos". Basement area of Pigüe, Sierras Australes de Buenos Aires

María Silvia Japas and José Sellés-Martínez, pp. 317-324

Las Cañas rock-avalanche: another manifestation of these phenomena on the western slope of the Sierra Grande de San Luis

Emilio F. González Díaz, Luis Fauqué, Carlos H. Costa and Aldo D. Giaccardi, pp. 325-336

Hydrogeochemistry of a semi-arid system, Suquia River, Córdoba, Argentina. 2. Transport of dissolved solids, weathering, and CO₂ consumption

Diego M. Gaiero, pp. 337-347

Morphological and palaeohydrological reconstruction of an abandoned reach of the Lower Paraguay River (Argentina)

Oscar Orfeo, pp. 348-353

The Early Cretaceous (Valanginian) ammonite *Chacantuceras* gen. nov. - a link between the Neuquén and Austral basins

María B. Aguirre-Urreta and Peter F. Rawson, pp. 354-364

Anatomy of Triassic rift-lake parasequences, and their relation to hydrocarbon generation, Ischigualasto Basin, San Juan

Juan Pablo Milana, pp. 365-387

Channel - flood plain architecture and sequences: Triassic fluvial systems of western Argentina

Luis A. Spalletti and Claudio A. Barrio, pp. 388-400

The Campana Mahuida and Caicayén ore districts, Neuquén: a model of Cu skarns - porphyry copper deposits and implications for their exploration in the Main Cordillera

Marta Franchini and Lidia Malvicini, pp. 401-415

Analysis of an unusual horizontal gravity gradient between Bermejo basin and Valle Fértil range (San Juan Province)

Mario Ernesto Gimenez, Myriam Patricia Martínez and Antonio Introcaso, pp. 416-421

DISCUSSION

Glacial pavement in the Leoncito Formation (Carboniferous), western Precordillera, San Juan

Comment, *J. Sellés Martínez*, pp. 422-424

Reply, *O. R. López-Gamundí, and E. A. Rossello* pp. 424-428

NEWS

Fifth International Symposium on the Jurassic System

A.C. Riccardi, p. 429

MEMORIAL

† Anibal Alejandro Palma

Arturo Amos, p. 430

ON THE COVER

Pyroclastic rocks of La Matilde Formation, Middle-Upper Jurassic. In the foreground upright trunks of *Araucaria*. Fossil forest Natural Park, Santa Cruz Provincia, Argentina. Photo Focus/Buenos Aires, Argentina.

The Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 908558) is published quarterly by Asociación Geológica Argentina, with offices at Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Phone & Fax: 54-1-3253104; E-mail: postmaster@aga.inv.org.ar. Opinions presented in this publication do not reflect official positions of the Asociación Geológica Argentina.

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

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
VOLUMEN 53, NÚMERO 3, SEPTIEMBRE 1998**

CONTENIDO

ARTICULOS

- Geología y aspectos geoquímicos del plutón granítico de La Playa, sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba
Gabriel M. Gómez y Raúl Lira, 291-305
Modelo para la circulación de fluidos en un yacimiento polimetálico: Mina Angela, Macizo de Somuncura.
- M. E. Varela y D. A. Gregori,* 306-316
Análisis de la microfábrica deformacional de los "Pórfidos Riolíticos" en el área de basamento de Pigüé,
Sierras Australes de Buenos Aires
María Silvia Japas y José Sellés-Martínez 317-324
- La avalancha de rocas de Las Cañas: otra manifestación de estos fenómenos en el flanco oeste
de la Sierra Grande de San Luis
Emilio F. González Díaz, Luis Fauqué, Carlos H. Costa y Aldo D. Giaccardi 325-336
- Hidrogeoquímica de un sistema de la región semiárida: el río Suquia, Córdoba 2. Transporte de sólidos
disueltos, meteorización y consumo de CO₂
Diego M. Gaiero 337-347
- Reconstrucción morfológica y paleohidrológica de un tramo abandonado del río Paraguay inferior
Oscar Orfeo 348-353
- Chacantuceras gen. nov. un amonite del Cretácico inferior (Valanginiano): vínculo entre las cuencas
Neuquina y Austral
María B. Aguirre-Urreta y Peter F. Rawson, 354-364
- Anatomía de parasecuencias en un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos,
cuenca triásica de Ischigualasto, San Juan
Juan Pablo Milana, 365-387
- Arquitectura y Secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco)
en la Cuenca Cuyana
Luis A. Spalletti y Claudio A. Barrio, 388-400
- Las alteraciones y mineralizaciones de Campana Mahuida y Caicayén,
Neuquén: nuevos datos para la exploración de la asociación Skarns de Cu - Pórfiros Cupríferos
en la Cordillera Principal
Marta Franchini y Lidia Malvicini, 401-415
- Análisis del inusual gradiente gravimétrico horizontal entre la cuenca del Bermejo
y la sierra de Valle Fértil (Provincia de San Juan)
Mario Ernesto Gimenez, Myriam Patricia Martínez y Antonio Introcaso, 416-421
- DISCUSIONES
- Pavimento glacial en la Formación
Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental
Comentario, *José Sellés-Martínez* 422-424
Réplica, *Oscar R. López-Gamundí, y Eduardo A. Rossello* 424-428
- COMENTARIO DE ACTUALIDAD
- Quinto Simposio Internacional sobre el Sistema Jurásico
A.C. Riccardi 429
- NOTA NECROLÓGICA
- † Anibal Alejandro Palma
Arturo Amos 430

TAPA

Rocas piroclásticas de la Formación La Matilde, Jurásico medio-superior. En primer plano troncos *in situ* de *Araucaria*. Monumento Natural de los Bosques Petrificados, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Foto Focus / Buenos Aires, Argentina.

La Revista de la Asociación Geológica Argentina (ISSN 0004-4822; Reg. Nac. Prop. Int. 908558) es publicada trimestralmente por la Asociación Geológica Argentina, con sede en Maipú 645, 1er. piso, 1006 Buenos Aires, Argentina. Tel.- Fax: 54-1-3253104; E-mail: postmaster@aga.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: U\$S 80 (incl. costos de envío). Precios y pedidos de números anteriores disponibles deben efectuarse a la Asociación.

This One



FGQH-Y8U-40EX

Miembro de la *American Association of Petroleum Geologists*

COMISIÓN DIRECTIVA

Comité Nacional, *International Union of Geological Sciences*
(1997 - 1999)

Director

R. A. Scasso, Universidad de Buenos Aires

Subcomisión de Publicaciones

P. P. Alvarez, Universidad de Buenos Aires
S. Lanés, Universidad de Buenos Aires
M. López de Luchi, CIRGEO, Buenos Aires

Editores Asociados

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

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

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.
Vicepresidente: Dr. Carlos M. Urien.
Secretario: Dr. Ricardo Palma.
Tesorera: Lic. Susana Valencio.
Vocales Titulares: Dra. Pamela Alvarez, Dra. Mónica López de Luchi, Dr. Augusto E. Rapalini, Dr. Roberto A. Scasso.
Vocales Suplentes: Dr. Hugo Arbe, Dr. Ernesto Cristallini, Lic. Silvia Lanés, Dra. Graciela Mas.

ORGANO DE FISCALIZACIÓN

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

Delegados en el interior

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

Delegados en Buenos Aires

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

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Paraná, Cx. Postal 19011, Curitiba-PR.
Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESPE, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.
Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.
Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C. C. 1662, Asunción.

Copyright © 1998. Asociación Geológica Argentina. All rights reserved. Authorization to photocopy items for internal or personal use, or the internal or personal use of specific clients, is granted by Asociación Geológica Argentina, provided that US\$ 0.50 per page is paid directly to Copyright Clearance Center, 27 Congress Street, SALEM, MA 01970, USA. For those organizations that have been granted a photocopy licence by CCC, a separate system has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/97 \$00.00+00.50.

Geología y aspectos geoquímicos del plutón granítico de La Playa, sierra de Guasapampa, provincia de Córdoba

Gabriel M. GÓMEZ y Raúl LIRA

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas,
Museo de Mineralogía y Geología Dr. A. Stelzner,
Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba, Argentina

ABSTRACT. *Geology and geochemical aspects of La Playa granitic pluton, sierra de Guasapampa, Córdoba.* The La Playa pluton is located in the north-west of Córdoba Province in central Argentina. It is part of the crystalline basement of the Sierra de Guasapampa, one of the southern blocks of the Eastern Pampean Ranges. The unit is a 30 km² N-S-elongated body intruded into Precambrian metasedimentary schists, gneises and migmatites. Granodiorite, monzogranite and monzogranitic aplite-pegmatite are the dominant lithological units. Major and trace-element geochemistry reveals the existence of two series, granodiorite and monzogranite, both of calc-alkaline peraluminous chemistry. The most primitive rocks of the intrusive sequence are granodiorites, which were later faulted and intruded by more evolved muscovite-(±biotite) monzogranites. The same structures were later exploited by the emplacement of more differentiated aplite-pegmatite dykes that were intruded and well beyond the limits of the pluton into the metamorphic country rocks. Granodiorite and monzogranite could represent different melt sources, although monzogranite could also be the result of extreme fractionation of the granodiorite melt. The La Playa granodiorite was emplaced during the Late Devonian (365±3 Ma), coincident with the main porphyritic monzogranite (B-facies of the Achala series) and cumulates of the neighbouring Achala batholith. The La Playa intrusion should be considered as representing the westernmost plutonic event in Córdoba Province of the magmatic cycle that gave origin to the Achala batholith under a possible collisional geotectonic regime.

Introducción

El cuerpo granítico de La Playa se halla ubicado al noroeste de la provincia de Córdoba en la Sierra de Guasapampa, departamento Minas, entre los 30° 57' 40" y 31° 02' 15" lat. S y 65° 33' 39" y 65° 37' 52" de long. O. Brackebusch (1891) fue el primero en delimitar este cuerpo. En 1960 Olsacher describió este plutón como un granito gris claro con pasajes a rosado, con una gran cantidad de cuerpos lenticulares de aplita que lo atraviesan. Posteriormente Lucero Michaut y Olsacher (1981) consideraron al sector oriental del cuerpo constituido por un granito aplítico rojo y al occidental por un granito gris blanquecino con tendencias granodioríticas. En la segunda mitad de la década del 80, geólogos de la Dirección de Minería de la provincia de Córdoba efectuaron una serie de labores de exploración y estudios relacionados en el área de referencia, concluyendo que el plutón estaría formado por una tonalita aprovechable tecnológicamente (Cornaglia *et al.* 1988a, b; Jerez *et*

al. 1987). Las referencias bibliográficas vinculadas al área de estudio se hallan reducidas a los contados antecedentes citados.

El propósito de este trabajo es contribuir al conocimiento geológico, petrológico y geoquímico del cuerpo de referencia, ya que el estudio de sus características particulares y su localización geográfica, pueden aportar información significativa en estudios comparativos con granitoides vecinos y otros representantes del magmatismo granítico de Sierras Pampeanas.

Generalidades geológicas del plutón

Este cuerpo granítico presenta una morfología ovoidal con su eje mayor de rumbo N-S (Fig. 1). Abarca un área de aproximadamente 30 km² y se halla emplazado en un complejo metamórfico constituido principalmente por gneises tonalítico-biotíticos y gneises tonalítico-biotíticos inyectados (Lucero

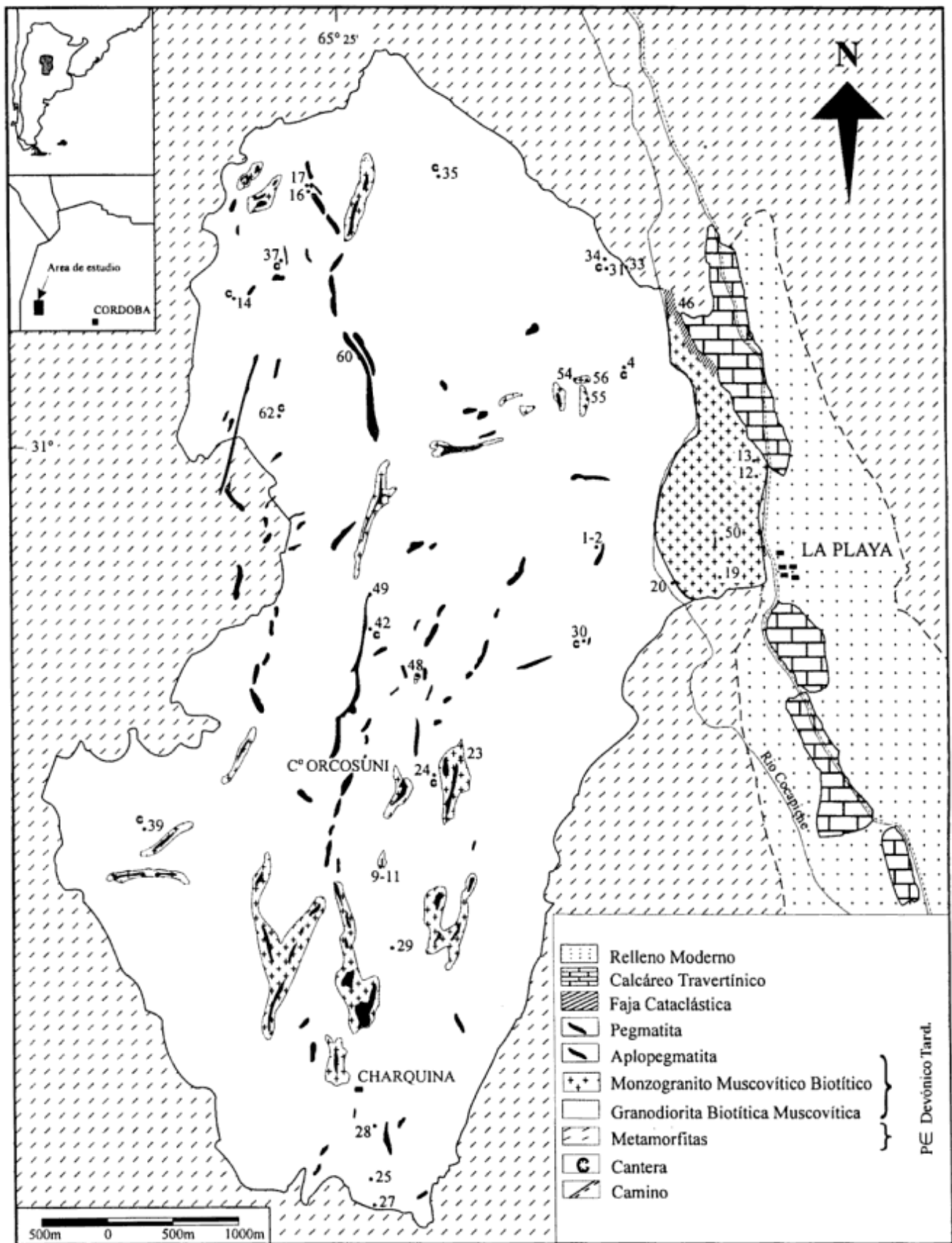


Figura 1: Mapa geológico.

Michaut y Olsacher 1981) o migmatitas y gneises esquistosos inyectados según Olsacher (1960).

El contacto con las metamorfitas encajonantes es neto, lo que evidencia su carácter intrusivo. La notable ausencia de xenolitos es indicativa de que la superficie erosiva actual correspondería a niveles más profundos que la zona de techo del plutón.

Se encuentra estructuralmente limitado por dos grandes dislocaciones de carácter compresivo con rumbo meridiano a submeridiano con labio occidental hundido; otras estructuras menores limitan al cuerpo en su flanco norte con rumbo ONO-ESE. El cuerpo se encuentra atravesado por varias fracturas, cuyos rumbos predominantes coinciden con las de carácter regional que lo limitan.

Caracterizan a este cuerpo su gran número de aplitas y pegmatitas, las que tienen dos rumbos dominantes, uno submeridiano y otro perpendicular a éste.

Los contactos entre los diferentes tipos graníticos son netos, excepto en el margen oriental del cuerpo, aproximadamente 500 m al noroeste de la localidad de La Playa, en las márgenes del río Cocapiche, donde se observa una interdigitación con contactos en pasaje gradacional a escala de 1 a 2 m entre la granodiorita biotítica muscovítica (GBM) y el monzogranito muscovítico biotítico (MMB).

Metodología de estudio

El mapa geológico (Fig. 1) fue elaborado sobre la base de fotografías aéreas a escala aproximada 1:20.000. Se extrajeron 63 muestras representativas de todo el sector cartografiado. Se efectuaron estudios mineralógico-petrográficos sobre secciones delgadas y se realizaron 16 análisis modales contándose entre 500 y 700 puntos por muestra. Los porcentajes de An en plagioclasas fueron estimados a partir de la medida de parámetros ópticos en base a los métodos combinados de Tsuboi y Schuster (en Nesse 1991). Se efectuaron análisis químicos de elementos mayoritarios y algunos elementos traza de 14 muestras. Los análisis fueron realizados por fluorescencia de rayos X en los laboratorios de XRAL (Canadá). Los elementos mayoritarios y los elementos traza Ba, Nb, Rb, Sr, Y y Zr se analizaron sobre perlas de fusión a partir de 2 gr de muestra con un límite de detección de 0,01 % para los primeros y 10 ppm para los últimos; los elementos traza restantes (Ni, U y Th) fueron analizados sobre pellets de polvo prensado a partir de 5 gr de muestra con un límite de detección de 2 ppm. Los elementos de tierras raras fueron analizados sobre dos muestras representativas en los mismos laborato-

rios por ICP/MS (plasma inductivo/espectrometría de masas) con los siguientes límites de detección: Pr (0,2 ppm), Eu, Ho, Lu (0,05 ppm) y para el resto de los elementos 0,1 ppm. Para el modelado matemático de elementos traza los coeficientes de partición utilizados fueron recopilados de Rapela y Shaw (1979) y Rollinson (1993). Para el análisis geocronológico se analizó la muestra más representativa de la granodiorita (LP 4), utilizando el método potasio-argón (K-Ar) sobre concentrados de biotita en los laboratorios Amdel Limited Mineral Services de Australia.

Geología y petrografía

Rocas de caja

El cuerpo de La Playa se encuentra emplazado en contacto con dos litologías metamórficas.

Gneis tonalítico biotítico común (Lucero Michaut y Olsacher 1981): esta roca limita al cuerpo en su flanco oriental, es de composición tonalítica, granuda de grano medio con venillas lenticulares de cuarzo paralelas a su esquistosidad. En el límite oriental, sobre el río Cocapiche, se observan máculas de biotita y granates rotados de hasta 4 cm de diámetro con ojos de cuarzo de hasta 10 cm, fenoblastos rotados de feldespato de 1-2 cm y xenolitos esquistos de hasta 70 cm.

Al microscopio poseen textura granoporfidoblástica con porfidoblastos de cuarzo, plagioclasa y nódulos ovoidales constituidos por cuarzo, plagioclasa muy sericitizada y muscovita secundaria de grano fino; la matriz posee textura granoblástica formada por cuarzo, plagioclasa y biotita, carentes de orientación preferencial. Su paragénesis es cuarzo + biotita + plagioclasa. El cuarzo tiene extinción ondulosa, está muy fracturado y en sectores forma mosaicos por recristalización; la plagioclasa (An₂₇) posee una leve zonación y bordes de reacción, ha desarrollado un maclado sectorizado posiblemente por efectos tectónicos y también presenta mirmequitas. La biotita es la mica principal y se encuentra asociada a minerales opacos, incluye granates y circones euhédricos a subhédricos, está algo desferizada y a partir de ella se han formado muscovita y clorita, posiblemente de origen retrógrado.

Esquisto tonalítico biotítico: conforma el límite sudoccidental del cuerpo, es una metamorfita algo más esquistosa que la anterior con rumbo N-S y buzamiento aproximado de 37° E. En sectores se hace más granuda y presenta xenolitos de gneis de ojos y nódulos de cuarzo. Microscópicamente es una

roca de textura lepidoblástica con porfiroblastos aislados de plagioclasa y nódulos de cuarzo con textura granoblástica, posee la misma paragénesis que la roca anterior. Presenta una textura de lentes elongadas compuestas por cuarzo, biotita y plagioclasa, rodeadas por fajas de grano muy fino constituidas por biotita cloritizada, muscovita secundaria y cuarzo recristalizado, orientadas según la esquistosidad. Minerales opacos y epidoto secundario están asociados a biotita. La clorita suele formar soles y reemplaza a la biotita. El cuarzo se presenta con textura de mosaico y en granos rotados rodeados por fajas micáceas de grano fino. La plagioclasa (An₂₃) posee maclas polisintéticas acuñadas y sectorizadas, en algunos casos se encuentra intensamente sericitizada enmascarando el maclado. En el sector noroccidental la roca presenta inyecciones de feldespato potásico y cuarzo a lo largo de los planos de esquistosidad.

Calcáreo travertínico (Fm. La Playa; Lucero Michaut y Olsacher 1981): esta formación ha sido definida como bancos travertínicos de ambiente lacustre posiblemente ligados a actividades póstumas del volcanismo cenozoico y asignada al Plioceno tardío o Pleistoceno temprano (Lucero Michaut y Olsacher 1981). La roca más representativa es de color blanco grisáceo con estructura granuda muy fina y homogénea, formando un banco plano de elongación N-S con un ligero buzamiento al E. Su extensión aproximada es de 7 km.

El calcáreo que la constituye se distingue por su homogeneidad en composición y estructura, a veces alterna con bancos delgados de toscas que contienen pequeños rodados de cuarzo y de rocas cristalinas, también suelen aparecer fragmentos de restos fósiles, impresiones de tallos de plantas y de pequeños moluscos de agua dulce (Olsacher 1960).

En el sector nororiental del plutón de La Playa,

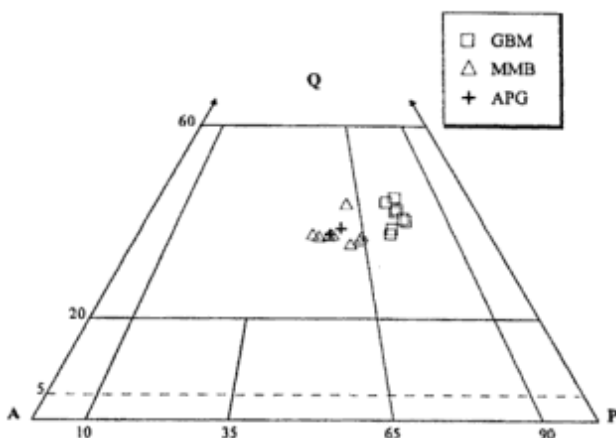


Figura 2: Clasificación según Streckeisen (1976). GBM: granodiorita biotítica muscovítica; MMB: monzogranito muscovítico; APG: aplpegmatita.

parte del contacto MMB-gneis, el cual forma una faja cataclástica (LP-46), fue cubierto por travertino, observándose numerosas venillas carbonáticas que se introdujeron en las fracturas del granito y en la esquistosidad del gneis. Posteriormente se depositaron diferentes niveles de travertino integrando la siguiente secuencia: 1) Gneis penetrado y cementado por material carbonático; 2) Nivel brechoso con clastos de rocas del basamento cristalino de hasta 5 cm de diámetro suspendidos en una matriz carbonática, los clastos presentan diferentes grados de redondez denotando un amplio rango de variabilidad en el transporte de los fragmentos; 3) Travertino puro; 4) Nivel brechoso con sedimentos finos (2 a 5 mm) suspendidos en una matriz carbonática.

Rocas graníticas

Sobre la base de la clasificación de Streckeisen (1976) las rocas estudiadas abarcan dos campos: granodiorita y monzogranito (Fig. 2).

Granodiorita biotítica muscovítica (GBM): es el petrotipo dominante, se presenta en forma de unidades bochiformes de hasta 1000 m³ y como planchones que asoman en las depresiones. Es de color gris claro, de textura equigranular de grano medio (1 a 2 mm). Es muy uniforme tanto textural como mineralógicamente en todo el plutón, en algunos casos presenta megacristales aislados de plagioclasa, cumulos de biotita y segregaciones de cuarzo. Se halla en contacto neto tanto con la roca de caja como con el resto de los petrotipos, salvo el contacto oriental con el MMB donde es interdigitado con pasajes transicionales de 1 a 2 m, y en el interior del cuerpo entre el cerro Orcosuni y Charquina, donde el contacto GBM-MMB es gradacional a escala de pocos centímetros. Este petrotipo se encuentra surcado por una gran cantidad de fracturas con rumbo predominante N-S que alojan monzogranitos, aplpegmatitas, pegmatitas y aplitas.

La roca es holocristalina, hipidiomórfica y está constituida por cuarzo, plagioclasa (An₁₇), microclino y biotita; como minerales accesorios contiene apatita, epidoto y circón; clorita, muscovita, titanita y epidoto son fases secundarias. Los valores porcentuales de modas promedio para esta roca son (n=8): cuarzo 34,8, plagioclasa 36,2, microclino 12,3, biotita 8,3, muscovita 4,2, clorita 2,5, epidoto 0,8 y 0,9 para el resto de minerales accesorios y secundarios. La plagioclasa se encuentra alterada a sericitita, muscovita y epidoto; en algunos casos se presenta zonada, más intensamente alterada en el núcleo; en algunos sectores del cuerpo (LP-14, LP-35) muestra extinción ondulosa y lamelas flexuradas. El microclino peritítico y el cuarzo han crecido

intersticialmente incluyendo al resto de los minerales más tempranos. La biotita es de color pardo oscuro, se encuentra cloritizada y también se ha formado epidoto, titanita y óxidos de Fe y Ti a sus expensas. La muscovita primaria sólo representa el 30% de este filosilicato presente en la roca; se presenta en forma de tablas subhedral asociada paragenéticamente con biotita; la muscovita secundaria (~70%), se ha formado a partir de plagioclasa y biotita. Entre las fases accesorias posee apatitas ovoideas incluidas en cuarzo y feldespatos, y epidoto subhedral posiblemente primario incluido en biotita. Los productos representativos de los procesos de alteración subsolidus son epidoto, titanita, clorita y muscovita; los cuatro pueden reemplazar a la biotita, mientras que la plagioclasa se ve muscovitizada y/o reemplazada por epidoto. En las dos generaciones de epidoto, el término se refiere a miembros de la serie epidoto-clinzoisita. Se observaron circones zonados incluidos en plagioclasas con fracturación radial en el hospedante y también inclusiones euhedrales de monacita; la presencia de ambas fases fue corroborada mediante el uso de energía dispersiva de rayos X.

Monzogranito muscovítico biotítico (MMB): a este petrotipo se lo puede dividir en dos facies: de borde y de centro.

Facies de borde (de emplazamiento periplutónico) (LP-12, LP-13, LP-19 y LP-50): es de color rojizo, equigranular holocristalino de grano medio ("granito aplítico rojo" según Lucero Michaut y Olsacher 1981). Se desarrolla en el sector oriental del cuerpo, donde aflora con dimensiones aproximadas de 1,5 por 0,8 km acunándose hacia el norte. No presenta el intenso diaclasamiento que evidencia la facies de centro. Las fracturas dominantes, de rumbo N-S, se encuentran rellenas por aplopegmatitas (APG); en general, hacia la zona de fractura, la coloración rojiza se hace más intensa. Se observaron pequeñas miarolas formadas por cuarzo, microclino y cristales de sulfuros oxidados.

Esta facies está constituida por cuarzo, plagioclasa (An₀₈), microclino, muscovita y biotita; entre los minerales accesorios, granate, circón, epidoto (primario), apatita y rutilo. Como minerales secundarios se presentan anatasa, clorita, muscovita, epidoto, minerales opacos y un carbonato. Los análisis modales arrojaron los siguientes valores porcentuales promedio (n=4): cuarzo 35,6, plagioclasa 31,7, microclino 23,7, muscovita 6,8, biotita 0,4, clorita 0,6 y 1,2 para el resto de minerales accesorios y secundarios. El cuarzo se observa en dos generaciones, una de mayor tamaño de grano con extinción ondulosa y otra de menor tamaño que por recristalización forma una textura de pseudomosaico asociada a muscovita secundaria de grano fino. Los feldespatos se encuentran fracturados y con sus lamelas flexuradas. Las micas forman "schnürens" (Augustithis 1973) rodeando granos triturados de cuarzo y feldespatos; todas estas texturas evidencian efectos tectónicos. Además, la presencia de cuarzo en forma de venillas intruidas en microfisuras, muscovitas formando agregados en soles y cristales de un carbonato incluidos en cuarzo intersticial, son evidencias de efectos hidrotermales. La biotita se encuentra casi en su totalidad desferriada transformada en muscovita secundaria o cloritizada, asociada a minerales opacos y óxidos de hierro. La mayor parte de la muscovita es secundaria a partir de biotita y plagioclasa. Como fases accesorias contiene granate subhedral muy fracturado y algo cloritizado, epidoto subhedral tardío con bordes reactivos en contacto con plagioclasa y como agregados anhedral, posiblemente secundarios, asociados a biotita y clorita. El circón de hábito prismático corto está incluido en cuarzo y feldespatos, el rutilo en pequeñas agujas incluidas en plagioclasas y la apatita se encuentra incluida en feldespatos y también se asocia a la muscovita de hábito radial. La clorita se desarrolla a partir de la biotita y el granate; la anatasa está asociada a óxidos de hierro, ambos como producto de alteración de biotita.

Facies de centro (de emplazamiento intraplutónico) (LP-23, LP-55, LP-11 y LP-48): este granito ocupa relieves intermedios entre la granodiorita (zonas deprimidas) y los cuerpos aplopegmatíticos (crestas) formando lentejones de hasta 1 km de longitud. Se encuentra densamente diaclasado con diseño ortogonal. El contacto de éste con el resto de los petrotipos es neto y en algunos casos transicional a lo ancho de unos pocos centímetros.

Como minerales secundarios se presentan anatasa, clorita, muscovita, epidoto, minerales opacos y un carbonato. Los análisis modales arrojaron los siguientes valores porcentuales promedio (n=4): cuarzo 35,6, plagioclasa 31,7, microclino 23,7, muscovita 6,8, biotita 0,4, clorita 0,6 y 1,2 para el resto de minerales accesorios y secundarios. El cuarzo se observa en dos generaciones, una de mayor tamaño de grano con extinción ondulosa y otra de menor tamaño que por recristalización forma una textura de pseudomosaico asociada a muscovita secundaria de grano fino. Los feldespatos se encuentran fracturados y con sus lamelas flexuradas. Las micas forman "schnürens" (Augustithis 1973) rodeando granos triturados de cuarzo y feldespatos; todas estas texturas evidencian efectos tectónicos. Además, la presencia de cuarzo en forma de venillas intruidas en microfisuras, muscovitas formando agregados en soles y cristales de un carbonato incluidos en cuarzo intersticial, son evidencias de efectos hidrotermales. La biotita se encuentra casi en su totalidad desferriada transformada en muscovita secundaria o cloritizada, asociada a minerales opacos y óxidos de hierro. La mayor parte de la muscovita es secundaria a partir de biotita y plagioclasa. Como fases accesorias contiene granate subhedral muy fracturado y algo cloritizado, epidoto subhedral tardío con bordes reactivos en contacto con plagioclasa y como agregados anhedral, posiblemente secundarios, asociados a biotita y clorita. El circón de hábito prismático corto está incluido en cuarzo y feldespatos, el rutilo en pequeñas agujas incluidas en plagioclasas y la apatita se encuentra incluida en feldespatos y también se asocia a la muscovita de hábito radial. La clorita se desarrolla a partir de la biotita y el granate; la anatasa está asociada a óxidos de hierro, ambos como producto de alteración de biotita.

Tabla 1: Análisis modales de granitoides del plutón de La Playa. GBM: granodiorita biotítica muscovítica; MMB: monzogranito muscovítico biotítico; APG: aplopegmatita.

Petrotipo	GBM								MMB								APG	
	LP-4	LP-14	LP-24	LP-27	LP-30	LP-35	LP-37	LP-42	Facies Borde				Facies Centro				LP-49	LP-60
Cuarzo	34,10	35,37	35,93	38,37	30,93	36,52	36,51	30,62	LP-12	LP-13	LP-19	LP-50	LP-23	LP-55	LP-11	LP-48	LP-49	LP-60
Plagioclasa	38,43	35,51	39,43	34,81	36,08	33,34	36,99	34,69	39,26	33,43	35,19	34,34	34,54	31,61	34,80	33,69	35,14	35,34
Feldespato K	11,35	11,51	12,08	13,02	14,26	10,57	12,44	13,18	29,89	36,03	31,84	29,23	27,83	33,80	36,72	30,14	31,16	31,44
Biotita	8,27	8,14	6,45	7,08	8,67	10,81	7,12	9,96	19,77	21,43	25,81	27,80	28,35	22,56	21,17	25,53	26,09	23,09
Muscovita	3,80	4,39	2,96	3,25	4,66	4,53	4,47	5,36	0,74	0,28	0,36	0,17	0,91	1,00	2,05	3,00		
Clorita	2,57	2,96	2,00	2,20	3,15	1,67	1,69	3,61	8,86	6,80	5,13	6,43	7,64	7,10	3,49	4,63	6,35	8,75
Epidoto	0,73	0,79	0,57	0,55	0,84	1,86	0,27	0,96	0,45	0,92	0,65	0,45	0,60	1,66	0,72	0,98		
Otros	0,75	1,33	0,58	0,64	1,41	0,70	0,51	1,62	1,03	1,11	1,02	1,58	0,12	2,27	1,05	2,03	1,26	1,38

Es equigranular de color rojo de grano mediano. En sectores se observan abundantes núcleos de oxidación a partir de sulfuros. Los análisis modales (n=4) presentan los siguientes valores porcentuales promedio: cuarzo 33,7, plagioclasa 30,1, microclino 24,4, muscovita 5,7, biotita 1,7, clorita 1,0 y 1,4 para el resto de los minerales accesorios y secundarios. El cuarzo se muestra fisurado y con extinción ondulosa. La plagioclasa (An₀₉) en algunos casos se encuentra zonada y está muy alterada a sericita y muscovita, posee lamelas flexuradas. El microclino es pertítico y de crecimiento intersticial; las pertitas se encuentran en forma de parches y venas. La biotita está flexionada y alterada a muscovita y clorita, a los que se asocian minerales opacos. La muscovita primaria es subhedral con láminas flexuradas, la secundaria se forma a partir de feldespatos y biotita. Como accesorios presenta circón incluido en cuarzo y biotita, y epidoto incluido en plagioclasa y muscovita. Ópticamente se determinó epidoto como producto de alteración de biotita y como cristales subhedros incluidos en cuarzo y feldespato, y también clinzoisita (ausencia de Fe comprobada por energía dispersiva de rayos X) como alteración de plagioclasa y como inclusiones euhedrales.

Las muestras LP-11 y LP-48 pertenecen a un corredor estructural de rumbo N-S que atraviesa al cuerpo granodiorítico. Estas muestras se caracterizan por ser menos leucocráticas que el resto del petrotipo, hecho evidenciado por sus valores porcentuales de biotita superiores al 2 %, mayor contenido de circón y ausencia de epidoto o clinzoisita. Luego se demostrará geoquímicamente su menor grado evolutivo.

Aplopegmatitas (APG): son de color rojo intenso y forman crestones de rumbo aproximado NNE-SSW de hasta 10 m de potencia que surcan todo el cuerpo intrusivo afectando tanto al monzogranito como a la granodiorita; también parecen extenderse en el sector occidental más allá de los límites del plutón penetrando la roca encajonante. No ha sido posible establecer una zonación marcada en estos cuerpos, sólo se pudo distinguir una zona de borde con textura granítica y una central pegmatítica conformada por cavidades miarolíticas elongadas, que alternan con lentes de granometría y textura aplítica. La roca se encuentra muy fracturada, se reconocen tres juegos de diaclasas ortogonales. El borde de textura granítica es equigranular de grano fino a medio (1 a 5 mm); hacia el centro se desarrollan varias lineaciones lenticulares pegmatíticas constituidas por cuarzo, chorlita, feldespatos y muscovita, acompañadas por cavidades miarolíticas de distribución aleatoria delineadas por cristales de chorlo, feldespato potásico y cuarzo de 1 a 5 cm. Las aplo-

pegmatitas suelen estar atravesadas por pequeñas venillas de cuarzo.

El borde granítico de las aplopegmatitas está constituido por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (An₀₈), muscovita y biotita; como fases accesorias presenta circón y apatita; muscovita, clorita y anatasa como productos secundarios por alteración de la biotita, a la cual se asocian minerales opacos. Los análisis modales arrojaron los siguientes porcentajes promedio (n=2): cuarzo 35,2, plagioclasa 31,3, microclino 24,6, muscovita 7,5 y minerales accesorios y secundarios 1,3.

Microscópicamente se evidencia la influencia de intenso tectonismo por la extinción ondulosa y fracturación del cuarzo y los feldespatos, el bandedo de las lamelas de plagioclasas y láminas de micas y el relleno de microfisuras por cuarzo y muscovita. El microclino forma cristales de mayor tamaño, tardíos y poiquilíticos con evidencias de albitización a partir de sus parches pertíticos. Como minerales accesorios se encuentran circones euhedrales incluidos en cuarzo y biotita. Las alteraciones más importantes son la sericitización y caolinización de los feldespatos, formación de muscovita a partir de plagioclasa y biotita y cloritización de biotitas.

Cataclastitas: Una faja cataclástica de 100-200 m de potencia y rumbo NNO-SSE, afecta al contacto oriental del cuerpo abarcando tanto al monzogranito biotítico muscovítico (MMB) como al gneis encajonante (LP-46, Fig. 1). En todos los petrotipos afectados por este fenómeno se observa un ligero predominio de la deformación frágil sobre la dúctil. Este efecto cataclástico evidencia estar relacionado con alguna reactivación de la fractura regional de Guasapampa.

El monzogranito cataclástico presenta dos granulometrías, la más fina formando la matriz. Es una roca enriquecida en cuarzo, el cual posee textura de mosaico y presenta láminas de deformación (laminillas de Böhm), es intersticial, texturalmente caracterizado por bordes de sutura y está surcado por fisuras. Los feldespatos se encuentran casi totalmente sericitizados y con formación de muscovita secundaria que hacen apenas visible el maclado; toda la biotita ha sido retrogradada a clorita asociada a minerales opacos.

En el límite nororiental del cuerpo la cataclasis afecta tanto a la granodiorita como a la metamorfita asociada a un diaclasamiento de trama densa (LP-33). Se manifiesta como una faja de 1 a 1,5 m de potencia en el contacto granodiorita-gneis, fundamentalmente sobre la granodiorita, originando una roca altamente modificada textural y composicionalmente, a la que puede describirse como granodiorita cataclástica. La misma está conformada

por cuarzo, plagioclasa, biotita y muscovita; tanto el cuarzo como la plagioclasa se desarrollan en dos generaciones de diferente tamaño. El cuarzo posee láminas de deformación, extinción ondulosa, carácter óptico biáxico y microfisuras, también se observa formando cordones de grano fino triturado junto con muscovita. La plagioclasa primaria presenta menor tamaño de grano que la tardía poiquilítica, ambas están muy sericitizadas. La biotita está totalmente desferrizada y muscovitizada.

Pegmatitas y aplitas

Las pegmatitas son en general zonadas, simétricas y de desarrollo tabular, con una relación axial aproximadamente igual a 40. El buzamiento predominante de estos cuerpos es vertical aunque puede variar de subvertical hasta subhorizontal. Sus potencias varían entre 1 y 5 m; poseen dos rumbos principales, E-W y submeridiano predominando este último. El contacto con la roca de caja es neto.

Poseen una zona de borde de 5 a 10 cm de espesor de grano fino (1 a 2 mm), una zona externa de 10 a 20 cm de espesor y tamaño de grano de 3 a 7 mm; estas dos zonas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y muscovita; el feldespato potásico posee textura gráfica. La zona intermedia tiene hasta 0,5 m de potencia, está formada por cuarzo, feldespato potásico, muscovita, granate y chorlo; los cristales de feldespato potásico alcanzan hasta 10 cm de longitud y los cristales de granate, hasta 5 cm de diámetro. El núcleo, de hasta aproximadamente 1 m de potencia, está formado principalmente por cuarzo, en algunos casos intercrecido con chorlo y también con muscovita que se presenta en agregados radiales en forma de soles y cola de pez de hasta 30 cm de largo. El chorlo se halla incluido en el cuarzo formando individuos idiomorfos de buen desarrollo (5 a 10 cm), también en agregados de cristales. Se observaron feldespatos potásicos con textura gráfica y nidos de cuarzo con granate y chorlo en agregados finamente fibrosos o granulares.

Los cuerpos aplíticos encontrados son menos abundantes que las pegmatitas y en algunos casos se hallan asociados a éstas intruyéndolas. Su potencia promedio es de 1,5 m, tienen buzamiento subvertical y su rumbo dominante es NE-SW. Contienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y chorlo, con lentejones de grano más grueso donde se empobrece el contenido en este último.

Procesos de alteración y mineralizaciones asociadas

Se observaron áreas de granito greisenizado formando fajas compuestas por varios cuerpos de poca

potencia (0,30-1 m) asociados a sistemas de fracturas conjugadas, con extensiones variables (LP-1, LP-2, LP-17, LP-25, LP-54 y LP-56; Fig. 1). Estas fajas afectan tanto a la GBM como al MMB y a las pegmatitas. A ellas siempre se asocian venas de cuarzo que en sectores forman drusas. Se componen de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, muscovita, calcita, sericita y sulfuros con formación de boxworks rellenos de óxidos-hidróxidos de hierro. La muscovita y la calcita se encuentran como neominerales formando parches y en algunos casos ocupan estructuras esqueléticas dejadas por los feldespatos. Las plagioclasas están altamente sericitizadas y el cuarzo de crecimiento intersticial muestra bordes de reacción con las mismas.

Un conjunto de filones hidrotermales subparalelos de cuarzo brechoso aflora en forma saltuaria intruyendo a la granodiorita y al monzogranito (LP-9, LP-29; Fig.1), cada uno tiene una potencia que varía entre 0,15 y 1 m y una longitud total aproximada de 200 m; el rumbo de estas vetas es N-S con buzamiento vertical. En el sector noreste, cerca del contacto de la GBM con la metamorfita (LP-34), se halló un filón de cuarzo de rumbo 260° y un buzamiento de 65° N, con una potencia máxima de 1 m y escasa longitud aflorante; es portador de galena con menores proporciones de pirita y calcopirita, calcedonia, calcita y limonita ocrácea.

En las inmediaciones del contacto sur (LP-28) se encontraron albitas y cuerpos episieníticos originados a partir de la reacción de fluidos hidrotermales con la granodiorita; se distribuyen en forma de manchones subaflorantes, mayormente ocultos bajo la cubierta de suelo. Los mismos cuerpos, con morfología lenticular-tabular y con mejor zonación lateral, vinculados a filones de cuarzo, se hallan presentes en el extremo noroccidental (LP-16). Microscópicamente la roca tipo está formada predominantemente por albita (An_{00}) y en proporciones subordinadas por feldespato potásico, muscovita y muy escaso cuarzo. Existe un marcado desarrollo de neominerales, principalmente de calcita intersticial y muscovita secundaria de hábito radial.

En el sector noroccidental (LP-62) se encontró una veta de cuarzo portadora de galena de morfología tabular, que intruye a la granodiorita con una longitud aproximada de 3 m y una potencia de 0,50 m; un pique sobre veta permitió observar su acuñaamiento en profundidad hasta llegar a los 0,10 m de espesor a los 2,5 m; su rumbo es de 115° y buza 70° al SO, coincidiendo estructuralmente con la mayoría de los sectores greisenizados con filoncillos de cuarzo. Es portadora de galena, pirita y escasa calcopirita con abundantes *boxworks* de oxidación; el cuarzo está teñido por los productos de alteración de sulfuros. El encajonante granodiorítico ha sido afectado por hidrotermalismo, produciendo en los

hastiales una zona de alteración de hasta 0,15 m, donde la roca se encuentra sericitizada y piritizada con posterior formación de pseudomorfos según limonita y hematita.

Geoquímica

En la Tabla 2 se presentan los análisis químicos y los correspondientes valores normativos CIPW de las rocas estudiadas.

Las rocas del plutón de La Playa son subalcalinas. Según los índices de saturación en alúmina de Shand (1927) (Fig. 3) se observan claramente dos series paralelas, una formada por granodiorita y la otra por monzogranito y aplopegmatita; ambas series son peraluminosas aunque la GBM no manifiesta una tendencia de sobresaturación en alúmina.

En algunos diagramas tipo Harker (por ejemplo, SiO₂ vs. CaO, K₂O y MgO, Fig. 4), como así también en algunos diagramas de variación de la figura 5, se observan dos trayectorias evolutivas que representan dos poblaciones petrológicas bien diferenciadas. Estas relaciones binarias también sugieren vínculos de cristalización fraccionada tanto en las composiciones granodioríticas como en las monzograníticas, con evidencias de fraccionamiento de circón, biotita, plagioclasa y feldespato potásico. La falta

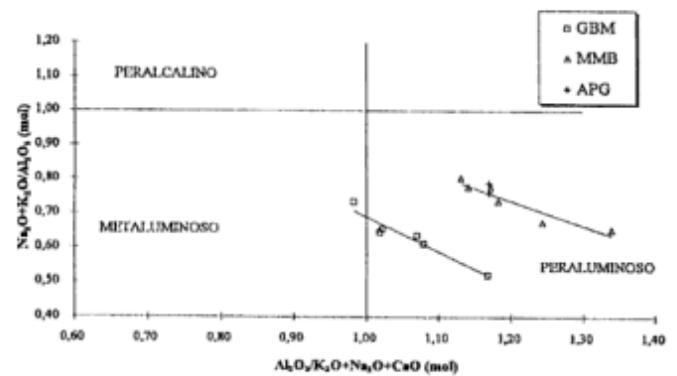


Figura 3: Relación de saturación en alúmina (Shand 1927) en diagrama de Rapela (1982). Simbología igual que en fig. 2.

de continuidad entre ambas trayectorias se interrumpe en algunos diagramas poniendo de manifiesto posibles zonas de contaminación entre ambas series litológicas (LP-20). En los mismos diagramas binarios de elementos mayoritarios vs. SiO₂, TiO₂, Fe₂O₃, MgO y CaO manifiestan una correlación negativa pronunciada, mientras que el K₂O tiende a aumentar con el contenido de sílice. Todos los diagramas en los que se utiliza CaO como discriminador muestran un hiatus entre granodiorita y monzogranito.

El modelado matemático según la ecuación de fraccionamiento en equilibrio para los elementos

Tabla 2: Análisis químicos y valores normativos representativos de granitoides del plutón de La Playa. Elementos mayoritarios en porcentaje en peso y elementos traza en ppm. Los símbolos (<) indican contenidos inferiores a los límites de detección instrumental. PPC: pérdida por calcinación; n.a.: no analizado.

Petrotipo	GBM						MMB						APG	
	LP-4	LP-14	LP-20	LP-31	LP-35	LP-39	Facies Borde		Facies Centro				LP-49	LP-60
							LP-13	LP-19	LP-23	LP-55	LP-11	LP-48		
SiO ₂	71,00	73,39	73,87	72,89	72,19	72,55	75,66	75,16	73,79	74,30	74,76	73,70	75,00	73,90
TiO ₂	0,35	0,28	0,16	0,11	0,29	0,26	0,02	0,02	0,07	0,04	0,16	0,13	0,01	0,04
Al ₂ O ₃	14,90	14,16	13,55	14,16	14,35	14,37	14,18	13,79	14,58	13,70	15,34	14,10	14,30	14,70
Fe ₂ O ₃	2,59	2,25	1,82	2,19	2,49	2,14	1,36	1,26	1,32	0,67	1,65	1,34	0,75	0,66
MgO	0,72	0,68	0,38	0,63	0,48	0,65	0,26	0,26	0,29	0,18	0,29	0,16	0,16	0,16
CaO	2,77	2,53	2,12	2,61	2,37	2,27	0,78	0,59	0,88	0,62	0,80	1,01	0,53	0,78
Na ₂ O	4,33	4,27	4,01	3,18	4,35	4,36	3,98	3,61	3,61	4,18	3,89	3,99	4,33	4,23
K ₂ O	2,27	2,05	3,08	1,98	1,79	2,20	4,11	4,38	4,42	3,79	3,32	2,71	3,81	3,86
P ₂ O ₅	0,11	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0,11	n.a.	0,09	0,19	0,17
PPC	1,00	1,32	1,37	1,31	1,49	1,80	0,51	1,63	1,74	1,15	1,07	1,75	1,15	1,40
TOTAL	100,04	100,93	100,36	99,06	99,80	100,60	100,86	100,70	100,70	98,74	101,28	98,98	100,23	99,90
Ni	23	21	24	18	27	30	22	21	22	n.a.	20	n.a.	n.a.	n.a.
Rb	89	92	104	88	85	87	157	134	128	137	123	108	173	143
Sr	165	130	110	129	144	123	14	20	44	14	86	75	<10	63
Y	24	6	7	8	5	24	14	11	<10	<10	3	10	<10	<10
Zr	198	195	118	182	201	190	53	57	55	27	103	105	13	29
Nb	28	16	27	17	67	10	18	13	12	24	13	22	19	14
Ba	333	269	475	327	271	268	155	190	199	167	311	345	104	356
Th	12	4	<2	9	8	9	7	3	3	<2	6	3	3	3
U	<10	<2	<2	<2	3	5	3	4	3	<2	<2	<2	6	3
Cuarzo	29,31	33,42	33,05	39,33	33,29	32,13	34,09	35,17	32,99	33,64	36,63	37,26	33,55	32,37
Ortosa	13,42	12,12	18,20	11,70	10,58	13,00	24,29	25,88	26,12	22,40	19,62	16,02	22,52	22,81
Albita	36,64	36,13	33,93	26,91	36,81	36,89	33,68	30,55	30,55	35,37	32,92	33,76	36,64	35,79
Anortita	13,74	12,55	9,88	12,95	11,76	11,26	3,87	2,93	4,37	3,08	3,97	5,01	2,63	3,87
Diópsido			0,54											
Corindóm	0,28	0,32		2,04	0,95	0,69	1,77	2,04	2,26	1,59	3,89	2,77	2,09	2,15
Hipersteno	3,56	3,56	2,29	3,65	3,29	3,40	2,02	1,91	1,97	0,99	2,16	1,41	1,08	0,92
Magnetita	1,13	0,81	0,67	0,80	0,90	0,77	0,49	0,46	0,48	0,29	0,59	0,58	0,32	0,29
Ilmenita	0,66	0,53	0,30	0,21	0,55	0,49	0,04	0,04	0,13	0,08	0,30	0,25	0,02	0,08
Plagioclasa	An27	An26	An23	An32	An24	An23	An10	An9	An13	An8	An11	An13	An7	An10

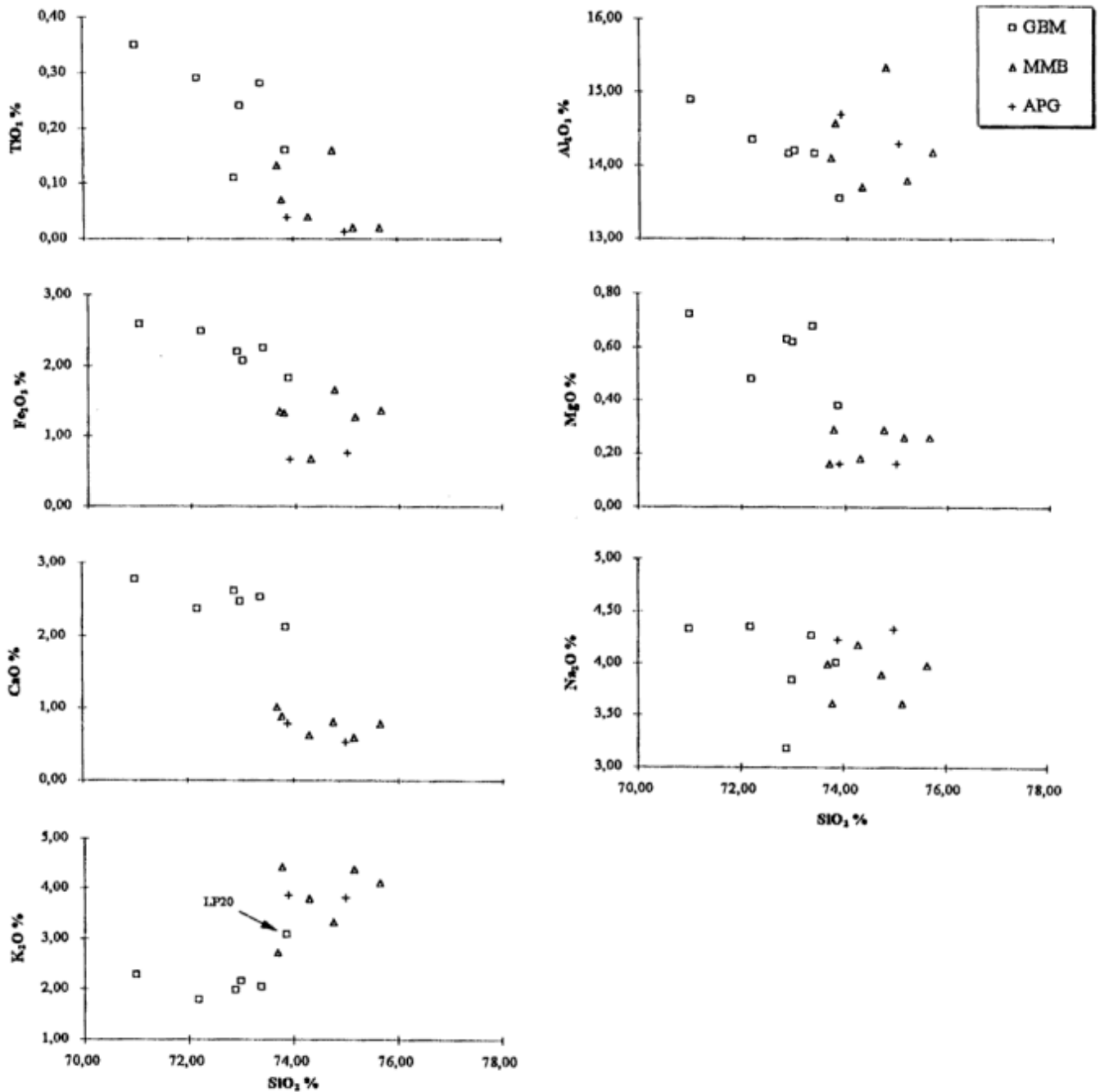


Figura 4: Diagramas de variación de elementos mayoritarios us. sílice. Simbología igual que en Fig. 2.

Ba-Sr (Fig. 5e) a partir de GBM como fundido protolítico (línea A), muestra una tendencia evolutiva que se aparta notoriamente de la trayectoria esperada para la generación de MMB. En este mismo diagrama la línea de fraccionamiento hipotético a partir de un fundido de composición igual a LP-11 (MMB facies de centro) (línea B) sugiere la posible derivación de la serie MMB como líquido fraccionado de este último. Si se emplea el par Rb-Sr en la

misma ecuación (Fig. 5a) la línea hipotética de fraccionamiento a partir de GBM, se ajusta bastante bien para las muestras LP-11 y LP-48, mientras el resto del MMB se distancia de esta tendencia.

La distribución de los elementos Rb, Ba y Sr fue utilizada por El Bouseily y El Sokkary (1975) (Fig. 6) en un diagrama triangular para determinar el grado de diferenciación de rocas graníticas calcoalcalinas. En este diagrama los MMB de La Playa se

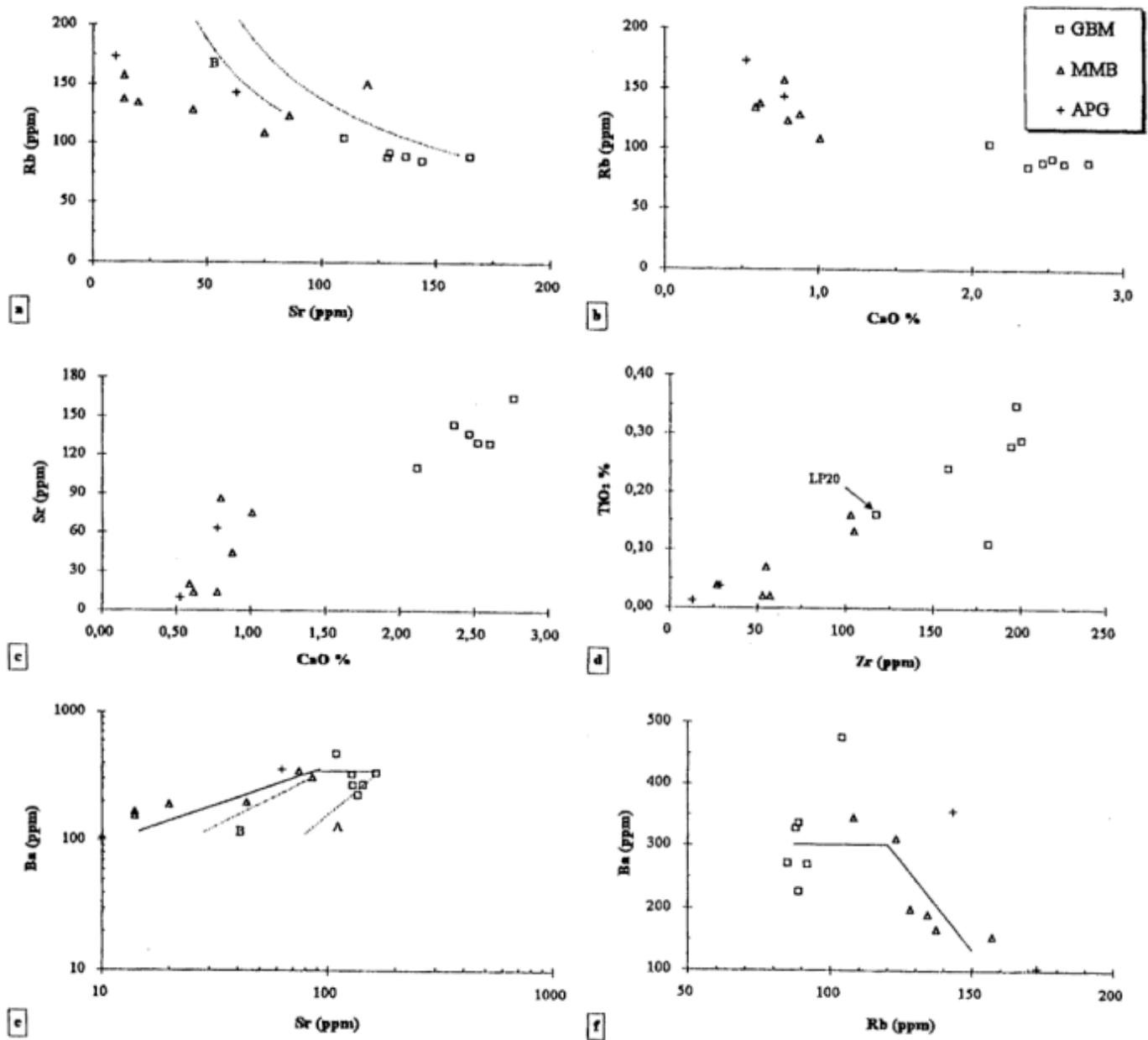


Figura 5: Diagramas de variación de algunos elementos mayoritarios y trazas. Simbología igual que en Fig. 2.

ubicar en el campo de los granitos fuertemente diferenciados, a excepción de las muestras LP-11 y LP-48 que muestran un menor grado evolutivo. La GBM ocupa el campo correspondiente a tal litología con un leve enriquecimiento relativo en Rb. Dentro de la categoría de granitos anómalos se registran dos muestras de granodioritas transicionales a granito (LP-20 y LP-31) y las muestras LP-11 y LP-48; las aplopegmatitas se ubican como granito normal (LP-60) y como granitos fuertemente diferenciados (LP-49).

Según la tipología propuesta por Chappell y White (1974) en el diagrama ACF (Takahashi *et al.*

1980) (Fig. 7) las granodioritas corresponden al tipo "I" con más del 3,2% de Na_2O , relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ (proporción molar) menor a 1,1, corindón normativo inferior al 1% y diagramas de variación con una buena linealidad. Monzogranitos y aplopegmatitas pertenecen al tipo "S" con características propias distintivas de las antes citadas: relación $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO}$ (proporción molar) superior a 1,1, corindón normativo por encima del 1% y diagramas de variación bastante irregulares. Todos estos parámetros sugieren composiciones iniciales de origen diferente para ambas litologías, aunque la falta de enclaves tempranos y la presen-

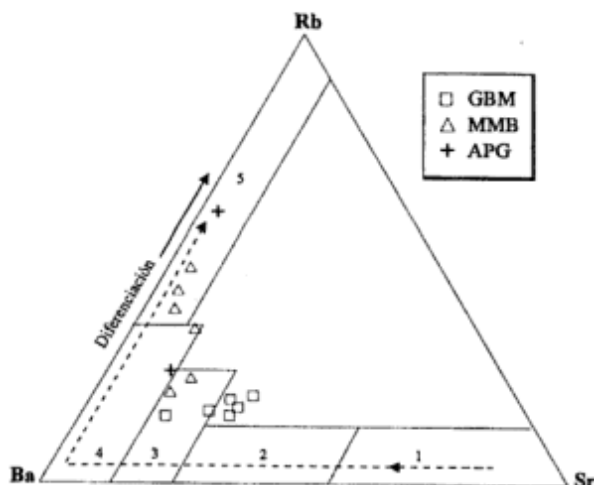


Figura 6: Relación Rb-Ba-Sr (El Bouseily y El Sokkary 1975). 1- Diorita, 2- Diorita cuarzosa y granodiorita, 3- Granito anómalo, 4- Granito normal, 5- Granito fuertemente diferenciado. Simbología igual que en fig. 2.

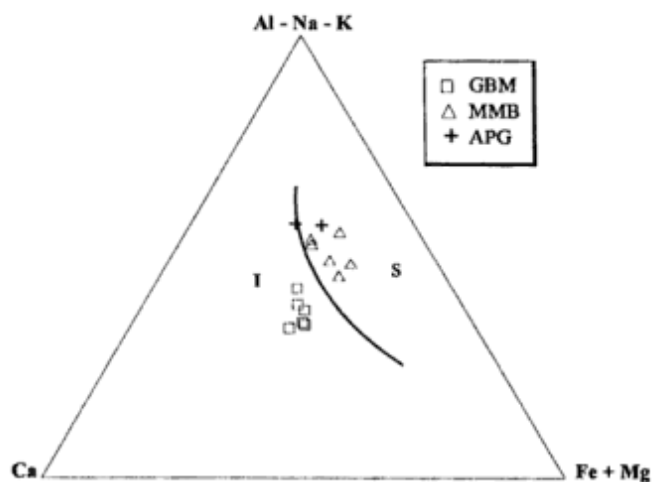


Figura 7: Diagrama ACF en proporciones molares (Takahashi et al. 1980). I- granito tipo "I", S- granito tipo "S". Simbología igual que en Fig. 2.

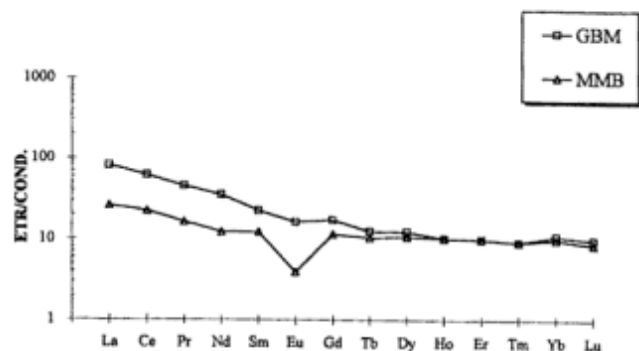


Figura 8: Diagramas de tipo Masuda-Coryel de ETR normalizados a condrito según Boynton (1984, 1989). Simbología igual que en Fig. 2.

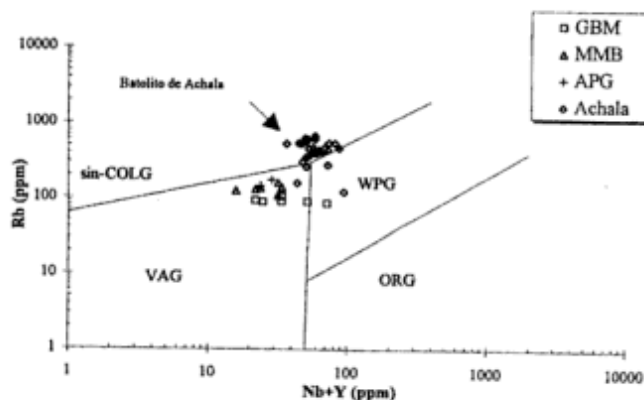


Figura 9: Diagrama de discriminación tectónica (Pearce et al. 1984). VAG: granito de arco volcánico; sin-COLG: granito colisional; ORG: granito orogénico; WPG: granito de intraplaca. Los sectores contorneados agrupan valores de Rapela et al. (1990). Simbología igual que en Fig. 2.

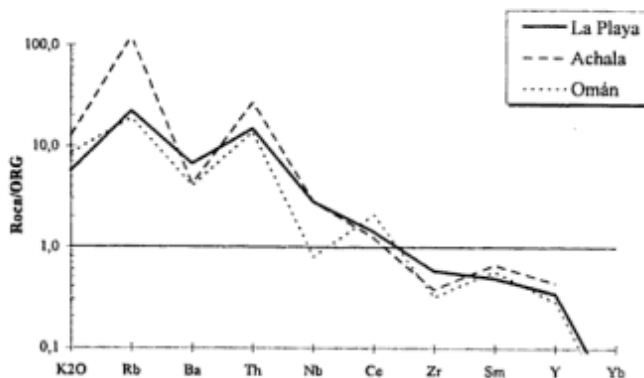


Figura 10: Diagrama de patrones geoquímicos normalizados a "granitos de dorsal oceánica" (ORG); comparación de la granodiorita de La Playa con el batolito de Achala (Lopez 1991) y granitos posttectónicos del Cretácico Superior de Omán (Pearce et al. 1984).

cia de muscovita primaria en la GBM no permiten establecer un origen ígneo concluyente para este petrotipo.

La Tabla 3 muestra los valores en ppm de los elementos de tierras raras (ETR) analizados, los valores normalizados a condrito (según Boynton 1984, 1989) y las relaciones más comunes.

La granodiorita se caracteriza por un total en tierras raras elevado (122 ppm) con respecto al MMB. La GBM posee una anomalía de Eu negativa muy débil de 0,83 (Fig. 8). La presencia de titanita es la probable responsable del enriquecimiento en tierras raras livianas (ETRL) ($La_N/Sm_N = 3,58$). La relación La_N/Lu_N es de 8,11 mostrando una marcada pendiente en el patrón de ETR.

El MMB presenta valores intermedios en concentración de tierras raras (ETR= 51 ppm), una

Tabla 3: Análisis químico de elementos de tierras raras y valores normalizados a condrito según Boynton (1984, 1989).

	Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
GBM	LP4	25,00	49,70	5,50	21,10	4,40	1,21	4,50	0,60	4,00	0,74	2,10	0,30	2,30	0,32
MMB	LP19	8,00	18,10	2,00	7,40	2,40	0,29	3,00	0,50	3,50	0,74	2,10	0,30	2,10	0,28
Valores normalizados a condrito															
GBM	LP4	80,67	61,49	45,04	35,15	22,55	16,46	17,38	12,65	12,42	10,30	9,98	9,25	11,00	9,95
MMB	LP19	25,81	22,39	16,38	12,33	12,30	3,94	11,59	10,54	10,87	10,30	9,98	9,25	10,04	8,70

moderada anomalía negativa de Eu (0,33) y un enriquecimiento en ETRL ($La_N/Sm_N = 2,10$). La relación La_N/Lu_N es de 2,96 mostrando una pendiente moderada. A pesar de la presencia de granate como mineral accesorio, la relación Lu_N/Gd_N (0,75) no señala a esta fase como concentradora de tierras raras pesadas.

En los diagramas propuestos por Pearce *et al.* (1984) para la determinación de ambiente tectónico se utilizó el par (Nb+Y)-Rb (Fig. 9) como mejor discriminador; las rocas analizadas abarcan principalmente el campo de los granitos de arco volcánico (VAG). También se incluyeron en este diagrama, a modo comparativo, las áreas abarcadas por los análisis del vecino batolito de Achala (Rapela *et al.* 1990 y datos recopilados por López 1991).

En la Fig. 10 se compara la variación de elementos LIL y HFS, normalizados a valores de granitos de dorsal oceánica (ORG), entre la granodiorita de La Playa, el batolito de Achala (López 1991) y típicos granitos de ambiente colisional (tomados de Pearce *et al.* 1984).

Discusión y conclusiones

El plutón granítico de La Playa está constituido por tres petrotipos principales: granodiorita biotítica muscovítica, monzogranito muscovítico biotítico y aplopegmatitas. En todos los casos se trata de rocas calcoalcalinas peraluminosas.

Algunos de los diagramas de variación utilizados dividen a estas rocas en dos grupos claramente diferenciados: granodiorita y monzogranito. La falta de continuidad lineal que presentan sugiere que los MMB representarían fraccionados muy evolucionados de la GBM o bien que se trataría de magmas formados a partir de fuentes diferentes.

Si se considera la primera hipótesis, el análisis de los diagramas geoquímicos permite establecer una relación de fraccionamiento continuo entre la GBM y las muestras LP-11 y LP-48, en tanto el resto de la litología correspondería a líquidos altamente fraccionados que presentan un hiatus composicional con respecto a los anteriores y que podría interpretarse como generados en otro pulso mag-

mático. El quiebre que presenta la línea de tendencia (línea C) del diagrama Rb-Ba (Fig. 5f) puede interpretarse como el comienzo de la cristalización de feldespato potásico y el agotamiento de la cristalización de biotita (Fig. 5e), lo que provoca un cambio en el coeficiente de partición global para estos elementos.

La tipología propuesta por Chappell y White (1974) no sería definitiva de orígenes diferentes para ambos petrotipos. En el caso de las GBM se podría establecer una secuencia evolutiva de la serie granodiorítica hacia las muestras LP-11 y LP-48, las que representarían sus términos más evolucionados.

Según los parámetros de El Bouseily y El Sokkary (1975), el monzogranito muscovítico biotítico (MMB) es un granito fuertemente diferenciado, mientras que las granodioritas tienden a ocupar el sitio correspondiente en el diagrama triangular Rb-Ba-Sr, aunque muestran un leve decrecimiento en la relación Ba/Rb. Estos autores demuestran que en una secuencia de diferenciación el contenido de Rb permanece esencialmente constante desde dioritas a granodioritas, comenzando a incrementarse en los granitos normales como resultado del aumento en el contenido de feldespato potásico; por otro lado establecen que el contenido de Ba es condicionante en la relación Rb/Sr y consideran que en la secuencia granodiorita-granito normal la relación Ba/Sr se incrementa con la diferenciación en tanto que en la secuencia granito normal-granito fuertemente diferenciado es la relación Ba/Rb la que decrece con este proceso. La posición de las granodioritas en este diagrama podría explicarse por los contenidos de microclino tardío y la baja relación biotita/muscovita para este tipo de rocas; estos factores podrían ser los responsables de la disminución en la relación Ba/Rb. Esto nos lleva a considerar la importancia de la biotita en la distribución de estos elementos, mineral que no ha sido considerado por los autores antes citados; con ello concluimos en utilizar este diagrama para establecer una secuencia de diferenciación y no como una herramienta clasificatoria. Estos mismos autores consideran como anómalos a los granitoides afectados por metasomatismo, granitización, cambios químicos o aquéllos que no fueron formados por mecanismos simples. En el marco

de esta consideración, las granodioritas presentan dos muestras anómalas (LP-20 y LP-31). La muestra LP-20 responde a un posible proceso de contaminación ejercido por el MMB sobre este sector de la granodiorita, donde se observa un contacto transicional interdigitado entre ambas rocas. Por otra parte la muestra presenta zonas con enriquecimiento de plagioclasa, biotita en máculas, un mayor contenido en muscovita secundaria que el resto de la granodiorita y formación de microclino tardío. Si bien es cierto que la posición de LP-20 en algunos diagramas podría deberse a un fenómeno de mezcla de magmas, esta hipótesis no ha podido ser demostrada a través de modelos matemáticos. La muestra LP-31 también se comporta en forma anómala; pertenece a la zona cataclástica del contacto nororiental con el gneis tonalítico biotítico inyectado donde son comunes los schlierens de biotita, las segregaciones aisladas de cuarzo y la plagioclasa está altamente sericitizada. Estos fenómenos han alterado sin duda el quimismo original de la roca produciendo probablemente una redistribución de los tenores de Rb, Ba y Sr. Esta muestra también se caracteriza por la disminución en su contenido de TiO_2 , explicable por la falta de minerales titaníferos secundarios a partir de biotita, que son comunes en el resto de las muestras de este petrotipo. Las muestras LP-11 y LP-48 se clasifican como anómalas para este diagrama lo que podría generarse por la presencia de biotita ($> 2\%$ modal), fase que según Hanson (1978) produce junto con el feldespato potásico un incremento en la relación Ba/Sr. En el mismo diagrama las aplopegmatitas fueron clasificadas como granito normal (LP-60) y la muestra LP-49 clasificada como granito fuertemente diferenciado. La posición menos evolucionada de la muestra LP-60, tanto en éste como en otros gráficos tipo Harker y diagramas binarios (por ejemplo, Fig. 5 a, b, c, e), representa la fracción con desarrollo de textura granítica en el contacto con los otros petrotipos.

El patrón que presenta la anomalía de Eu (Fig. 8) sugiere que la GBM deriva de un magma con pobre fraccionamiento de plagioclasa cálcica.

A partir de las evidencias observadas en el contacto transicional entre granodiorita y MMB, incluyendo la interdigitación litológica y la falta de xenolitos granodioríticos en el monzogranito, se puede inferir que en este sector el monzogranito se intruyó en la zona de contacto entre la granodiorita y el basamento metamórfico, cuando la granodiorita no se encontraba totalmente consolidada.

En los cuerpos filonianos aplopegmatíticos el desarrollo de cavidades miarolíticas sugiere que los mismos serían de emplazamiento epizonal, posiblemente a presiones inferiores a los 2 kb. Estos cuer-

pos aplopegmatíticos, emplazados sobre corredores estructurales de rumbo N-S, intruyen tanto al cuerpo granítico como a su entorno encajonante; los mismos parecen guardar correspondencia con los descritos por Lucero Michaut y Olsacher (1981) como unidades sumamente abundantes en el basamento metamórfico de la Sierra de Guasapampa.

La íntima relación del cuerpo granitoide de La Playa con los megalineamientos de rumbo N-S que lo limitan sugiere que el mismo aprovechó para su emplazamiento las zonas de debilidad representadas por estas megafracturas, truncando los planos de esquistosidad de la roca encajonante. La falta de paragénesis de contacto impide estimar el nivel de emplazamiento del plutón. Las rocas metamórficas encajonantes se ubican cronológicamente en el ciclo deformacional D2 (Willner y Miller 1982, Dalla Salda 1984). Según este último autor las metamorfitas producidas por este ciclo deformacional coincidirían con la primera fase del Cinturón Móvil Pampeano desarrollado durante el Precámbrico tardío, el cual provocó una fuerte esquistosidad de rumbo N 330° e inclinación preferentemente hacia el E, datos estructurales coincidentes con las metamorfitas que rodean al cuerpo en estudio. En cuanto a la edad de estas metamorfitas, utilizando una extrapolación geográfica de los datos geocronológicos de rocas petrológicamente similares a las encajonantes del plutón de La Playa, Cingolani y Varela (1975) establecieron una edad de 552 Ma para un gneis esquistoso en la localidad de Paso del Carmen, 571 Ma para un gneis migmatítico y 626 Ma para una migmatita tonalítica en las cercanías de Las Chacras, ambas localidades situadas a aproximadamente 50 km al sur del plutón de referencia. Estos mismos autores consideran la isocrona de edad 640 Ma como la edad mínima del proceso metamórfico principal que han sufrido las metamorfitas del basamento de las Sierras Pampeanas. Linares y Latorre (1973) las consideran correspondientes al Ciclo Brasileño de Almeida (1971) ubicado entre 570 y 620 Ma. Las relaciones de intrusividad del cuerpo granítico de La Playa con respecto a sus encajonantes sugieren que se habría emplazado tardíamente o con posterioridad al ciclo deformacional previamente descrito. Las características generales de este cuerpo, incluyendo morfología y relaciones tectónico-temporales de emplazamiento, satisfacen los parámetros definitorios de cuerpos leptotectónicos, concepto introducido por González Bonorino (1950).

A pesar de que el granitoide de La Playa se ubica en el campo de los granitos de arco magmático en el diagrama de discriminación (Rb/Nb+Y) de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 9), es válido considerar que los granitos pos-colisionales pueden caer en el campo de

los granitos de arco magmático, ya que este tipo de granitos puede originarse tanto por fusión de la corteza inferior como por fusión del manto superior, o como una mezcla de ambos y suelen ser granitos calcoalcalinos con características de tipo I. Además, la reimplantación de una zona de subducción tras la colisión puede generar granitos con características de arco en un ambiente pos-colisional (Colman-Sadd 1982, en Pearce *et al.* 1984). En la Fig. 10, se observa una notable coincidencia entre los valores del granitoide de La Playa con granitos colisionales; por otro lado, este diagrama permite evidenciar un cierto enriquecimiento en elementos de tipo LIL y un empobrecimiento en elementos de tipo HFS con respecto a los granitos de dorsal oceánica.

La granodiorita de La Playa arrojó una edad de 365 ± 3 Ma, análisis realizado sobre concentrados de biotita por el método potasio-argón (K/Ar). Esta edad es coincidente con el granito dominante del batolito de Achala (facies B, Lira y Kirschbaum 1990), de la Serie Achala (Demange *et al.* 1996) y sus enclaves de origen cumulático (Dorais *et al.* 1997). Con ello se puede considerar al cuerpo estudiado como el evento más occidental en la provincia de Córdoba relacionado al ciclo magmático generador del batolito de Achala, posiblemente bajo un régimen colisional; sin embargo, no se pueden establecer relaciones de cosanguinidad con dicho cuerpo por las diferencias geoquímicas que los separan (afinidad con granitos de tipo I, bajo contenido en elementos de tipo HFS y un menor enriquecimiento en elementos LIL). Ramos (1991) considera que como resultado de la orogenia Chánica a fines del Devónico, asociada a la colisión de Chilenia sobre el borde occidental de las Sierras Pampeanas, se produce un levantamiento y magmatismo relacionado a un posible proceso postcolisional.

El granitoide de La Playa presenta valores bajos en elementos LIL y está empobrecido en elementos HFS, característica que lo excluye de los granitoides del grupo G3 (granitos carboníferos, ricos en Nb, Y y Rb, Rapela *et al.* 1990).

A pesar de que el monzogranito muscovítico biotítico guarda analogía con el granito de Mesa del Coro (Fernandez 1989), con el cual comparte características mineralógicas, petrológicas y reúnen características afines a las de los granitos de tipo "S", la edad ordovícica inferior del cuerpo de Ciénaga del Coro, no permite vincularlo con el ciclo magmático que diera origen a los granitoides de La Playa.

La información disponible hasta el presente permite considerar una hipótesis de emplazamiento que se iniciaría con la intrusión de la granodiorita en una zona donde la actividad tectónica actuó tanto en los estadios finales como posteriores a su consolidación, a través de diferentes reactivaciones.

La fracturación de este cuerpo generó lineamientos de orientación meridional dominante que canalizaron otro pulso magmático representado por el monzogranito muscovítico biotítico (facies de centro); parte de este pulso también aprovechó para emplazarse en el contacto granodiorita-metamorfitita. Posiblemente la intrusión del MMB se produjo en diferentes pulsos comenzando por el relleno de las fracturas internas de la granodiorita y posteriormente ocupando el borde oriental del cuerpo. Reactivaciones tectónicas posteriores permitieron el aprovechamiento de algunas zonas de debilidad para el emplazamiento, posiblemente a escala regional transgrediendo los límites del plutón y a presiones menores, de los numerosos cuerpos aplopegmatíticos que afectaron tanto a las rocas graníticas como a las metamorfitas circundantes. En el área del plutón gran parte de las aplopegmatitas se intruyeron en las mismas estructuras ocupadas por el monzogranito.

Actividad metasomática e hidrotermal posterior actuó sobre algunas fracturas generando greisens de cuarzo-sericita-(pirita), albititas y venas de cuarzo con sulfuros que están siendo objeto de estudios más detallados.

Agradecimientos

Agradecemos a H. D. Gay por facilitarnos el acceso al uso de infraestructura e instrumental en el Museo de Mineralogía y Geología Dr. A. Stelzner. A M. A. Galliski por la lectura crítica de una temprana versión del manuscrito y a E. Martínez por su apoyo constante en tareas de laboratorio. Este trabajo fue realizado con fondos del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (PID N° 3303/92), Consejo de Investigaciones Científicas y Tecnológicas de la Provincia de Córdoba (subsidio N° 2324/92) y los beneficios del otorgamiento de una beca de la Secretaría de Ciencia y Tecnología de la Universidad Nacional de Córdoba a G. M. Gómez (período 1991-1994). Los autores agradecen las opiniones vertidas por C. W. Rapela como árbitro de esta contribución.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Almeida, F. F. de, 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. *Revista Brasileira de Geociencias*, 1: 13-22.
- Augustithis, S. S., 1973. Atlas of the textural patterns of granites, gneisses and associated rock types. Elsevier, 373 p. Amsterdam.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. En: P. Henderson (Ed.): *Rare earth element geochemistry*, pp. 63-114 *Developments in Geochemistry* 2, Elsevier.

- Boynton, W. V., 1989. Cosmochemistry of the rare earth elements: Condensation and evaporation processes. En: Lipin and McKay (Eds.): *Geochemistry and Mineralogy of the rare earth elements*, Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America, 21: 1-24.
- Brackebusch, L., 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1000000. Gotha, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Chappell, B. W. y White, A. J. R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Cingolani, C. A. y Varela, R., 1975. Geocronología rubidio-estroncio de rocas ígneas y metamórficas de las Sierras Chica y Grande de Córdoba, República Argentina. *Actas 2º Congreso Ibero-Americano de Geología Económica*, 1: 9-36.
- Cornaglia, J., Jerez, D. y Mosconi, G., 1988a. Yacimientos de rocas de aplicación de la provincia de Córdoba principalmente granitoideas y migmatitas graníticas (granitos). Informe Departamento de Evaluación y Proyectos Mineros. Dirección Provincial de Minería, Córdoba, 1, 53 p. (Inédito).
- Cornaglia, J., Simian, G. y Sofía, D., 1988b. Yacimientos de rocas de aplicación de la provincia de Córdoba principalmente granitoideas y migmatitas graníticas (granitos). Informe Departamento de Evaluación y Proyectos Mineros. Dirección Provincial de Minería, Córdoba, 2, 57 p. (Inédito).
- Dalla Salda, L., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1-2): 38-51.
- Demange, M., Alvarez, J. O., Lopez, L. y Zarco, J. L., 1996. The Achala Batholith (Córdoba, Argentina): a composite intrusion made of five independent magmatic suites. Magmatic evolution and deuteric alteration. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1-2): 11-25.
- Dorais, M. J., Lira, R., Chen, Y. y Tingey, D., 1997. Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130: 31-46.
- El Bouseily, A. M. y El Sakkary, A. A., 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, 16: 207-219.
- Fernández, R. R., 1989. Geología y metalogénesis del distrito La Bismutina, Sierra de Guasapampa. Provincia de Córdoba. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 532 p. (Inédito).
- González Bonorino, F., 1950. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5(3): 6-110.
- Hanson, G. N., 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth and Planetary Science Letters*, 38: 26-43.
- Jerez, D., Juri, E. A. y Sofía, D., 1987. Evaluación de reservas de tonalita, Charquina, La Playa. Informe Departamento de Evaluación y Proyectos Mineros. Dirección Provincial de Minería, Córdoba, 48 p. (Inédito).
- Linares, E. y Latorre, C. O., 1973. Nuevas edades radimétricas por el método potasio-argón de rocas graníticas de Córdoba y San Luis. *Actas 5º Congreso Geológico Argentino*, 1: 405-410. Buenos Aires.
- Lira, R. y Kirschbaum, A. M., 1990. Geochemical evolution of granites from the Achala batholith of the Sierras Pampeanas. En: Kay, S.M. y Rapela C.W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241: 67-76.
- Lopez, L. 1991. Base de datos de litogeoquímica. Batolito de Achala. Comisión Nacional de Energía Atómica, informe inédito. pp.?
- Lucero Michaut, H. N. y Olsacher, J., 1981. Descripción geológica de la hoja 19h, Cruz del Eje, provincia de Córdoba. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 179: 1-91. Buenos Aires.
- Nesse, W. D., 1991. *Introduction to Optical Mineralogy*. Oxford University Press, 335 p. New York.
- Olsacher, J., 1960. Descripción geológica de la hoja 20h, Los Gigantes, Provincia de Córdoba. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 90: 1-48. Buenos Aires.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W. y Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Ramos, V. A., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. Publicación del Instituto de Recursos Minerales, Universidad Nacional de La Plata, 1: 185-196.
- Rapela, C. W., 1982. Aspectos geoquímicos y petrológicos del batolito de Achala, provincia de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 37: 313-330.
- Rapela, C. W. y Shaw, D. M., 1979. Trace and major element models of granitoid genesis in the Pampean Ranges, Argentina. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: 1117-1129.
- Rapela, C. W., Toselli, A., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras Pampeanas; an inner cordilleran Paleozoic arc in the southern Andes. En: Kay, S. M. y Rapela C. W. (Eds.): *Plutonism from Antarctica to Alaska*. Geological Society of America, Special Paper 241: 77-90.
- Rollinson, H. R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, 352 p., London.
- Shand, S. J., 1927. *The eruptive rocks*. John Wiley, 360 p., New York.
- Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Sciences Reviews*, 12: 1-33.
- Takahashi, M., Aramaki, S. e Ishihara, S., 1980. Magnetite-series/ilmenite-series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology Special Issue*, 8: 13-28.
- Willner, A. P. y Miller, H., 1982. Polyphase metamorphism in the Sierra de Ancasti (Pampean Ranges NW Argentina) and its relation with deformation. *Actas 5º Congreso Latino-Americano de Geología*, 3: 441-455. Buenos Aires.

Recibido: 7 de noviembre, 1995

Aceptado: 27 de octubre, 1998

A model for fluid circulation in a polymetallic deposit: Angela mine, Somoncuro Massif

M. E. VARELA and D. A. GREGORI

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

RESUMEN. *Modelo para la circulación de fluidos en un yacimiento polimetálico: Mina Angela, Macizo de Somoncuro.* Mina Angela es un depósito localizado en el Macizo de Somoncuro, Argentina, que muestra un diseño de vetas y diques riolíticos en dirección NE, controlado por fallamiento y fracturación durante el Jurásico tardío y el Cretácico temprano. La mena está compuesta por pirita, esfalerita, calcopirita, galena y cantidades menores de tetrahedrita y pirrotina. Ellos aparecen como vetas, clavos mineralizados y bajo formas diseminadas. Los minerales de ganga son cuarzo, carbonatos, cloritas, hematita y adularia. Los estudios de inclusiones fluidas en cuarzo y esfalerita sugieren que la ebullición de soluciones diluidas con salinidades que fluctúan entre 2,5 y 5,5 % en peso equivalente NaCl y temperaturas de homogeneización entre 290 y 340°C fue el principal mecanismo durante la precipitación de la mena. En este estudio, se presenta un modelo especulativo de la circulación de fluidos en Mina Angela. Proponemos que las vetas en Mina Angela constituyen zonas de mezcla entre fluidos ascendentes relacionados a magmas riolíticos y fluidos de menor temperatura. Estas vetas se hallan emplazadas en fallas que fueron aprovechadas por los fluidos circulantes. Las evidencias sugieren que un importante control litológico preferentemente ubicado en los niveles intermedios, pudo actuar como barrera semipermeable restringiendo la circulación de fluidos.

ABSTRACT. The Angela Mine deposit in the Somoncuro Massif, shows a pattern of ore veins and rhyolitic dikes controlled by NE oriented faulting and fracturing during Late Jurassic-Early Cretaceous times. Ore minerals are coarse pyrite, sphalerite, chalcopyrite, galena and minor quantities of tetrahedrite and pyrrhotite. They occur as veins, ore shoots and in disseminated forms. Gangue minerals are quartz, carbonate, chlorite, hematite and adularia. Fluid inclusion studies in quartz and sphalerite suggest that boiling of dilute fluids, with salinities ranging between 2.5 to 5.5 equiv. wt.% NaCl and homogenization temperatures between 290°C and 340°C was the principal ore depositional mechanism. It is suggested that the veins at Angela mine represent high-level fault controlled mixing zones between ascending magma-associated fluids and local meteoric ground waters.

Introduction

The Taquetrén Belt is one of the most metallogenically significant belts in western Patagonia, Argentina. It is largely composed of a thick sequence of Late Jurassic to Early Cretaceous sedimentary and volcanic rocks. The Taquetrén Belt has preserved within it many polymetallic mineral deposits of subvolcanic origin. It is significant to note a spatial association between gold deposits with the volcanic rocks of the Taquetrén Formation and Lonco Trapial Group (Gregori 1985; Varela 1990 and Varela 1994b). Moreover these deposits are similar to the polymetallic precious metal deposits that occur within Tertiary intrusive and volcanic rocks of the Andes Cordillera of Chile and Argentina.

Angela Mine, an important gold, silver, lead and copper producer, is one of the most important deposits located in this belt. It is situated in Los Manantiales mining district, 50 Km north-eastward of Gastre locality, in northern central Patagonia. The mineralization consists mainly of pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, tetrahedrite and pyrrhotite. This deposit is characterized by fluid temperatures of nearly 300 °C and salinities 5 equiv. wt.% NaCl. Many studies in the Los Manantiales mining district have concentrated on aspects of the geology, structure and mineralogy (see, for example Bassi and Rochefort 1979; Dominguez 1981; Gregori 1985; Wiechowski *et al.* 1990) and fluid inclusion studies (Bengochea *et al.* 1984; Varela 1990; Varela *et al.* 1990; Varela and Bengochea 1991 and Varela 1994a). Varela (1994a),

from melt and hypersaline inclusion studies, proposed that the origin of the hydrothermal fluids can be related to hypersaline fluids released from an oversaturated water rhyolitic magma.

Here we present the results and interpretations of a geologic, mineralogical and fluid inclusion study in order to clarify the processes involved in the genesis of the deposit. Also, as a first step towards the comprehension of fluid circulation, we propose a model that takes into account the geological features, mineral alteration and fluid inclusion data.

Local geology

Los Manantiales mining district, located in the southwestern domain of the Somoncuro Massif is characterized by an Late Jurassic-Early Cretaceous volcanoclastic sequence: the Taquetrén Formation. It consists of sedimentary, pyroclastic and volcanic facies

of andesitic composition. Rhyolitic dikes intruded the Taquetrén Formation during Late Cretaceous-Early Tertiary times.

The rock units that make up Taquetrén Formation are as follows:

Dark gray andesitic and dacitic lavas: These rocks constitute a monotonous 150 m thick sequence exposed in the surroundings of Angela Mine; hornblende, biotite and plagioclase are the main minerals.

Andesitic breccias: These rocks overlie the andesitic and dacitic lavas and are the predominant host-rock lithology for the deposit. Petrographically, the rocks comprise angular centimetric to decimetric andesitic fragments supported by a dark grey aphanitic matrix; hornblende and plagioclase are the principal silicate minerals. However, adjacent to mineralized zones the rocks exhibit intense silicification.

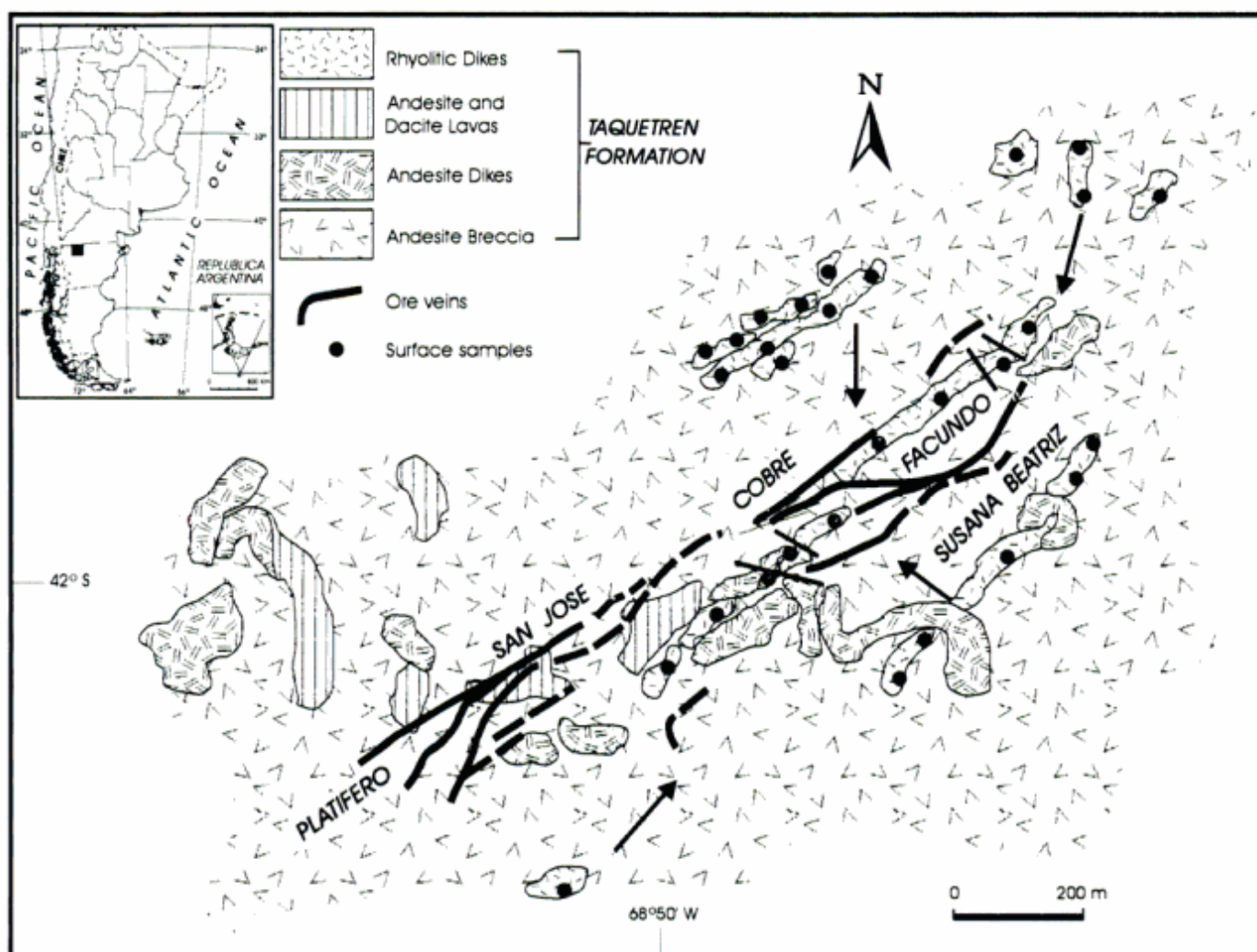


Figure 1: Location and geologic map of Angela Mine (Modified after Bassi and Rochefort 1979)

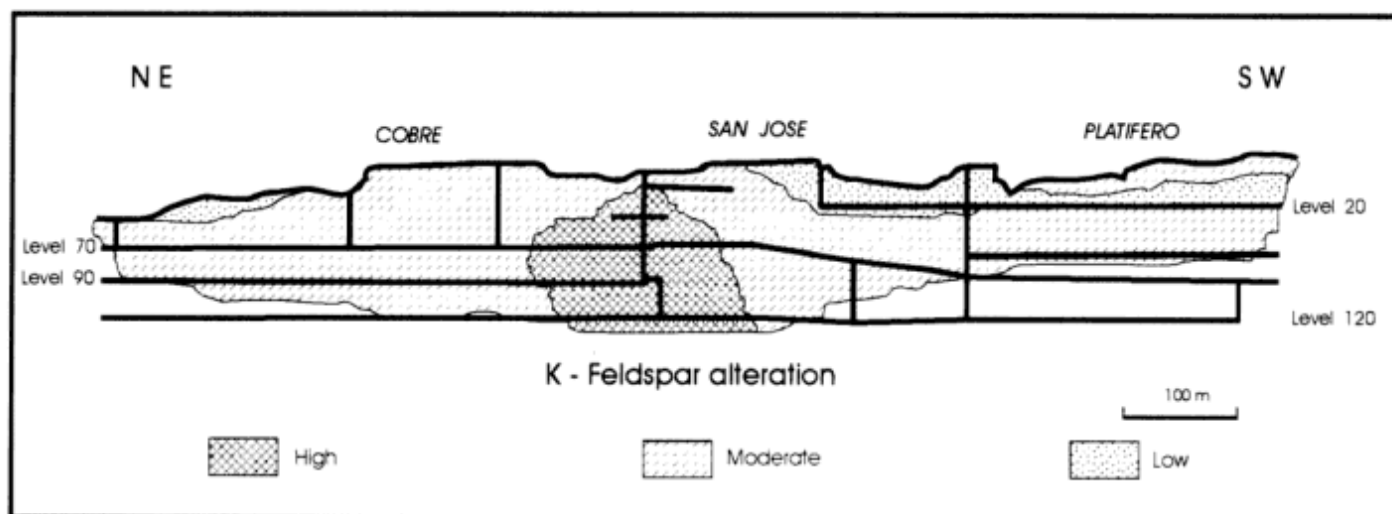


Figure 2: Longitudinal section showing K-feldspar alteration distribution.

Fine grained andesitic lavas: These comprise thin horizons (10 m) interbedded in the andesitic breccias, and were observed in the intermediate levels of the deposit. They are generally porphyritic with plagioclase and amphibole phenocrysts altered to chlorite. The rocks display a massive texture and low porosity.

Andesitic dikes: Andesitic to dacitic porphyritic dikes intrude the above lithologies. They comprise mainly plagioclase phenocrysts in an hydrothermally altered "glassy" groundmass.

The Taquetrén Formation has been intruded by a suite of Late Cretaceous-Early Tertiary subvertical rhyolitic dikes (N 35°-N 55°E) up to 800 m long. They exhibit porphyritic textures with phenocrysts of plagioclase, biotite and quartz hosted in a microcrystalline groundmass.

Structure

The most prominent structural features at Angela Mine are faults and fractures. Field reconnaissance revealed that the hydrothermal alteration, ore veins and rhyolitic dikes are located within a N 30° - N 42° E striking structural system. Subvertical shear faults (N 35° - 65° E) have controlled the emplacement of rhyolitic dikes and distribution of mineralization (in veins and ore shoots), whereas tensional fractures (N 60° - 65° E) have controlled the location of hydrothermal alteration. Second order strike-slip faults displaced the rhyolitic dikes and controlled the location of narrow and weakly mineralized veins striking N 90° E (Fig. 1).

Hydrothermal alteration

The hydrothermal alteration assemblages were classified after Meyer and Hemley (1967) and Heald *et al.* (1987). The main alteration minerals are quartz, sericite and chlorite with lesser amounts of hematite, muscovite, calcite, pyrite and kaolinite.

This deposit is characterized by large scale chloritic and sericitic alteration. The intensity of chloritic alteration decreases from the host rock towards the veins, where sericitic alteration is dominant. The most intense hydrothermal alteration occurs in San José area, where the abundance of sericite and minor quantities of kaolinite is attributed to a sericitic-argillic alteration. The surface expression of alteration consists of belts of different intensity degrees parallel to each other and coincident with the principal fault strike, showing a clear structural control (see Fig. 2, Varela 1994b).

In levels 20, 90 and 120 of the mine the original porphyritic texture of the host wallrock has been completely obliterated. Olivine is altered to serpentine, and plagioclases is totally or partially replaced by chlorite, sericite, epidote, hematite and calcite. The matrix of the porphyritic rock is altered to chlorite and kaolinite. In level 60 of Susana Beatriz and Cobre and level 70 of Platífero, where fine grained andesitic lavas are the dominant lithology, the hydrothermal alteration is characterized by silica addition (neo-formed silica) and crystallization of fine grained magnetite. Gypsum has also been identified in level 20 of Platífero and level 60 of Cobre.

In the deeper levels, the presence of pseudorhombic crystals of adularia together with sericite and hematite in quartz veinlets, corroborates

that K-feldspar was stable during K-feldspar-sericite alteration (Fig. 2)

Mineralization and paragenesis

Two types of mineralization have been identified: a) disseminated, in San Jose area and b) veins, in Susana Beatriz, Cobre, and Platifero. The veins strike ~ N40°E with variations between N30°E-60°E, widths fluctuate between few centimeters to nearly three meters, and dips vary from 60 in the upper levels up to subvertical in the deeper levels. Sinuous faults controlled the localization of the veins and ore shoots (Bassi and Rochefort 1979).

The mineralization mainly consists of pyrite, sphalerite, galena, chalcopyrite, tetrahedrite and pyrrhotite. Gangue minerals comprise chlorites, carbonates, hematite and adularia. Wiechowski *et al.* (1990) identified accessory trace gold, silver, electrum, enargite, boulangerite, bournonite and various undetermined sulfosalts. The zone of oxidation is very restricted and extends no more than few meters below the surface. Fig. 3 illustrate the distribution of ore shoots and sample location at Angela mine. The contouring of each zone is based on the Pb, Zn, Ag, and Au content from drill holes and channels.

A principal and late stage of mineral paragenesis was recognized at Angela Mine (Fig. 4) (see also, Dominguez 1981). Pyrite is the earliest and more abundant sulfide in the ore shoots and it is generally associated with euhedral coarse-grained quartz and chlorite. Reopening of fractures and circulation of fluids deposited quartz and sulfides (Dominguez 1981). A later generation of pyrite was identified and occurs as fine grained euhedral crystals throughout the ore shoots and host rocks. This late pyrite is associated only with subhedral quartz and is not related with base metals.

Sphalerite occurs as massive crystals. They vary from dark brown to reddish light brown. This last variety belongs to the principal stage of the mineralization and frequently contains blebs of irregularly distributed chalcopyrite.

Coarse-grained galena is present as massive aggregates and well-developed crystals showing deformational textures, and is locally replaced by late chalcopyrite and sphalerite. Pyrrhotite appears as small blebs in galena. Chalcopyrite occurs filling fractures in the earliest pyrite and as massive aggregates replacing sphalerite and galena.

Three types of quartz crystals are recognized: Type A: Coarse-grained euhedral quartz (1-1.5 cm) with well developed growth banding zones defined by primary fluid inclusions, hematite and sulfides. This is related to the principal mineralization stage and contains a high abundance of fluid inclusions (Fig 5a, b); Type B: Medium grained euhedral quartz (0.2 - 1 mm) with smaller growth banding zones is almost free of fluid inclusions and Type C: Fine-grained subhedral quartz (< 0.2 mm) related to the last silicification process. It generally occurs filling pore spaces in between Type A quartz grains and as small veinlets crosscutting Type A and Type B quartz.

Gold is present as small blebs in Type A quartz. Hematite appears as fine euhedral crystals in Type A quartz or as acicular crystals in Type C quartz. Gregori (1985) identified three groups of chlorites, based on chemical parameters such as the $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ and $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}$ ratios. These groups show the following paragenetic associations: The first group is equilibrated with magnetite and pyrite. Temperature solutions ranged from 350° to 360°C. The second group is equilibrated with pyrite and hematite. The third group, probably associated with the mineralization process, is equilibrated with pyrite, galena, sphalerite, quartz and fluids with temperatures

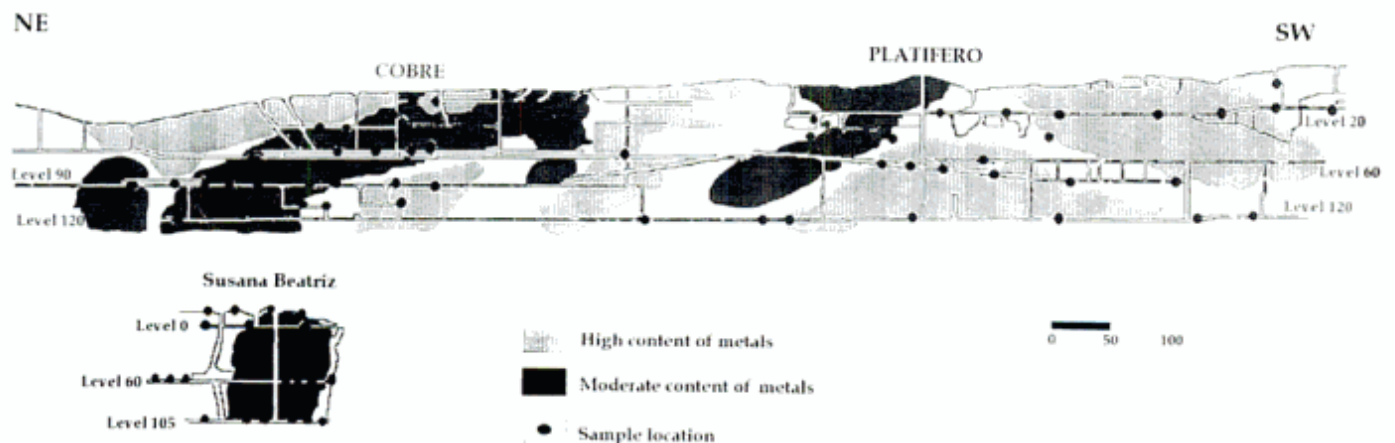


Figure 3: Longitudinal section showing ore shoots disposition with high and moderate contents in metals (Pb, Zn, Ag, Au contents in samples from drill holes and channels) and sample location. High contents of metal (> 4 gr/ton); moderate content of metal (2-4 gr/ton).

MINERAL	PRINCIPAL STAGE	LATE STAGE	OXIDATION
Chlorite	████████		
Quartz	████████████████	████████████████	
Pyrite	████████	████████	
Chalcopyrite	████	████████	
Galena	██████	██████	
Pyrrhotite	████		
Sphalerite	██████	████████	
Hematite	████████	████████	████████
Adularia	██████	████	
Bornite			██████
Digenite			████████
Covellite			██████

Figure 4: Generalized paragenetic sequence of Angela Mine. Principal and a late stage are present.

ranging from 300° to 320°C. These temperatures are in good agreement with those obtained from fluid inclusion data, for the principal mineralization stage.

Fluid inclusion studies

A total of 78 samples were obtained from the different levels of the deposit in moderately and richly mineralized areas (Fig. 3). This sampling strategy was oriented to obtain petrological, salinity and temperature information of both the weakly and strongly mineralized zones.

Fluid inclusion range in size from less than 5 µm to over 100 µm, although most heating and freezing measurements were done on fluid inclusions in the 10-50 m range. Fluid inclusion studies were undertaken using a Chaix-Meca heating and freezing stage. It was calibrated from 0° to 400°C against the melting point of inorganic salts (Merck Schmelzkörper products: 70°C-398°C). Homogenization temperatures within that range, are correct by +6°C. Freezing measurements were calibrated from 0°C and -56.6 °C using doubly destilated water and natural CO₂ of known composition inclusions in quartz from Calanda. Corrections made during calibration of the freezing stage varied between 0.1°C at -56.6°C and 0.5°C at 0°C. All homogenization temperatures were determined at least twice to avoid including data from leaking inclusions.

As the distinction between primary and secondary fluid inclusions is never absolute (Roedder 1967) we considered only those fluid inclusions believed to have formed at or near the time of mineral precipitation. These are hosted in gangue type quartz A and sphalerite of the principal mineralization stage. Type quartz A, which is characterized by

successive growth banding zones, shows high amounts of primary fluid inclusions ranging in size from 10 to 40 m. (Fig. 5a, b). In weakly mineralized zones there is an increase in the abundance of Type B quartz, and fluid inclusions are scarce with sizes up to 5 µm (Table 1).

Based on the phases present at room temperatures and following the classification scheme of Roedder (1967), three main types of fluid inclusions are present in Type A quartz and sphalerite (Table 2).

Type I: Biphasic (liquid + gas) liquid-rich inclusions where the vapor bubble occupies less than 50% of the inclusion volume and homogenization is by vapor disappearance. Liquid-rich inclusions were subdivided into type Ia and type Ib (Fig. 5c) according their petrographic characteristics and homogenization temperatures (Table 2).

Type II: Biphasic vapor-rich inclusions, which homogenizes by liquid disappearance. Many gas rich inclusions appear to contain some liquid (Fig. 5d). A continuous degree of fill was observed from these extreme types to inclusions that homogenize in the liquid phase.

Type III: comprise liquid + vapor + some crystal phases (Fig. 5e, f).

Abundance of type I fluid inclusions were quantified by selecting four areas of 0.1 mm² in each sample and counting fluid inclusions longer than 5 µm. The distribution of type I(a) and type I(b) fluid inclusion their differences in abundance are directly related to strongly and weakly mineralized zones (e.g. Type I fluid inclusions in ore shoots are two or three time more abundance than in weakly mineralized zones) as depicted in Table 2.

Type II fluid inclusions, which are abundant in ore shoots, occur isolated and in growth zones in Type A

quartz (primary inclusions) or in microfractures that do not crosscut the boundaries of Type A quartz crystals (pseudosecondary inclusions). The coexistence of primary or pseudosecondary liquid-rich and vapor-rich inclusions in the different levels of the Angela Mine could be considered as a strong evidence of two-phase conditions due to boiling at the time of trapping (Roedder 1984).

Studies of the fluids trapped within fractures in quartz phenocrysts hosted in rhyolitic dikes (secondary inclusions) give important information that helps to clarify the relationships between fracturing episodes and mineralizing events. For this purpose, 29 samples of rhyolite dikes were studied (Fig. 1).

Quartz phenocrysts in rhyolitic dikes located far away the mineralized zones (e.g. point A, Fig. 1) exhibit

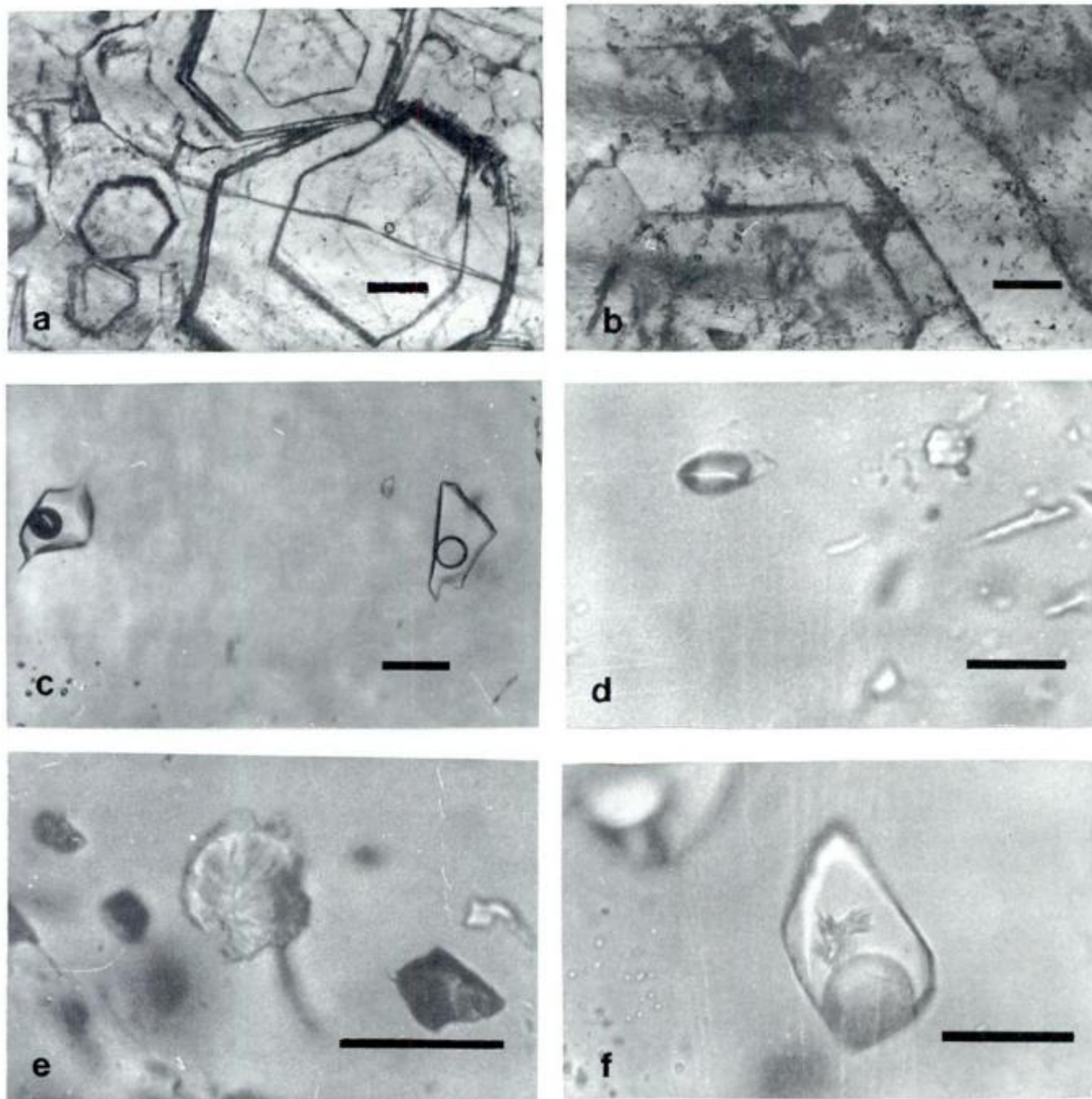


Figure 5: a, - b, Euhedral quartz crystals showing growth zones defined by primary fluid inclusions. Scale bar 0.25 mm. c, Type Ia and Ib fluid inclusions. d, Type II fluid inclusion. Note that vapor bubble occupy 90% of inclusion cavity. e, Type III poliphase inclusion with fibrous daughter minerals. f, Type III poliphase fluid inclusions with daughter minerals that resemble muscovite or paragonite. Scale bars in photomicrographs b, c, d, e and f represents 30 μ m.

Table 1: Relationships between abundance and size of fluid inclusions, zone mineralized and type of quartz crystals.

ZONE OF MINERALIZATION	TYPES OF QUARTZ CRYSTALS	NUMBER OF FLUID INCLUSIONS	SIZE OF THE FLUID INCLUSIONS
Rich	Type A >>	Nearly all	From 10 μm to 40 μm .
Medium	Type B >>, some type A.	Few	Up to 5 μm
Poor	Type C	Absence of fluid inclusions	

scarce fractures with isolated primary silicate melt inclusions and hypersaline fluid inclusions. Towards the mineralized zones (e.g. point B, Fig. 1), primary silicate melt inclusions show an intense devitrification and an increase in the abundance of primary hypersaline and saline inclusions (Varela 1994a). A remarkable increase in fracture densities in quartz phenocrysts is also present. In these fractures, secondary fluid inclusions of type I, II and III (similar to those described above) were observed. They are 5-20 μm in size, reaching 50 μm in exceptional cases. Type I and II fluid inclusions are frequently located in the same plane and fluid inclusions with fibrous daughter crystals are usual. The convergent increase sense in fracture abundance and in the homogenization temperature of secondary fluid inclusions is indicated by arrows in Fig. 1.

Table 2: Type of fluid inclusions found in quartz type A.

TYPE	SUBTYPE	ABUNDANCE	OBSERVATION
I: Two phase liquid rich inclusions where vapor bubble occupies less than 50 % vol. of the inclusion cavity	l(a): with vapor bubble strongly dark and defined. (Fig. 5c). l(b): with vapor bubble contours very tenuous. (Fig. 5c).	Very common. In ore shoots they duplicate or triplicate (~ 80 fluid inclusions/mm ²) those of poor mineralized zones (~42 fluid inclusions/mm ²). In these zones the relation type Ia/type Ib is 0.75 and 0.46 respectively.	The difference between subtype l(a) and l(b) may be considered as an optical problem but as their liquid/vapor ratios and contour thicknesses are similar, and their homogenization temperatures are quite different, this possibility is rejected.
II: Two phase vapor rich inclusions with a vapor bubble that occupy > 70 % vol. of the inclusion cavity		More abundant in ore shoots. Their presence is constant throughout them from deeper levels towards surface	Many vapor rich inclusions appear to contain some liquid (vapor phase > 70%) (Fig. 5d). From this extreme to inclusions that homogenized in the liquid phase, a continuous range of fill degree was observed.
III: Polyphase inclusions with liquid, vapor bubble and daughter minerals		Towards upper levels the abundance of type III inclusions increase gradually, suggesting that mineralizing solutions could be enriched in carbonates, silica, aluminium and possibly in potassium.	The daughter mineral/fluid inclusion volume ratio varies markedly. Two types of daughter minerals were observed. A pale yellow, highly birefringent, radial mineral (Fig. 5e). and a yellow greenish lamellous daughter mineral that resemble muscovite or paragonite (Metzger <i>et al.</i> 1977) (Fig. 5f)

Results and discussion of the microthermometric data

Filling temperatures and salinity data (obtained from freezing point depression and expressed as NaCl wt.% equiv.) for fluid inclusions hosted in quartz and sphalerite of the principal mineralization stage and secondary fluid inclusions in rhyolitic dikes are summarized in Tables 3 and 4. Homogenization temperature distribution by liquid and vapor disappearance in deep (90-105-120), intermediate (60-70) and shallow levels (30-20-0) are shown in Fig. 6.

Salinity and homogenization temperature of fluid inclusions vary with depth. These parameters diminish from deeper levels (105-120) to the level 60

and increase from the latter towards surface (e.g. Susana Beatriz sector) (Fig. 7a, b)

Isotherms in Susana Beatriz sector indicate the existence of a minimum located in level 60 defined by a temperature inversion. In Cobre sector, isotherms have a similar design with a minimum in level 70 and 90. This suggest that the presence of minimum temperatures is restricted to intermediate levels. Moreover, an important feature to be noted is the absence of evidences of boiling in intermediate levels throughout the deposit.

Liquid and vapor phase homogenization temperature of both type Ia and Ib primary inclusions in Susana Beatriz and Cobre sectors, are similar to those secondary inclusions host in rhyolites dikes (Tables 3 and 4).

Secondary inclusions trapped in quartz phenocrysts of rhyolitic dikes show the same characteristics to that of primary and pseudosecondary fluid inclusions host in Type A quartz and sphalerite of the principal mineralization stage. Thus, a first approach towards a time and space analysis of mineralization and fracturing episodes, can be established. Moreover, similarities between primary and secondary fluid inclusions suggest that the hydrothermal fluids have maintained broadly the same characteristics during the intrusion of rhyolitic dikes and deposition of ores.

The association of types I and II fluid inclusions in the same growth banding zone, and, clusters of vapor-rich inclusions in the core of Type A quartz, is usual in deeper levels (90-105-120). This is considered, *prima facie*, as evidence of boiling of the hydrothermal fluid at time of the entrapment (Kelly and Turneure 1970; Bodnar *et al.* 1985). Evidence of boiling obviates the need of making pressure corrections to Th data, which is useful in estimating fluid pressure and paleodeph. (Roedder and Bodnar 1980). Using salinities between 3.7 and 5.7 wt. % and the quoted range in homogenization temperature data for type Ia inclusions, assuming a hydrostatic overburden and mean density of water of 1.0 g/cc, and processing these data using Flnacor (Brown 1989), indicates depths varying between 700 and 1300 m.

Discussion

Volcanic hosted epithermal deposits are classified on the bases of their ore and alteration mineralogies into two main types, described for Tertiary volcanic settings by Hayba *et al.* (1985) and Heald *et al.* (1987). A summary of the most important characteristics of Angela mine: a) presence of adularia, sericite and chlorite, b) well developed chloritic and propylitic alteration, with sericitic, k-feldspar-sericite and intermediate argillic alteration in decreasing intensity order, c) well developed silicic alteration

veins, and d) a principal metal deposition event with temperatures fluctuating between 270°C-340°C and salinity of 1.5 to 5.7 wt.% NaCl equivalent, suggest that this deposit exhibits a strong similarity with those classified as Adularia-Sericite type. Angela

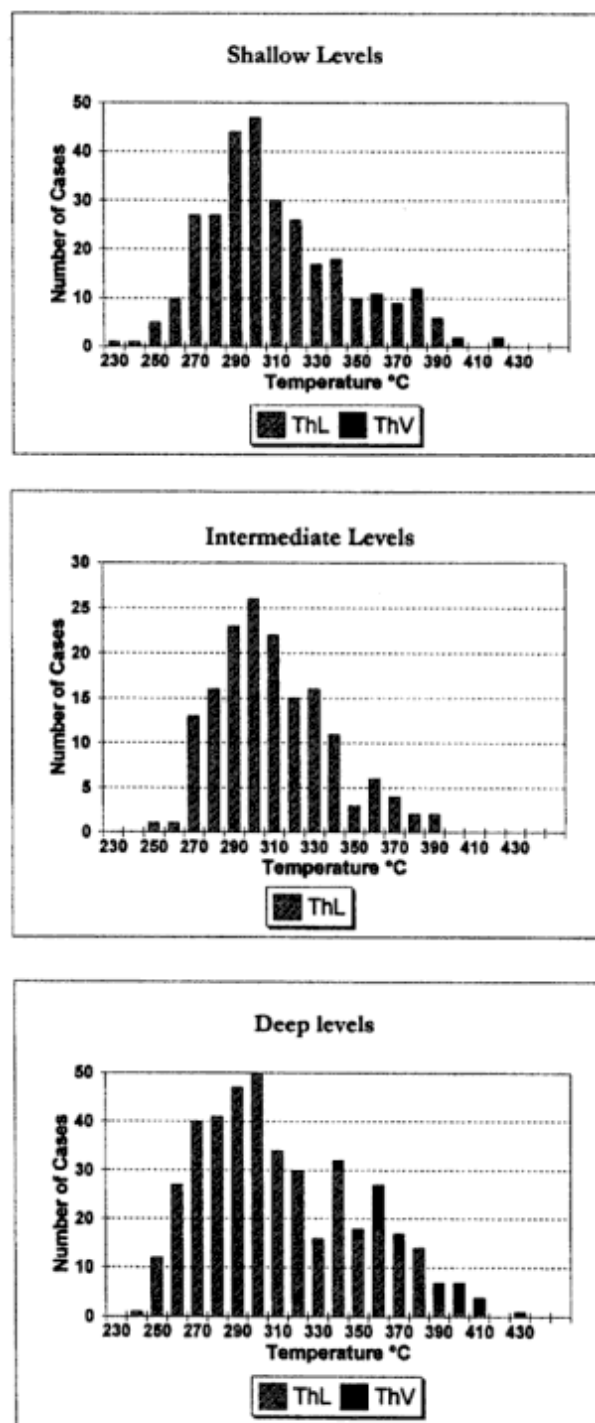


Figure 6: Homogenization temperature distribution to liquid (ThL) and vapor (ThV) phase in deep levels (120-105-90); intermediate levels (60-70) and shallow levels (30-20-0) of type I and II fluid inclusions.

Table 3: Thermometric (°C) and Salinity mean data NaCl (wt % eq.) from type I fluid inclusions

SECTOR	LEVEL	NaCl WT% EQ.	n	TH TYPE Ia	TH TYPE II
Susana Beatriz	105 (6)	5.68	100	338	389
	60 (8)	3.66	100	308	-
	0 (4)	-	60	313	395.5
	Surface (4)	4.2	40	315	387
Cobre	120 (7)	4.4	150	311	389.5
	90 (9)	3.7	170	308	385.2
	60 (6)	3.5	40	301	-
	30(4)	3.3	40	307	378
	0 (5)	3.9	40	310	n.d.
Platifero	120 (4)	4.3	40	312	n.d.
	70 (6)	4.6	40	294	n.d.
	20 (15)	4.1	40	288	376

(5) : Number of samples in each level

mine have similar characteristic to other Au-epithermal adularia-sericitic type deposits, hosted in volcanoclastic complexes of the same age in the Santa

Cruz province (Schalamuck *et al.* 1995). However, fluid temperatures during the mineralizing event of the former are slightly higher.

The fluid circulation path of mineralizing fluid in Angela mine, could not only be controlled by faulting, a key factor during vein emplacements, but also by a lithologic control and emplacement of rhyolite dikes. Figure 8 suggest the existence of a temperature inversion in, or near to, the level 60 and maximum temperature areas below and above this level. The

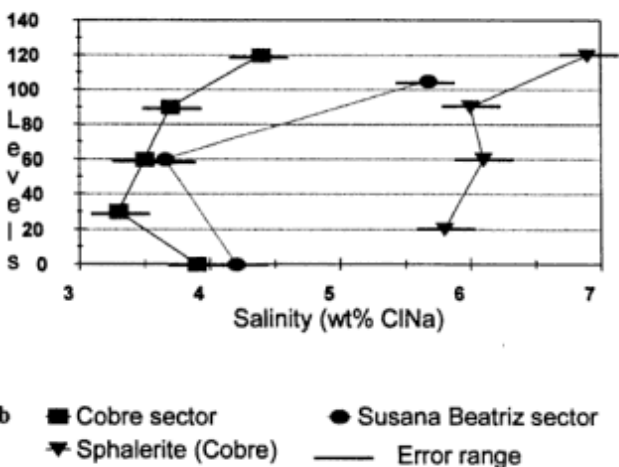
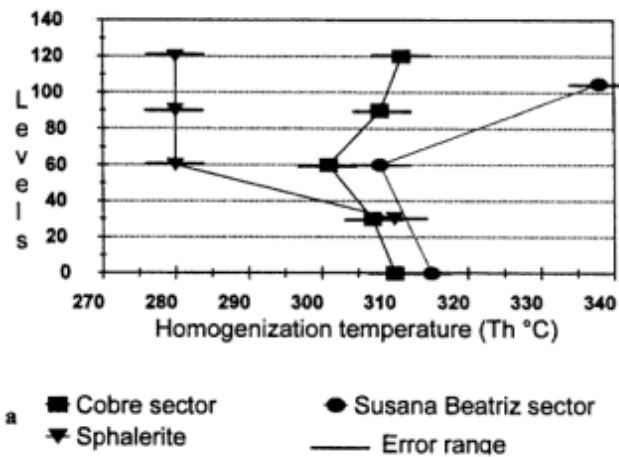


Figure 7: Homogenization temperature (a) and salinity variation (b) with depth in fluid inclusions hosted in quartz A and sphalerite. Note that both parameter diminish at or near intermediate levels.

Table 4: Thermometric and Salinity data of secondary fluid inclusions.

LEVEL	TH (Ia)	N	NaCl WT % EQ.
120 (2)	291	40	3.69
105 (2)	274	20	6.94
60 (2)	283	20	n.d.
0 (2)	331	40	4.02

(2) Number of samples in each level
N : number of measurements

maximum temperatures of both areas can be attributed to the heat dispersion and fluid circulation from the rhyolitic dikes during its emplacement. Fundamental to the formation of Angela deposit is the emplacement of rhyolitic dikes. Numerous lines of evidences point towards a primary role for magmatism in hydrothermal ore formation. One of the evidence for the involvement of magmatic-derived hydrothermal fluids is the existence of hypersaline fluid inclusions in quartz of the rhyolitic dikes. Hypersaline fluids released from an oversaturated water rhyolitic magma are believed to contribute directly to the formation of this deposit (Varela 1994a). Above level 60 mineralizing fluids could be mixed and diluted with lower temperatures fluids. Below this level, high temperatures and salinities suggest that mixing and dilution were more restricted.

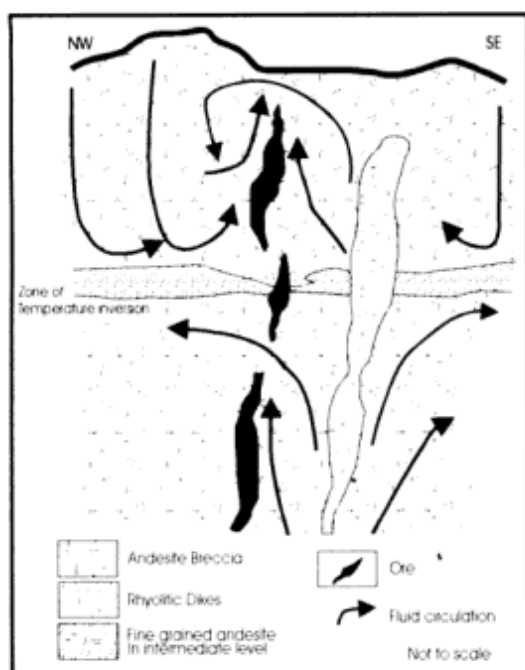


Figure 8: Hypothetical reconstruction of fluid path, showing the influence of rhyolitic dikes emplacement and the lithologic control of the fine-grained andesite restricting fluid circulation.

Evidences such as variation in temperature and salinity of fluid inclusions, absence of boiling and change in the physicochemical conditions below and above intermediate levels, suggests that the fine grained andesite lavas located at level 60 could have acted as a semipermeable media. Figure 8 shows a speculative model for fluid circulation at Angela Mine. The fine-grained andesite lava could have acted as an important lithologic control restricting the fluid circulation and therefore causing variations in the mineral deposition.

Considering the merits of different methods in metal precipitation (e.g. boiling, cooling), our study suggest that boiling may be considered as a principal ore depositional mechanism. Intermediate levels, characterized by low contents of metals, show no evidence of boiling. However, this absence is also coincident with the zone of temperature inversion. Thus, the possible influence of temperature controlling Au deposition cannot be totally excluded.

In conclusion, we propose that the veins in Angela mine represent fault controlled mixing zones between ascending magma, from which metaliferous fluids were exsolved, and low temperature fluids, controlled by a semi-permeable barrier that restrict circulation of fluids.

Acknowledgments

The authors wish to thank E. Domínguez and A. H. G. Mitchell for their critical comments. We are also

grateful to Naden J. and an anonymous referee for critical reviews which have greatly improved the manuscript. Financial support was provided by CONICET.

REFERENCES

- Bassi, H. and Rochefort, G., 1979. Estudios geológicos de la Mina Angela, con énfasis en sus características estructurales. *Actas 2º Congreso Geológico Chileno*, C419-C435. Antofagasta.
- Bengochea, A. L., Mas, G. R., Maiza, P. J. and Varela, M. E. 1984. Petrografía y termometría de las inclusiones fluidas de la veta Platífero W, Mina Angela, provincia del Chubut. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 7: 430-442. Bariloche.
- Bodnar, R. J., Reynolds, T. J. and Kuehn, C. A., 1985. Fluid inclusions systematics in the epithermal systems. In: Berger, A. and Bethke, P. (Eds.): *Geology and Geochemistry of epithermal systems*, *Reviews in Economic Geology*, 2: 73-97. Society of Economic Geologists, Texas.
- Brown, P. E., 1989. Flincor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, 74: 1390-1393.
- Domínguez, E., 1981. Génesis y geoquímica de la mineralización de los yacimientos Los Manantiales y Lago Fontana, provincia de Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36, 2: 123-142.
- Gregori, D. A., 1985. Evaluación de las condiciones genéticas de los yacimientos de origen hidrotermal a través del estudio químico, mineralógico y estructural de las cloritas. Tesis Doctoral Biblioteca Central, Universidad Nacional del Sur. Bahía Blanca, 110 p. (Unpublished).
- Hayba, D. O., Bethke, P. M., Heald, P. and Foley, N. F. 1986. Geologic, mineralogic and geochemical characteristic of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits. *Economic Geology*, 2: 129-167.
- Heald, P., Foley, N. K. and Hayba, D. O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: Acid-sulfate and Adularia-Sericite types. *Economic Geology*, 82: 1-26.
- Kelly, W. C. and Turneaure, F. S., 1970. Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia. *Economic Geology*, 65: 609-680.
- Metzger, F. W., Kelly, W. C., Nesbitt, B. E. and Essene, E. J., 1977. Scanning electron microscopy of daughter minerals in fluid inclusions. *Economic Geology*, 72: 141-152.
- Meyer, C. and Hemley, J. J., 1967. Wall rock alteration. In: Barnes, H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, pp. 166-235. Holt, Rinehart and Kinston. New York.
- Roedder, E., 1967. Fluid inclusions as samples of ore fluids. In: Barnes, H. L. (Ed.): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, pp. 515-574. Holt, Rinehart and Kinston. New York.
- Roedder, E., 1984. Fluid inclusions. *Reviews in Mineralogy*, 12, Mineralogical Society of America, 646 p. Washington.
- Roedder, E. and Bodnar, R. J., 1980. Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies. *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*, 8: 263-301.
- Schalamuk, I. A., Rios, F. J., Fuzikawa, K. and Pimenta, M. A. 1995. Fluid inclusions studies in epithermal auriferous-quartz deposits of Macizo del Deseado, Santa Cruz, Argentina. *Boletín de la Sociedad Geológica Española de Mineralogía*, 18, 220-221.
- Varela, M. E., 1990. Las inclusiones fluidas en el Distrito Minero Los Manantiales, (Chubut) y su aplicación como guía de exploración en yacimientos polimetálicos. Tesis Doctoral Universidad Nacional del Sur. Biblioteca Central, Bahía Blanca, 198 p. (Unpublished).

- Varela, M. E., 1994a. Silicated melt and fluid inclusions in rhyolitic dykes, Los Manantiales Mining District, Argentina. *European Journal of Mineralogy*, 6: 837-854.
- Varela, M. E., 1994b. Surface alteration and lithogeochemical indicators in Angela Mine, Chubut Province. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49(3-4): 206-210.
- Varela, M. E. and Bengochea, A. L., 1991. Inclusiones magmáticas en intrusivos riódacíticos del Distrito Minero Los Manantiales, Provincia del Chubut, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(3-4): 295-299.
- Varela, M. E., Bengochea, A. L. and Mas, G. R., 1990. Gradiente termal en el sector Susana Beatriz, Mina Angela, provincia del Chubut, Rep. Argentina, mediante el análisis de las temperaturas de las inclusiones fluidas. In: *Contribución al conocimiento de la Mineralogía y Geología Económica de la Republica Argentina*, pp. 100-106. Publicación Especial. Asociación Argentina Geólogos Economistas. Olavarría.
- Wiechowski, A., Arizmendi, A. and Brodtkorb, M. K., 1990. Estudio analítico de dos sulfosales de la Mina Angela, Dpto. Gastre, Provincia del Chubut, Argentina. In: *Contribución al conocimiento de la Mineralogía y Geología Económica de la Republica Argentina*, pp. 41-43. Publicación especial. Asociación Argentina Geólogos Economistas. Olavarría.

Recibido: 27 de junio, 1996

Aceptado: 27 de octubre, 1998

Análisis de la microfábrica deformacional de los "Pórfidos Riolíticos" en el área de basamento de Pigüé, Sierras Australes de Buenos Aires

María Silvia JAPAS ^{1,2} y José SELLÉS-MARTINEZ ²

¹CONICET,

² Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Pabellón 2, Nuñez, 1428 Buenos Aires

ABSTRACT. *Analysis of strained microfibrils in the "Porfidos Rioliticos". Basement area of Pigüé, Sierras Australes de Buenos Aires.* Knowledge of the initial shape of strain markers allows calculation of the strain ellipsoid (axial relationships and orientation) when they show distorted geometries after deformation. This information is usually combined with the analysis of other micro- and mesostructures that constitute the dynamic framework in which the whole assemblage of structures developed. If only one deformational episode was responsible for all of them, the result is a highly coherent picture. In this paper, the quantification of strain and orientation of strain axes, is attempted on the basis of distorted hexagonal columns cropping out close to Puesto El Malabar (Pigüé, Sierras Australes de Buenos Aires). This columnar structure occurs in rhyolitic flows and tuffs of the Precambrian (?) basement in the area. It is apparent from this study that deformation in the central part of the north-western arc of Sierras Australes is markedly heterogeneous at all scales, with axial relationships giving values that record a variation in between almost no deformation and belts of high strain in which cleavage erases all evidence of columnar jointing. Micro- and mesostructural analysis shows dextral simple shear in plan view, oriented Az.145°-150°, and E-W stripes of sinistral shear that appear to be later and fewer than the earlier one. Evidence of shear to the NE in vertical section has been found that is also heterogeneously developed. Secondary microstructures also show geometric relationships that are coherent with the general picture in the area. The regional significance of these data is analyzed in the regional picture, and it is concluded that it fits the previous model of an arcuate belt resulting from local development of conjugate megashears, with E-W (sinistral) and SW-NE (dextral) bands shaping the arc.

Introducción

Los "Pórfidos riolíticos" (Harrington 1947), que constituyen parte del Basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires, afloran en el sector noroccidental de las mismas (Fig. 1a).

En esta contribución se analiza la microfábrica deformacional de estos pórfidos en los reducidos afloramientos de escaso relieve correspondientes a las lomas cercanas al Puesto El Malabar (Ea. La Mascota Nueva, Fig. 1b), en las cercanías de la localidad de Pigüé. A estas lomas se accede por un camino vecinal que, en dirección a Saavedra, corta transversalmente el eje de las Sierras.

En esta región afloran riolitas y tobas riolíticas recristalizadas, compuestas por una pasta predominante de feldespato potásico alcalino, fenocristales idiomorfos de cuarzo con senos de corrosión y fenocristales de feldespato policristalino con desmezcla, presentando algunas evidencias de desvitrificación como esferulitas y fracturas

perlíticas fantasmas. Para la región, von Gosen *et al.* (1990) mencionan condiciones metamórficas de facies de esquistos verdes baja con incipiente recristalización sintectónica de cuarzo.

Las dataciones radiométricas indican una edad de 348 ± 21 Ma y 317 ± 14 Ma (Rb/Sr) - (Cingolani y Varela 1973; Varela 1973), que la mayoría de los investigadores coincide en asignar a la deformación (*e.g.* Andreis y Japas 1996). La disyunción en columnas, generalmente hexagonales, constituye la característica más sobresaliente de estos afloramientos. Como resultado de la imposición de una deformación penetrativa heterogénea a escala de afloramiento se han desarrollado variaciones en la forma primaria de los hexágonos que permiten cuantificar la deformación, convirtiendo el área en una localidad de interés internacional, al no existir en la literatura especializada citas de localidades donde haya sido posible la aplicación de este tipo de análisis sobre estructuras de disyunción. Las excepcionales características de la estructura permitie-

ron, por ejemplo, desarrollar nuevas técnicas de cuantificación de la deformación interna finita (Sellés Martínez 1986; Simon *et al.* 1985, 1989). Así, Japas *et al.* (1985, 1986) definieron los valores de deformación interna finita en dos y tres dimensiones para algunos puntos de muestreo del área. Los resultados obtenidos indican que, para las figuras de disyunción definidas sobre una superficie primaria que en afloramiento muestra una muy baja inclinación al este, las relaciones de deformación (eje mínimo/eje máximo) varían entre 0,39 y 1,00, tal como ilustran las elipses representadas en la Fig. 1b.

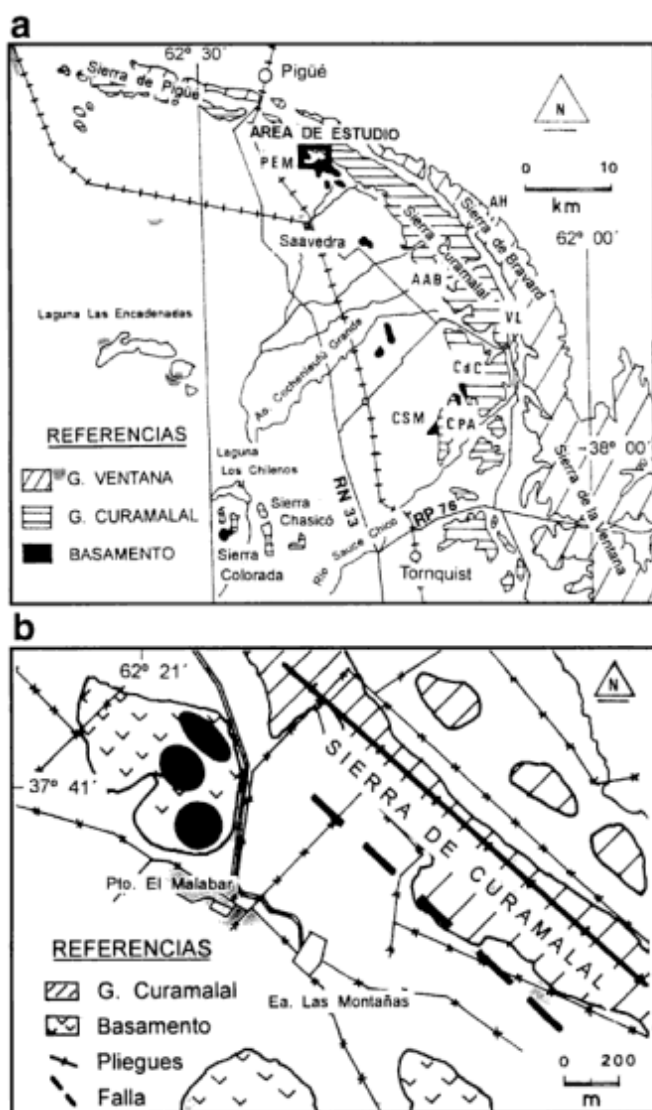


Figura 1: Mapas de ubicación. **a**, Área de estudio Puesto El Malabar (PEM) en el marco de las Sierras Australes de Buenos Aires (modificado de Andreis *et al.* 1996). AAB: Abra Agua Blanca; VL: Valle Longitudinal; AH: Abra de Hinojo; CPA: Cerro Pan de Azúcar; CdC: Cerro del Corral; CSM: Cerro San Mario. **b**, Detalle del Área de estudio. Las elipses representan los valores de deformación interna finita medido sobre la superficie primaria, según Japas *et al.* (1985). Véase la explicación en el texto.

Metodología

A partir de los resultados obtenidos del análisis geométrico de las columnas citados en el apartado anterior se seleccionaron muestras representativas de los distintos grados de deformación identificados, a fin de analizar, en corte delgado, las características microscópicas de la deformación. Se estudiaron así, por cada una de las cuatro muestras elegidas, dos secciones perpendiculares entre sí, una de ellas subhorizontal y la otra subvertical, siendo ambas normales al clivaje.

El análisis mesoestructural, llevado a cabo a través de las técnicas de análisis estadístico convencionales (representaciones equiareales de polos, etc.) permitió delinear con mayor precisión las características del proceso deformativo.

Análisis Cinemático

Características geométricas de las columnas

Forma inicial de las secciones hexagonales: El proceso que da origen a las columnas de disyunción no será discutido aquí, sino simplemente se señalará que, como resultado de la contracción isótropa bidimensional, aparecen "núcleos" o puntos virtuales con una distribución más o menos irregular sobre la superficie que contiene a los tensores de máximo esfuerzo traccional. Los gradientes en el módulo de estos tensores son máximos sobre la línea que une cada uno de estos puntos con los más próximos a él, de forma tal que a una distancia aproximadamente igual a la media entre punto y punto existen las condiciones potenciales para la formación de una fractura traccional. El desarrollo simultáneo de los tres sistemas de fracturas más favorables para definir un patrón que cubra totalmente la superficie con figuras regulares, genera una red hexagonal. Pequeñas inhomogeneidades, presencia de fracturas no contraccionales, variaciones en el gradiente térmico, etc. generan irregularidades en el patrón de fracturas, por lo que no es raro encontrar columnas con sección pentagonal o heptagonal tal como se ilustra en la Fig. 2. Esta distribución inicial de formas regulares más o menos equidimensionales sobre un área extensa con respecto al diámetro de cada columna resulta fundamental para la aplicación del análisis de la distorsión de la forma primaria.

Originariamente, las columnas de disyunción desarrollan, además, una relación de ortogonalidad entre su eje y la superficie primaria que contiene a los tensores de máximo esfuerzo traccional. Esta relación original resulta ser de capital importancia a la hora de analizar la deformación en el plano ver-

tical, tal como ha sido demostrado por Japas *et al.* (1986) y será motivo de una próxima contribución.

Formas distorsionadas de las secciones hexagonales: Tal como se ejemplifica en los diagramas de las Figs. 2 a 5, correspondientes a distintas zonas del

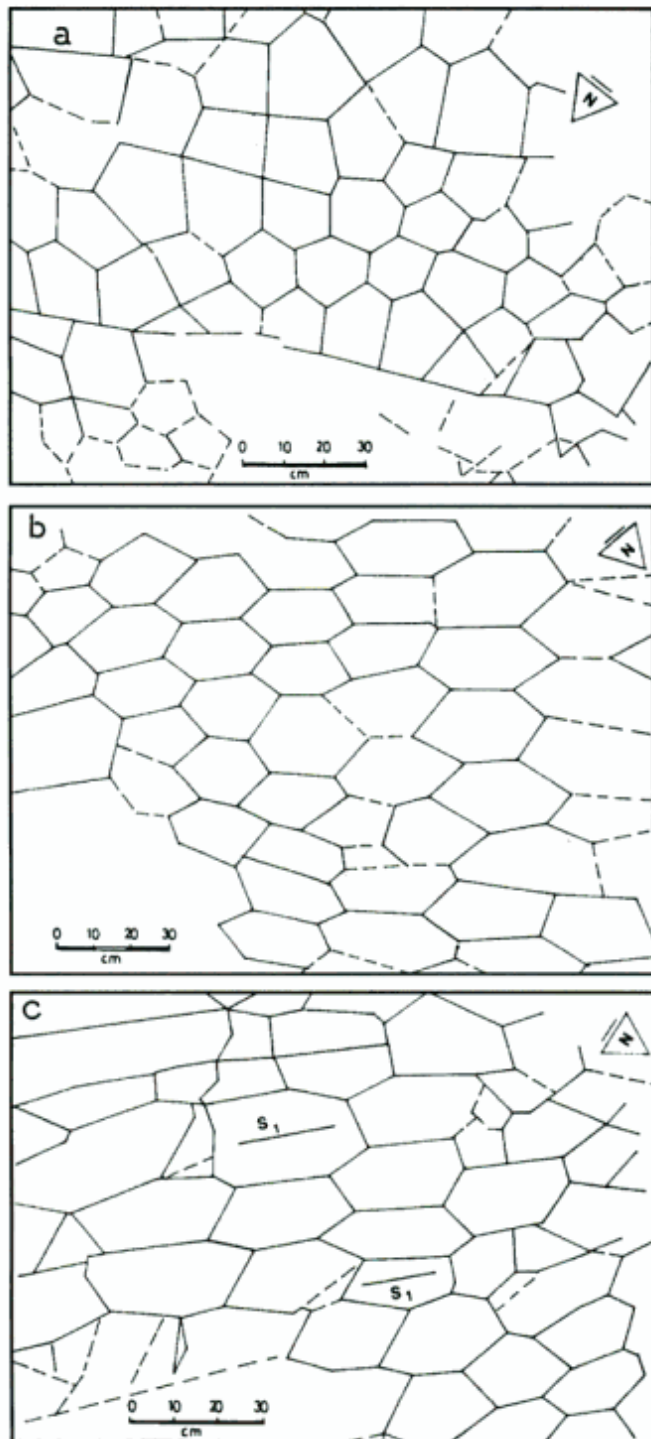


Figura 2: Esquemas a escala de los hexágonos en los afloramientos analizados, donde puede apreciarse la naturaleza heterogénea de la deformación interna finita. La deformación interna finita se ve incrementada desde a a c.

área estudiada, existen algunas de éstas en las cuales la forma original ha sido preservada, mientras que en otras puede observarse cómo los hexágonos (supuestos inicialmente regulares) muestran diversos grados de aplastamiento y cizallamiento, poniendo de manifiesto la heterogeneidad del proceso.

Quizá, la ilustración más relevante a este respecto lo constituya la Fig. 3a, en la cual puede observarse claramente, en poco más de un metro de distancia, la transición desde la geometría primaria de hexágonos regulares a una faja completamente deformada donde el clivaje ha borrado completamente todo vestigio de disyunción. Es importante señalar que, en este caso, el acortamiento producido en la dirección normal al clivaje no está acompañada de estiramiento paralelo al mismo en el plano de observación. Más adelante se discutirán las implicancias de esta interesante característica.

En las Figs. 3c y 4 se presenta como elemento diagnóstico de un cizallamiento dextral sobre el plano subhorizontal de observación, la existencia de

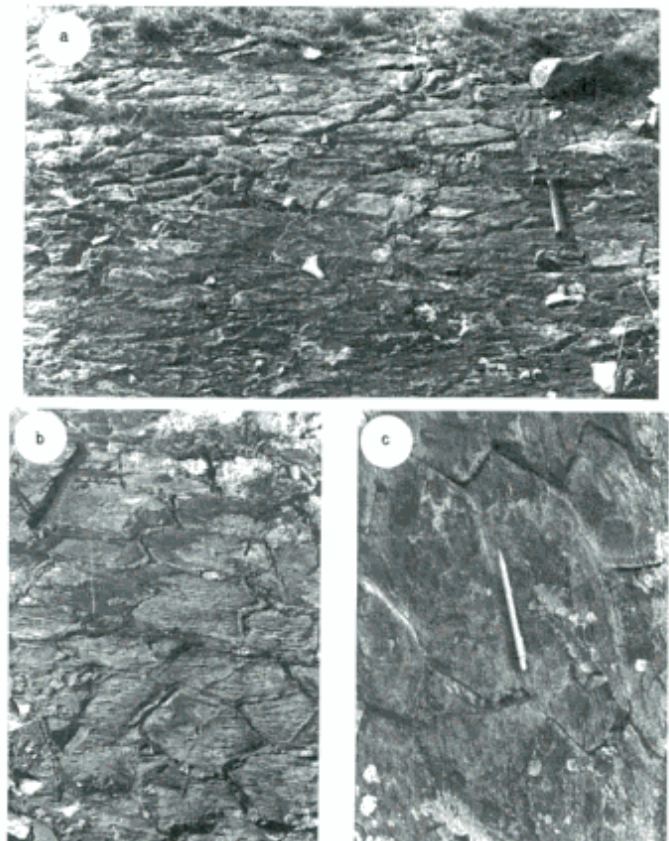


Figura 3: Detalle de los afloramientos con disyunción columnar. **a,** Fotografía que exhibe ausencia de cizallamiento simple en planta. Nótese el aplastamiento creciente en dirección a la zona de clivaje más desarrollado y la inexistencia de estiramiento en la dirección normal al clivaje. **b,** Fotografía correspondiente a un sector de la localidad esquematizada en la Fig. 2c. **c,** La forma de los hexágonos distorsionados como evidencia de la existencia de cizallamiento dextral en planta (véase la Fig. 4c).

asimetría en los hexágonos deformados. Puede observarse, también, que existe en estas estructuras distinta orientación con respecto a la dirección regional del clivaje, lo cual conduce a geometrías distorsionadas distintas (Figs. 4b y 4c).

En otra localidad de muestreo, los centros de polígonos contiguos definen una línea que se curva a medida que se acerca a la zona de máximo desarrollo del clivaje (y por ende máxima deformación interna finita), evidenciando la existencia de cizallamiento dextral simultáneo con el proceso de solución por presión que condujo a la formación del mismo (Fig. 5). En esta misma localidad se ha observado además que no existen cambios en la orientación relativa entre los ejes de las columnas y la superficie primaria, característica que no es constante en toda el área relevada.

En conclusión, se ha observado la presencia de fajas de deformación por cizallamiento simple en planta, fajas en las cuales la deformación ha sido únicamente por cizallamiento simple provergente (en el sentido de Sellés Martínez 1987) en un plano vertical, y fajas donde ambas componentes se hallan presentes. La deformación, por lo tanto, no sólo ha sido heterogénea en cuanto a su magnitud (zonas con distintos valores de deformación interna), sino también en cuanto a su naturaleza (zonas con distintos regímenes).

Análisis de la microfábrica deformacional de las riolitas

La presencia de indicadores cinemáticos de naturaleza frágil (estructuras RO y RM, en la terminología de Petit 1987, microgrietas escalonadas, fenocristales fracturados en dominó, microfallas, etc.), se asocia a otros indicadores de naturaleza dúctil (micropliegues asimétricos, estructuras s/c y otras), que en su conjunto permiten definir la existencia de microzonas de cizalla como rasgo microscópico relevante de estas muestras (Fig. 6).

Se han hallado en todas las muestras, si bien en distinto grado, evidencias de clivaje desarrollado por transferencia de masa por difusión, hecho que pone en evidencia que éste ha sido un proceso relevante durante la deformación de las riolitas.

En la muestra correspondiente a la localidad de la Fig. 4, se observan estructuras de transferencia de masa por difusión desarrolladas con anterioridad a la deformación tectónica, evidenciada a través de superficies estilolíticas. En la misma se pudo determinar la existencia de cizallamiento dextral en dirección aproximada Az. 150°.

En otra de las muestras analizadas, se determinó la existencia de cizalla simple dextral frágil en

dirección aproximada Az. 40°.

Evidencias de cizallamiento provergente en dirección NE-SO fueron halladas en dos muestras, la primera de las cuales reveló un comportamiento comparativamente más frágil que la segunda de ellas, lo cual es coherente con el cuadro general de deformación heterogénea en el área.

Mención especial merece la muestra más distorsionada entre aquellas analizadas (tectonita LS), resultante de la deformación de una toba. La roca ha sido transformada en una protomilonita a milonita con clivaje muy desarrollado y otras evidencias de deformación dúctil. Tanto en muestra de mano como en sección delgada se define claramente un cizallamiento simple dextral dominante en planta de orientación Az. 145° -150°. En el corte, se observa la superposición de un cizallamiento senestral en planta de Az. 90°-100°, subordinado. Estas cizallas concuerdan con evidencias microscópicas equivalentes halladas en las rocas de la Formación La Lola en la región (Japas 1991). En un plano vertical NE-SO aparecen fuertes evidencias de cizallamiento provergente de moderada a alta inclinación al SO.

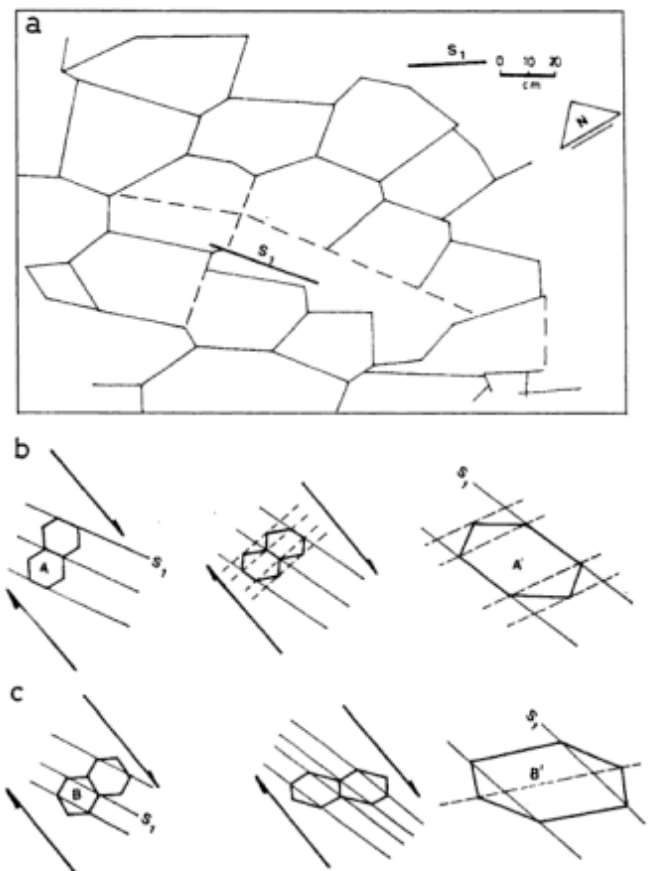


Figura 4: a, Esquema delineado sobre fotografía de los autores que demuestra la existencia de cizalla simple dextral en planta. b, Esquema teórico propuesto para explicar este cambio de forma. c, Esquema teórico propuesto para explicar el cambio de forma de los hexágonos de la fotografía de la Fig. 3c.

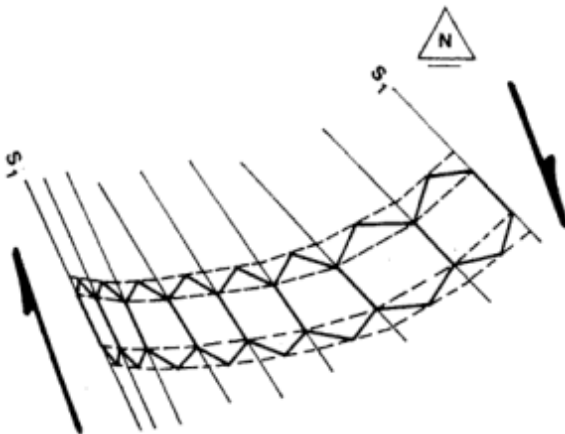


Figura 5: Esquema simplificado que demuestra la existencia de cizallamiento dextral. En este caso, no existe distorsión de los ejes de las columnas en el plano perpendicular al dibujo. En este esquema simplificado se explica además la variación en la orientación de la línea que une los centros de los hexágonos como consecuencia de la cizalla dextral heterogénea.

Análisis estadístico de las mesoestructuras asociadas

Descripción de las mesoestructuras

En los diagramas de la Fig. 7 se han representado las mesoestructuras observadas y medidas en el área.

El clivaje presenta una orientación promedio de Az. 135° con inclinaciones variables entre 85° y 65° SO, en coincidencia con la estructura equivalente desarrollada en las cuarcitas de la cubierta paleozoica del área (Fig. 7a).

Puede observarse también, en la Fig. 7a, la existencia de fajas de deformación dúctil, según dos direcciones bien definidas y recurrentes (Az. 100° y Az. 40°). Vale la pena mencionar que Massabie y Rossello (1986) mencionan, en esta zona, la existencia de fajas de microbrechas de cohesión primaria con orientaciones similares.

Las grietas escalonadas de cuarzo son bastante frecuentes y se orientan en las direcciones Azs. 60° y 115°-130° (juegos senestrales) y Azs. 43° y 125°-140° (juegos dextrales - Fig. 7a).

Las bandas kink completan el conjunto de mesoestructuras relevadas, destacándose el juego de orientación Az. 110° e inclinación de 50° a 70° al NE, el cual presenta características extensionales (en el sentido de Ramsay y Huber 1987) con componentes de cizallamiento senestral provergente.

Las diaclasas se agrupan claramente en el diagrama estadístico, definiendo los siguientes juegos subverticales: Azs. 20°, 60°, 143°, 153°. Un quinto grupo, orientado al Az. 105°, presenta una moderada inclinación al sur. Las diaclasas rellenas de cuar-

zo se agrupan en tres juegos subverticales principales: Az. 145° con inclinación al NE, Az. 35° y Az. 70° (Fig. 7b).

Las mesoestructuras descritas permiten definir direcciones y relaciones de importancia en el análisis de la deformación. Así, por ejemplo,

- La relación de oblicuidad entre el clivaje y las fracturas presentes en el basamento, que resultan a su vez paralelas a los planos axiales de la cubierta sedimentaria, se constituirían en evidencias de cizalla simple dextral en planta (Japas 1989).
- Orientaciones comunes a estructuras de carácter senestral y dextral (Azs. 115°-130° y 125°-140°, respectivamente). Esto reforzaría la existencia de cizallamiento simple en planta.
- La existencia de direcciones comunes a distintas mesoestructuras: Tal es el caso de las direcciones Az. 60°, más frecuente (diaclasas y grietas escalonadas de sentido senestral); Az. 100°-110° (diaclasas, grietas escalonadas, fajas de deformación y bandas kink senestrales); Az. 30°-45° (diaclasas, grietas escalonadas y fajas de deformación de carácter dextral); y Az. 20°-40° (diaclasas rellenas de cuarzo de naturaleza extensional). Esta persistencia en las direcciones y sentidos señalarían directrices de deformación bien definidas y acordes con un esquema de cizallamiento simple dextral orientado en dirección NO-SE. Algunas de estas orientaciones principales (Azs. 100° y 35°-40°) concuerdan además con los megalineamientos definidos por Japas (1995).
- El carácter extensional de la banda kink senestral provergente (Az. 100°) remarcaría la existencia de cizallamiento simple.

Estos elementos serán considerados nuevamente al ser incorporados al modelo general.

Interpretación de los resultados

A partir de este análisis microscópico, el cual es coherente con la fábrica mesoscópica observada, se propone el siguiente modelo de evolución del proceso de deformación:

Estadio 0. Desarrollo de una anisotropía planar paralela a S_0 , probablemente por efecto de sobrecarga y existencia de soluciones reactivas circulantes (transferencia de masa por difusión).

Estadio 1. Desarrollo de un clivaje paralelo a la dirección tectónica XY. En algunas localidades, la oblicuidad negativa (rotación antihoraria) entre la dirección del clivaje tectónico y el plano principal de deformación finita señalarían la existencia de cizallamiento dextral en planta. Los indicadores cine-

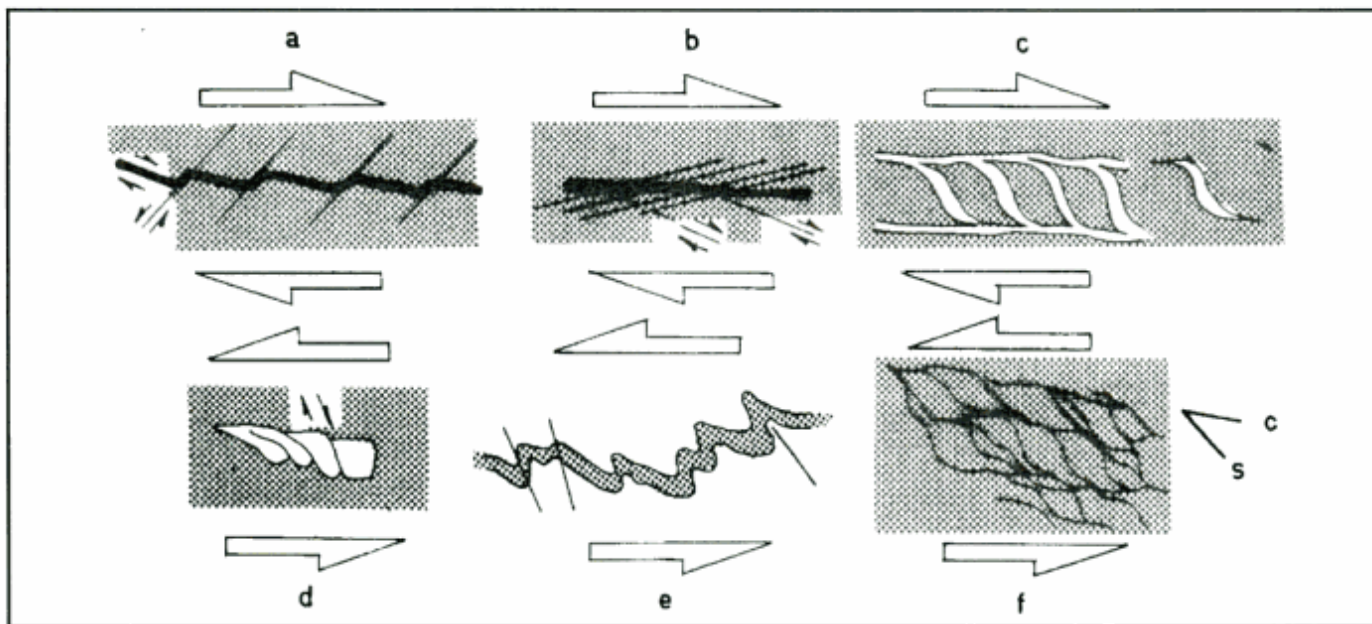


Figura 6: Indicadores cinemáticos hallados en las secciones delgadas. **a,** Estructuras RO. **b,** Estructuras RM. **c,** Microgrietas escalonadas. **d,** Fenocristales fracturados en dominó. **e,** Microplegues asimétricos. **f,** Estructuras s/c.

máticos dúctiles en muestras intensamente deformadas confirman esta apreciación, e indican un Az. 145°-150° para la dirección de la cizalla. El cizallamiento provergente se habría desarrollado en esta etapa.

Estadio 2. En este estadio, la deformación está caracte-

rizada por condiciones de transición frágil-dúctil. Una de las muestras pone en evidencia un cizallamiento dextral frágil orientado al Az. 40°, mientras otra de ellas (la tectonita LS más deformada) exhibe un cizallamiento senestral dúctil en dirección Az. 90°-100°, que afecta estructuras propias del estadio 1.

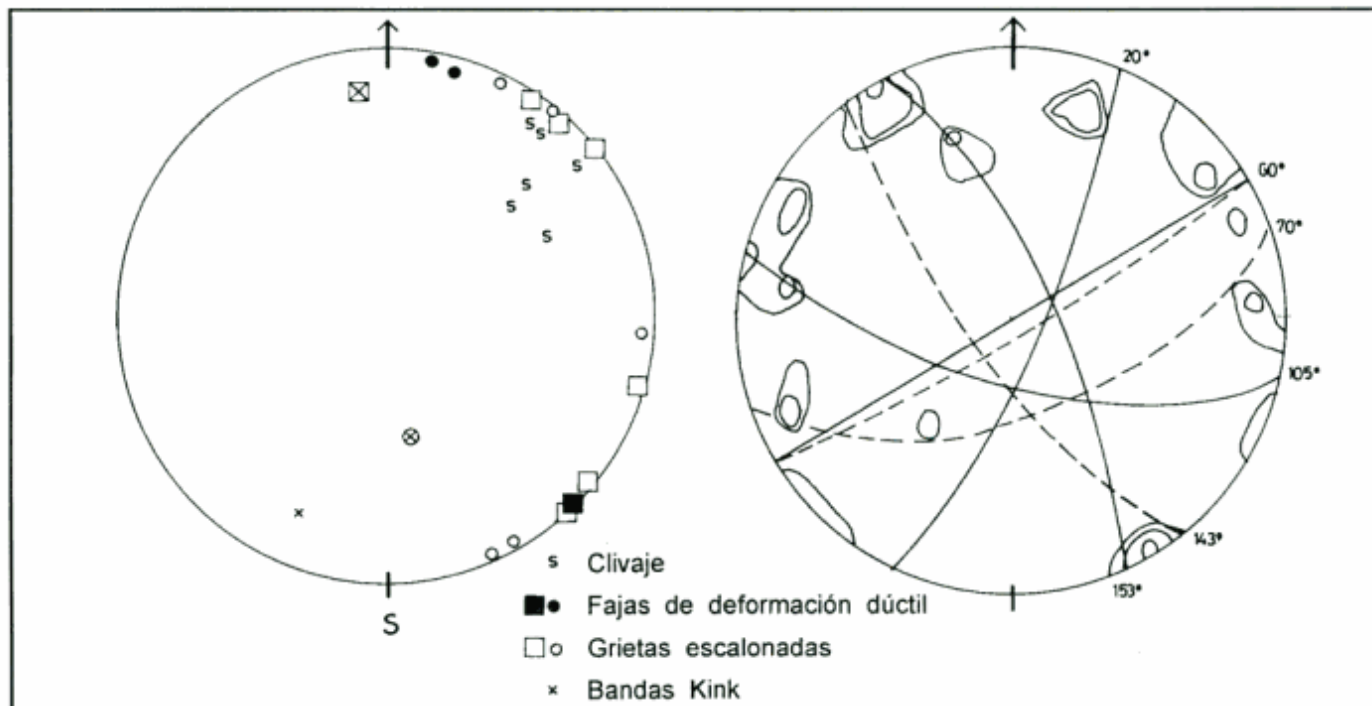


Figura 7: Diagramas de las mesoestructuras relevadas en el área. **a,** Clivaje, grietas escalonadas, fajas de deformación y bandas kink (los cuadrados representan indicadores de cizallamiento dextral; los círculos, senestral). **b,** Diaclasas. Los juegos delineados representan poblaciones con valores de entre 2,5% y 10% de frecuencia. N=54.

Todos estos elementos parecen encuadrarse en el esquema evolutivo planteado por Japas (1995) para el arco noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires. Según el esquema de esta autora, el arco de las Sierras Australes sería el resultado de la aparición de megakinks extensionales (correspondientes a los denominados Lineamientos Sauce Chico y Pigüé) en las últimas etapas de la deformación progresiva del sistema. La estructura megakink correspondiente al lineamiento Pigüé, de orientación aproximada Az. 100°, se desarrolla en el sector norte del arco, mientras que aquella correspondiente al megakink extensional Sauce Chico (con orientación Az. 40°), en el sector sur del arco.

Conclusiones

El análisis de micro y mesoestructuras en las riolitas del basamento aflorante en el sector noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires revela que existe correspondencia entre las características de las fábricas microscópica y mesoscópica. Ambas certifican la presencia de una etapa deformativa inicial que estuvo controlada por una cizalla dextral en dirección Az. 145°-150°, durante la cual se habrían generado fajas de deformación dominadas por transcurrencia y/o cizallamiento provergente. La forma de los hexágonos distorsionados, la equivalencia de los juegos de diaclasas con aquéllos generados bajo un esquema de cizallamiento simple, las características descriptas en el análisis mesoestructural (incisos a y b), así como la existencia de indicadores cinemáticos acordes, constituirían las evidencias más fuertes en favor de ello.

La segunda etapa en la evolución progresiva de la deformación refleja la aparición de fajas de deformación que afectan la fábrica anterior, destacándose para la región un cizallamiento senestral en planta en dirección Az. 90°-100°. Esta etapa no deja improntas visibles en la geometría de los hexágonos previamente distorsionados, aunque sí puede ser identificada por la aparición de fajas de mayor deformación con esa orientación, el desarrollo de estructuras frágiles (tales como las citadas en los incisos c y d del análisis mesoestructural) y por las características de la microfábrica deformacional. Existen también en la región evidencias (aunque menos frecuentes) de la existencia de fajas de deformación dextral en dirección Az. 40°, dirección que parece tener también asociada una componente de extensión.

Se concluye finalmente que la progresión deformativa descripta avalaría el modelo de evolución estructural propuesto por Japas (1995).

Agradecimientos

Se desea agradecer a la Dra. M. Koukharsky su colaboración en la descripción de los cortes petrográficos. A los árbitros de la Revista, A.J. Amos y A.C. Massabie, por sus oportunas sugerencias.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Andreis, R. R. y Japas, M. S., 1996. Cuencas Sauce Grande y Colorado. En: S. Archangelsky (ed.) El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 45-64. Buenos Aires, 1991.
- Andreis, R. R., Japas, M. S. y Rodríguez, S., 1996. Sierras Australes de Buenos Aires (Ventania). 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Excursión Geológica N° 1: 32 p. Buenos Aires.
- Cingolani, C. A. y Varela, R., 1973. Examen geocronológico por el método Rb/Sr de las rocas ígneas de las Sierras Australes bonaerenses. Actas 5° Congreso Geológico Argentino, 1: 349-371. Buenos Aires.
- Harrington, H. J., 1947. Explicación de las Hojas Geológicas 33m (Sierra de Curamalal) y 34m (Sierra La Ventana). Provincia de Buenos Aires. Dirección de Minería y Geología, Boletín, 61. Buenos Aires.
- Japas, M. S., 1989. Análisis micro-mesoestructural de la Formación Bonete. Sierras de Pillahuincó y de las Tunas, Sierras Australes de Buenos Aires. Actas 1° Jornadas Geológicas Bonaerenses, 1023-1030. Tandil, 1985. Bahía Blanca.
- Japas, M. S., 1991. Análisis microtectónico de la fábrica deformacional del Conglomerado de la Formación La Lola. Sierras Australes de Buenos Aires. Actas 7° Reunión sobre Microtectónica, 85-91. Bahía Blanca.
- Japas, M. S., 1995. El Arco Noroccidental de las Sierras Australes de Buenos Aires: Producto de megakinks extensionales durante el progreso de la deformación? Actas 4° Jornadas Geológicas Bonaerenses, 1: 257-263. Junín.
- Japas, M. S., Sellés-Martínez, J. y Amos, A. J., 1985. Determinación cuantitativa de la deformación de estructuras de disyunción columnar, Ea. La Mascota, Sierras Australes de Buenos Aires. Actas 2° Reunión sobre Microtectónica, 28-30. Bahía Blanca.
- Japas, M. S., Sellés-Martínez, J. y Amos, A. J., 1986. Análisis tridimensional mesoscópico de la deformación a través de disyunciones columnares (Basamento de las Sierras Australes de Buenos Aires, Ea. La Mascota): Resultados preliminares. Actas 3° Reunión sobre Microtectónica, 19-25. La Plata.
- Massabie, A. C. y Rossello, E. A., 1986. Significado de las fajas de microbrechas en el "Basamento eruptivo" y los Grupos Curamalal y Ventana, Sierras Australes de Buenos Aires. Actas 3° Reunión sobre Microtectónica, 91-93. La Plata.
- Petit, J-P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, 9: 597-608.
- Ramsay, J. G. y Huber, M. I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology, Volume 2: Folds and Fractures*. Academic Press, 700 p. Oxford.
- Sellés-Martínez, J., 1986. Graphic method for the reconstruction of the strain ellipse from distorted regular polygons. *Tectonophysics*, 131: 393-396.
- Sellés-Martínez, J., 1987. Comentario sobre la geometría y desarrollo de las Bandas kink. Actas 4° Reunión sobre Microtectónica, 98-105. San Juan.

- Simon, J., Japas, M. S. y Amos, A. J., 1985. Nueva técnica para la determinación de la deformación en objetos distorsionados de forma original conocida. Actas 2º Reunión sobre Microtectónica, 5-8. Bahía Blanca.
- Simon, J., Japas, M. S. y Amos, A. J., 1989. The strainscope: An optical device for field measurement of homogeneous strain from distorted strain markers. *Journal of Structural Geology*, 11(6): 769-774.
- Varela, R., 1973. Edad Rb-Sr de las rocas ígneas de La Mascota-La Hermita, Partido de Saavedra, provincia de Buenos Aires. *Sociedad Científica Argentina, Anales* 195 (1-2): 71-80. Buenos Aires.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L. V., 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires province/Argentina). *Geologische Rundschau*, 79 (3): 797-821.

Recibido: 21 de noviembre, 1996

Aceptado: 27 de octubre, 1998

La avalancha de rocas de Las Cañas: otra manifestación de estos fenómenos en el flanco oeste de la Sierra Grande de San Luis

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ¹, Luis FAUQUÉ¹, Carlos H. COSTA² y Aldo D. GIACCARDI²

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

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

ABSTRACT. *Las Cañas rock-avalanche: another manifestation of these phenomena on the western slope of the Sierra Grande de San Luis.* A rock-avalanche (named Las Cañas) was distinguished near the Potrero de Leyes rock-avalanche previously recognized in the southern Sierras Pampeanas. It is located on the western slope of the Sierra Grande de San Luis (San Luis Province), which is regarded as the range uplift front during the Andean tectonism. On account of its greater degradation than the Potrero de Leyes rock-avalanche, the deposits described here are considered to be older in age. Their morphometric attributes could be only roughly calculated, because fluvial erosion has removed a large portion of its initial shape and volume. The avalanche-related deposits form round-shaped hills, which can be distinguished from alluvial fan deposits by their higher altitude, photogeological signature and degree of degradation. Two fault sets have also modified its original surface configuration. It is considered that this phenomenon was also triggered by an earthquake. Hence, the recognition and analysis of these geomorphological processes provides a useful addition to palaeosismological analysis and is significant for an adequate evaluation of the seismic hazard of this region.

Introducción

Recientemente ha sido descripta la primera avalancha de rocas individualizada en las Sierras Pampeanas australes (González Díaz *et al.* 1997). Sus voluminosas acumulaciones ($600 \times 10^6 \text{ m}^3$), fueron localizadas al pie de la abrupta escarpa de falla que conforma el frente occidental de la Sierra Grande de San Luis, a la latitud de $32^\circ 30' \text{ S}$. (Potrero de Leyes).

La ratificación de otro fenómeno de análoga tipología y muy cercano al ya localizado en las cercanías del curso del arroyo El Palmar, se logró posteriormente a través del examen de fotogramas del área y de una segunda campaña. Ello permitió descartar aquella alternativa de la presunta presencia de una reducida estructura local de un bloque de basamento cristalino aislado ("monte isla") en esta parte del piedemonte. Esta última situación ha sido comprobada en las cercanías del puesto López, ubicado más al norte del sector estudiado.

Ubicación del área de estudio

La avalancha de rocas se halla localizada al este de la población de Leandro N. Alem (anteriormente conocida como Los Corrales), la que se conecta con la ciudad de San Francisco del Monte de Oro -distante unos 20 km. al sur- por medio de la Ruta Nacional n° 146 o por su antigua traza, de ripio (Fig. 1).

Desde Leandro N. Alem -luego de dejar atrás sus chacras marginales- por una huella local y tras un recorrido de unos 7-8 kilómetros, se alcanza el puesto de Vicente Blanco. Desde allí se llega hasta el puesto abandonado de Las Cañas, siguiendo por unos 1000 metros una huella "leñera" en desuso, la que se halló parcialmente cerrada por la vegetación natural. Irregulares sendas de vacunos en el denso monte achaparrado y espinoso, facilitaron el reconocimiento del área de la avalancha de rocas de Las Cañas. La proximidad de la avalancha al citado paraje, ha inducido a los autores a identificarla con esa denominación.

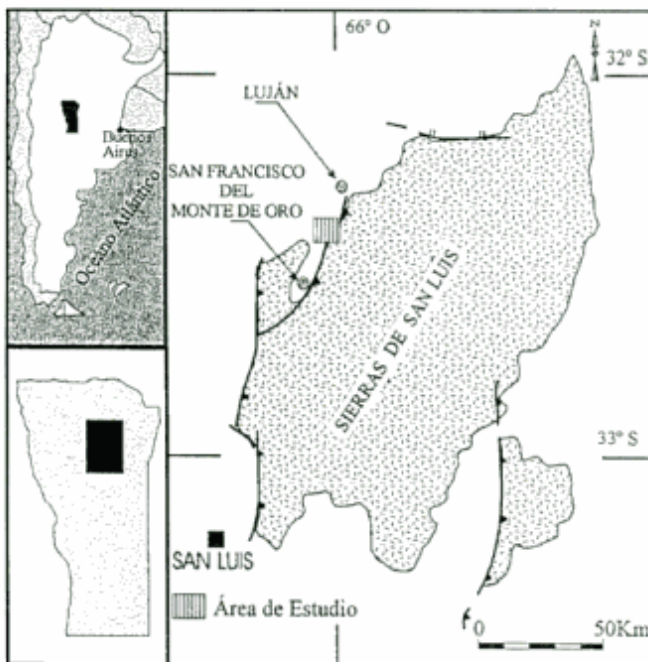


Figura 1: Croquis de ubicación de la avalancha de rocas de Las Cañas.

Objetivos

Se pretende brindar la información concerniente a otra avalancha de rocas ocurrida en la morfoestructura de las Sierras Pampeanas australes, involucrando en ella su descripción geomorfológica, una propuesta acerca del probable inductor del movimiento gravitacional y su relación temporal con otras unidades de la planicie aluvial pedemontana local y con la cercana avalancha de rocas del Potrero de Leyes. Además este análisis permitirá obtener información respecto de su movilidad y contribuirá a la delimitación de zonas proclives a riesgos geológicos. Se expone un sintético esquema general de las características estructurales de la región serrana en el área.

Metodología

Los resultados aquí expuestos derivan de la interpretación fotogeomórfica previa, complementada con controles de campo. El examen de fotografías aéreas en escala aproximada 1:20.000, permitió la confección de un mapa geomorfológico-geológico básico.

Las tareas de campaña abarcaron dos períodos. El primero, muy breve (2 días), coincidió con la fase final del estudio de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes, en tanto que el segundo, que comprendió 12 días, se realizó entre noviembre y diciembre de 1995.

La base topográfica existente -en escala similar- fue de escasa utilidad ante la limitada expresión morfológica del sector. Sólo permitió ejecutar perfiles para determinar desniveles relativos, la pendiente promedio de los espolones serranos a la latitud de la muesca del arranque de la avalancha y de otros vecinos a ellas y además determinar puntos geográficos de interés.

Los mapas geológicos en escala 1:200.000, correspondientes a las Hojas Geológicas 23g (San Francisco) y 22g (Quines), sirvieron para un conocimiento básico de la geología regional de la zona analizada.

Esquema geológico-geomorfológico del área

Geología

El tramo de la Sierra Grande de San Luis donde fuera distinguida la avalancha, está representado por el cordón de El Realito, integrado por granitoides, entre los que predominan las tonalitas y las granodioritas (Brogioni *et al.* 1994). Estas rocas constituyen la exclusiva fuente de proveniencia del material componente de la avalancha de rocas de Las Cañas y del extenso piedemonte marginal, una situación similar a la observada en la avalancha de rocas del Potrero de Leyes. También en mayor o menor grado, esas magmatitas muestran evidencias de deformación, adquiriendo en ocasiones las características macroscópicas de rocas miloníticas.

Pastore y González (1954) y González (1957), asignaron dichas rocas a un episodio magmático del Basamento Cristalino, cuya presunta edad estimaron los primeros como comprendida en el "Proterozoico inferior a medio". Killmurray y Dalla Salda (1977) y Criado Roque *et al.* (1981), concordaron al relacionarlas con ciclos magmáticos del Paleozoico tardío. Recientemente, Brogioni *et al.* (1994), adjudicaron a los granitoides del cordón de El Realito, una edad carbonífera. Reducidos y aislados afloramientos de metamorfitas afloran inmediatamente más al sur, en el tramo inferior del arroyo El Palmar (González Díaz *et al.* 1997), parcialmente cubiertos por la porción distal de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes.

El análisis de fotografías puso en evidencia que el principal juego de fracturas, por su continuidad, imposición en el relieve y frecuencia (Fig. 2), presenta un rumbo general dominante norte-sur. Estos lineamientos de orientación meridiana tan conspicuos corresponden invariablemente a fracturas sub-verticales secundarias, por lo general de origen tensional. También con esta orientación se dispone el sistema del frente de levantamiento de la sierra,

caracterizado por un cinturón de cizalla con buzamiento al este y movimientos con componente principal inversa, cuyo principal intervalo de actividad ha sido asignado al Plioceno-Pleistoceno (Criado

Roque *et al.* 1981; Costa 1992). Esta estructura se encuentra generalmente sepultada por los depósitos pedemontanos.

Otros lineamientos individualizados, de carácter

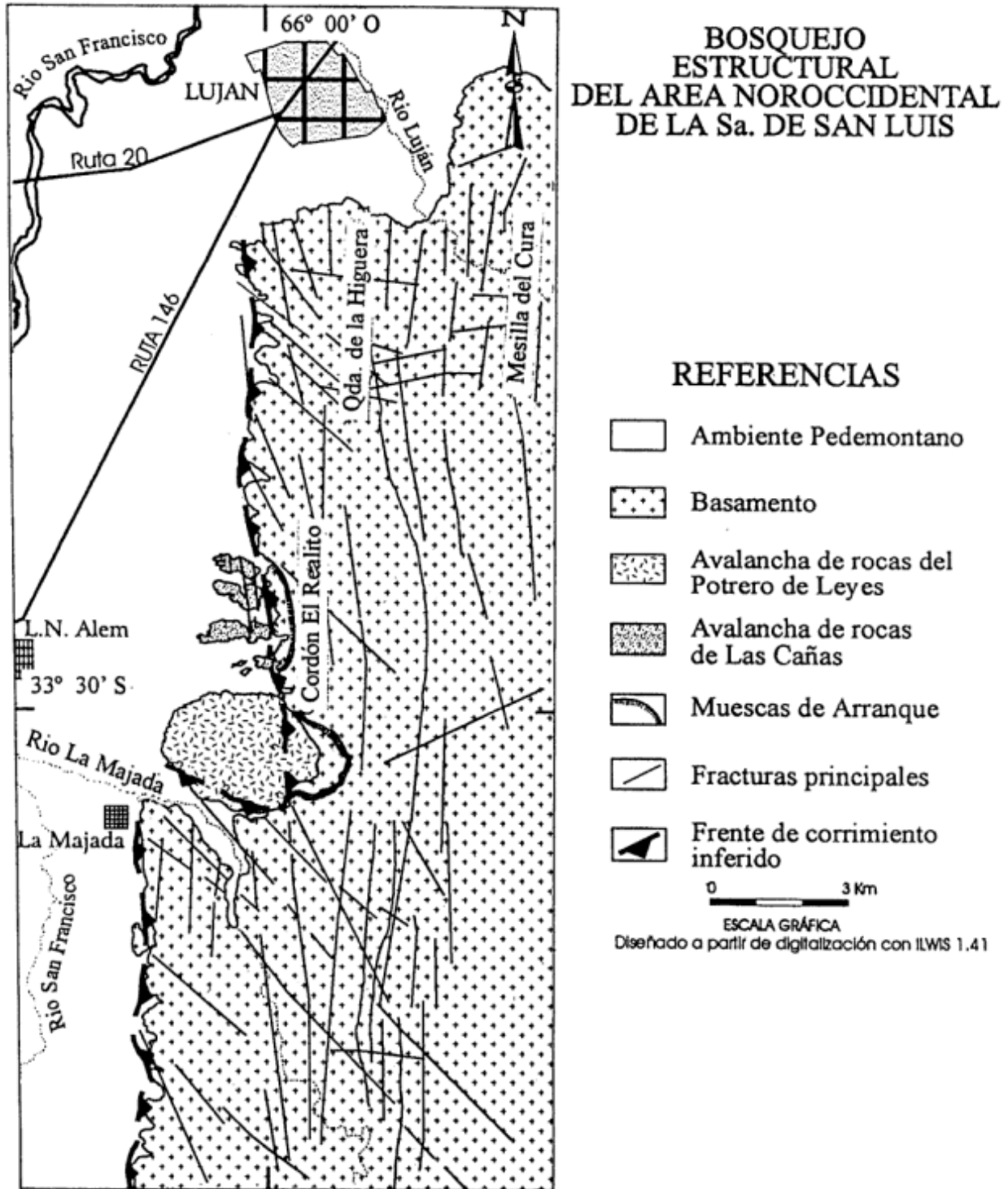


Figura 2: Esquema estructural del sector donde se localizan las avalanchas de rocas de Las Cañas y Potrero de Leyes, indicando la posición del frente de levantamiento principal de la sierra y de aquellas fracturas con representación topográfica más conspicua.

más local, dispuestos con un arrumbamiento similar, afectan los depósitos de la avalancha de rocas de Las Cañas y presuntamente a las acumulaciones del "nivel de piedemonte antiguo". Esto último ha sido comprobado al norte del área de estudio (Piedras Blancas).

Geomorfología

Una extensa y abrupta escarpa de falla constituye el margen occidental de la Sierra Grande de San Luis, entre los 32° 30' y la latitud de la ciudad de Luján; su desnivel varía entre 500-600 metros (Fig. 3).

De acuerdo al concepto "davisiano", el grado de evolución geomórfica de dicha escarpa correspondería a la madurez, caracterizada por la presencia de largos y delgados espolones. El drenaje está bien organizado, predominando patrones dendrítico y subdendríticos, con marcado control estructural en amplios sectores de la "Peneplanicie de San Luis" (González Díaz 1981), aún reconocible en la parte superior del bloque serrano.

El límite físico entre la sierra y el ambiente pedemontano, presenta localmente un trazo bastante rectilíneo, con excepción del tramo donde se ha individualizado la posición de la muesca del arranque del movimiento gravitacional, donde muestra una configuración en planta suavemente cóncava hacia el oeste. Dicha rectitud está determinada por fracturas subverticales (75° - 90°) de buzamiento aleatorio, a las cuales se interpreta como sistemas de alivio desarrollados en el bloque ascendido durante el levantamiento del frente serrano. El frente de fallamiento principal, de carácter inverso, se encuentra sepultado por depósitos aluviales o de la avalancha. No obstante, en las cercanías de la vecina avalancha del Potrero de Leyes, se midieron zonas de cizalla asociadas al frente de fallamiento principal con ángulos cercanos a 35°E. Este dato descarta la posibilidad de que las fallas responsables del levantamiento serrano presenten un trazo rectilíneo en planta.

A lo largo del contorno del frente de levantamiento se localizan varias vertientes (La Higuera, La Higuera); además se distinguió una mayor concentración de vegetación natural, la que se dispone paralelamente y al pie de la escarpa de falla como una extensa y muy delgada faja. Se supone que ello responde a una mayor humedad, en respuesta a una línea estructural no determinada. Esta faja es claramente observable en las fotos aéreas y además visible, durante determinadas horas de la tarde, desde la antigua Ruta Nacional n° 146.

A la latitud de la avalancha, la pendiente promedio de los "filos" de los estrechos espolones serra-

nos, que limitan las distintas cuencas de drenaje locales en este tramo de la escarpa de falla, al conformar sus delgadas divisorias, oscila entre los 22° y 25°.

El sector pedemontano está compuesto por varias unidades geomórficas agradacionales, separadas entre sí por epiciclos de erosión. Su distinción, al igual que su relación temporal relativa, se halla esencialmente fundamentada en el examen de los fotogramas y más ocasionalmente en evidencias de campo.

Se han diferenciado en el área pedemontana las siguientes unidades geomorfológicas (Fig. 3), para las que se propone el siguiente orden secuencial:

- 1) La Avalancha de Rocas de Las Cañas,
- 2) Un conjunto de depósitos marginales a la avalancha, caracterizados por el gran tamaño de sus componentes (enormes bloques) que son el resultado de la movilización y depositación en las inmediaciones de la primaria acumulación diaméctica, durante su degradación.
- 3) Un nivel de piedemonte "antiguo", integrado por abanicos aluviales cuyos ápices se localizan en la base de la escarpa de falla. Es sobresaliente la predominante participación en su construcción de depósitos de *debris flows*, los que son claramente identificables en el campo por sus sobresalientes albardones laterales. Su presencia contribuye notoriamente a la irregular configuración del relieve superficial en esta parte del piedemonte, rasgo éste que se acentúa en la mitad superior de los abanicos aluviales. Estos muestran el típico diseño de drenaje distributivo, con cursos cuya alimentación está relacionada con las correspondientes e individuales cuencas serranas locales, siendo su régimen de tipo efímero. En algunos casos por tramos, se hacen intermitentes por aportes de pequeñas vertientes.

Se identificó además aquel diseño de tipo dendrítico que comúnmente se desarrolla más alejado del frente montañoso, y cuyas efímeras aguas provienen esencialmente de las precipitaciones que ocurren en el área del piedemonte o derivan de vertientes situadas en él, en cuyo caso su régimen es intermitente.

El nivel "antiguo" se halla bien definido al norte de la avalancha, pero hacia el sur, en las inmediaciones de el arroyo de El Palmar, su marcada degradación fluvial ha sido vinculada a modificaciones del nivel de base local, representado por dicho curso.

- 4) Un nivel de piedemonte "joven", que se dispone en un plano más inferior y distal al anterior. Sus límites no han sido adecuadamente establecidos debido a la densa cobertura vegetal y a la pobre definición de la escarpa de erosión que los separa. Por tramos muestra una irregular cobertura loésica.

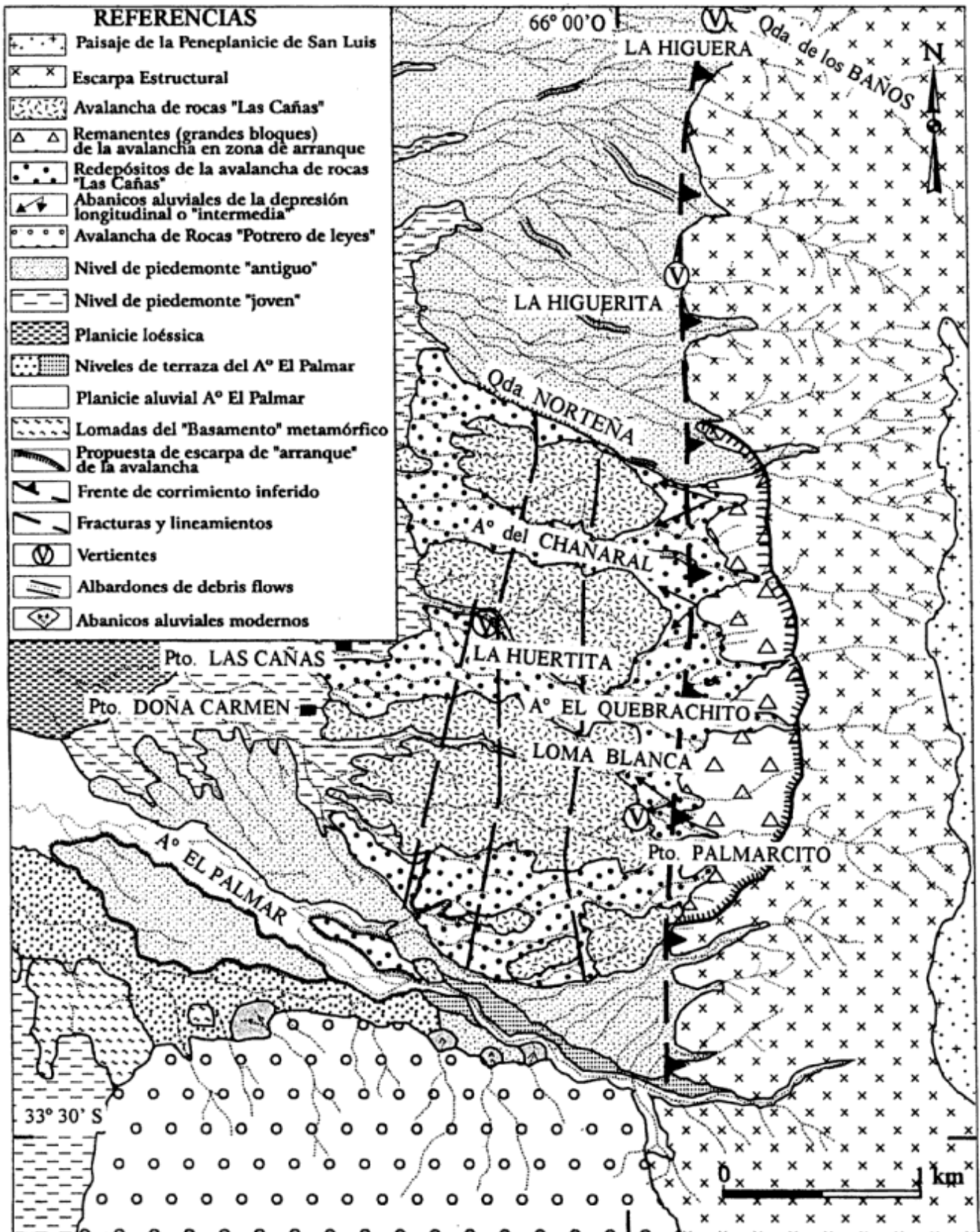


Figura 3: Esquema geomorfológico del área de estudio, con indicación de la distribución de los depósitos de la avalancha de rocas de Las Cañas y demás unidades geomórficas pedemontanas.

5) Una planicie loessoide se extiende hacia el oeste desde las cercanías del puesto de Vicente Blanco. Composicionalmente es similar a la cubierta observada por González Díaz *et al.* (1997), en cortes naturales del curso del arroyo de La Majada. En algunos perfiles, marginales a los actuales cauces, suelen verse en posición inferior, rodados, gravas y arenas gruesas fluviales, que se supone pertenecen al nivel "joven".

6) Niveles de terrazas del arroyo El Palmar. Si bien se acepta que su origen está ligado a variaciones en la dinámica fluvial del arroyo, sus causales no han sido analizadas, aunque no se descarta la influencia de la neotectónica, en vista del reconocimiento de algunos lineamientos modernos en el ambiente pedemontano. En la Fig. 3 aparecen distinguidos sólo tres niveles de terrazas: de ellos, el superior y más antiguo muestra correspondencia topográfica con la superficie agradacional del nivel pedemontano "antiguo". Los otros dos niveles más inferiores, son considerados terrazas de erosión.

La "Peneplanicie de San Luis" (González Díaz 1981), que constituye la entidad geomórfica más antigua regionalmente, no es incorporada a este ordenamiento. Se acepta en general que ella ha sido elevada y desmembrada a partir de una inicial homogeneidad por la tectónica andina, a comienzos del Terciario. Sus remanentes, que coronan la escarpa de falla, se extienden hacia el este a partir del límite superior de esta última, el que coincide -según el plano topográfico- con la curva de nivel de los 1500 m.s.n.m.

Descripción de la avalancha de rocas de Las Cañas

Zona del arranque de la avalancha

En las partes distales de los espolones serranos situados entre el valle del arroyo El Palmar (sur) y la vertiente de La Higuera (norte), es posible comprobar un cambio en su pendiente promedio (22°-25°), la que a partir de allí, se acentúa. Una rápida estimación determinó su valor entre los 35° y 40°. Esta modificación permitió establecer por medio del

análisis de los fotogramas (Fig. 4), la posición de remanentes morfológicos de la muesca del arranque de la avalancha de Las Cañas en esta parte de la degradada escarpa de falla occidental de la Sierra Grande de San Luis. La variación apuntada no es observable más allá de los límites así establecidos (Fig. 3). La reducida conservación de la cicatriz y su limitada altura (unos 100 metros), se vincula con la posterior degradación soportada por este componente morfológico. Su ancho máximo en su base, alcanza unos 2.800 metros. Coincidentemente, es allí donde la porción basal del frente serrano hace una suave concavidad abierta al oeste, quebrando la rectitud que exhibe aquí localmente la discontinuidad física existente entre el pie de la serranía y la zona pedemontana.

En el ámbito de la concavidad, aparecen enormes bloques de granitoides, que se presentan aislados, de un modo similar a "erráticos" (rara vez en grupos), distribuyéndose irregularmente sobre las partes inferiores y más distales de las pendientes (taludes) de los espolones serranos. Se interpreta que constituyen los remanentes más proximales del movimiento gravitacional, por su peculiar localización dentro de los límites propuestos como el área de la muesca del arranque de la avalancha; ello refuerza lo formulado acerca de la identificación de la cicatriz del arranque.

Entre la muesca del arranque así definida y la porción más proximal de la masa de la avalancha, es posible el reconocimiento de una elongada depresión dispuesta transversalmente al desplazamiento gravitacional y paralela al frente serrano. La interpretación de una "zona o depresión intermedia", se logra a pesar de su parcial colmatación por las acumulaciones de unos pequeños abanicos aluviales locales, cuyos materiales se apilan contra el obstáculo representado por el margen proximal de la masa de la avalancha. Este rasgo geomórfico ("zona intermedia") se hace más discernible vista desde el norte, mediante la contemplación lateral por parte del observador, de la zona proximal de la avalancha.

Zona de la acumulación de la avalancha.

Constituye una área deposicional que en planta tiene una configuración más ancha que larga. El

Tabla 1: Datos morfométricos estimativos de la avalancha de rocas de Las Cañas.

. Altura absoluta del borde superior del frente serrano	1.500 m s.n.m.
. Altura absoluta estimada en el pie de la avalancha	800 a 900 m s.n.m.
. Cota superior del remanente de la muesca del arranque	1.100 m s.n.m.
. Altura del remanente morfológico de la escarpa del arranque	100 m
. Superficie que cubren los depósitos de la avalancha	2,50 km ²
. Volumen estimado de la avalancha	entre 25,0 x 10 ⁶ y 37,5 x 10 ⁶ m ³
. Longitud actual estimada de las acumulaciones principales	1.050 a 1.400 m
. Distancia máxima de recorrido (L) estimada	1.800 a 2.000 m

primer parámetro supera los 4.000 metros, en tanto que su longitud varía entre los 1000 y 1500 metros aproximadamente. Los depósitos de la avalancha han perdido la inicial homogeneidad de su relieve original a causa de una considerable erosión posterior, la que condujo a su desmembramiento en varios sectores de variado grado de disección.

Un conjunto de pequeños valles ("cañadas" de los lugareños), que se disponen paralelamente y orientados este-oeste de acuerdo a la pendiente general pedemontana, divide en cuatro sectores a las acumulaciones de la masa diamítica. De sur a norte las "cañadas" reciben las siguientes denominaciones: "del Palmarcito", "del Quebrachito" y "del Chañaral". Para facilitar la descripción, aquella cañada innominada, más septentrional y que limita la avalancha por el norte, es distinguida aquí como

"Norteña" (Fig. 3). De los mencionados sectores, el que ha soportado mayores modificaciones en su morfología previa, es aquel adyacente al arroyo El Palmar. Su masa no conforma un cuerpo elongado y continuo, sino que se compone de un conjunto de bajas elevaciones irregulares, muchas aisladas, siendo la mayor de ellas la más cercana al frente serrano. Su notable degradación provendría de su mayor proximidad al dinámico nivel de base local constituido por el arroyo El Palmar.

El análisis fotogeomórfico y el reconocimiento de perfiles topográficos longitudinales de los otros sectores distinguidos, facilitó el entendimiento de que los mismos, aunque continuos, exhiben una distintiva subdivisión en una sucesión de pequeños segmentos -más bien "lomadas"- dispuestos a alturas cada vez menores a medida que el observador se



Figura 4: Montaje no controlado de fotogramas, que permite la observación estereoscópica de la distribución y relaciones entre las unidades geomorfológicas indicadas en la Figura 3.

aproxima a la parte distal del correspondiente segmento. El número de "lomadas" para cada uno de éstos es uniforme, ya que regularmente se distinguen tres. Esta particular disposición es atribuida por los autores a la influencia de dos probables sistemas de fallas o zonas de cizalla locales, de orientación norte-sur y que por su rectitud, aparentan tener una actitud vertical. Se los considera vinculados a la tectónica cuaternaria (neotectónica), la que también manifiesta, por medio de diversos lineamientos estructurales, su incidencia en el piedemonte cercano a la zona de estudio. La naturaleza de tales lineamientos es aún motivo de análisis. Al respecto, su buena imposición como rasgo lineal en los fotogramas, su coincidencia con los límites de los resaltos morfológicos que separan las distintas "lomadas" que componen los sectores, (las que demuestran un llamativo ajuste a los inferidos elementos estructurales) y el marcado control que ejercen sobre tramos del drenaje tributario de las "cañadas", abogan por la aceptación de su origen tectónico y su posterioridad a la depositación de la avalancha.

Sin embargo debe señalarse que la limitada preservación del relieve de la superficie original de estas acumulaciones, impide una aceptable nivelación topográfica para llegar a establecer las verdaderas características del rechazo del propuesto movimiento. Además se suma el tamaño de sus componentes clásticos que dificultan ostensiblemente el reconocimiento de planos de cizalla u horizontes guías.

La observación estereoscópica del área de la avalancha posibilitó la distinción en ciertos tramos del recorrido de las "cañadas", unas agudas inflexiones o brucas sinuosidades ("codos"), cuya situación se corresponde espacialmente con los lineamientos propuestos. Inicialmente durante la fotointerpretación, estas características fueron adjudicadas a fallas transcurrentes.

En su tramo distal, la cañada "Norteña", hace un pronunciado "codo". Se reconoció allí una zona de cizalla incipiente con evidencias de degradación mecánica del material componente de la avalancha, que concuerda con la disposición de dichas fracturas. Es probable que esos lineamientos estructurales constituyan la propagación hacia la superficie de fallas que afectan al basamento infrayacente. En tal sentido se considera que su desplazamiento absoluto si bien ha sido poco significativo, fué lo suficiente como para alcanzar a manifestarse morfológicamente en superficie. Este rasgo no ha sido confirmado en aquellos abanicos aluviales inmediatamente adyacentes. Otras evidencias en favor de su relación con acciones deformativas son de carácter hidrológico. Varias vertientes (La Huertita, El

Palmarcito), coinciden posicionalmente con puntos de las fallas propuestas.

De acuerdo a comentarios del vecino poblador Vicente Blanco, la vertiente de La Huertita, se activó en ocasión del terremoto ocurrido en la Provincia de San Juan, a fines de noviembre de 1977; ésto facilita la proposición de una íntima relación con la geodinámica reciente.

Cabe señalar que más al norte y algo alejado del sector estudiado (cercañas del puesto López), pequeños bloques del "basamento" aparecen sobreelevados por fallamiento y como "montes-islas" en el ámbito pedemontano. Un proceso similar en el área de la avalancha, explicaría el dispar rechazo observado entre sus depósitos, (las "lomadas"), como así también sostener la mayor edad del fallamiento, respecto de las acumulaciones del nivel pedemontano "antiguo".

Si bien es cierto que los propuestos planos de cizalla no han podido ser proyectados hacia el ámbito del piedemonte vecino, un examen fotogeológico más regional de éste -al norte y al sur de las acumulaciones de las avalanchas del Potrero de Leyes y de Las Cañas- ha facilitado la interpretación de varios lineamientos (aparentemente muy modernos y de rumbo general norte-sur), localizados en distintas zonas del nivel pedemontano "antiguo".

En consonancia con la deformación interpretada, se acepta provisoriamente que el movimiento tiene una componente vertical, aunque no se descartan desplazamientos transcurrentes asociados.

Otra alternativa genética sería aquella de interpretar a dichas "lomadas" como el resultado de varios episodios correlativos de movilidad de la masa diamíctica, sobre el área pedemontana. Luego del movimiento inicial, la masa se detendría momentáneamente, pero ante la pérdida de la estabilidad de su frente, y consecuente generación de una cicatriz de arranque, tendría lugar una nueva fase del movimiento.

Esta opción tiene varios inconvenientes, ya que no explica adecuadamente un rasgo morfológico impropio para ese mecanismo, como lo es la sobresaliente rectitud del frente de las sucesivas "lomadas" y su llamativo ajuste con las líneas de fracturas propuestas, ni tampoco la ubicación de varias vertientes a lo largo de éstas últimas.

La superficie de los sectores mencionados expone la típica estructura de megabloques (Naranjo y Francis 1987), un rasgo superficial característico de numerosas avalanchas de rocas. En este caso aparece exclusivamente integrada por bloques de granitoides, de irregular configuración y gran magnitud. Durante el reconocimiento se destacaba uno de ellos por su enorme tamaño: 7 m de altura, por 6 m de ancho y 5 m de espesor, estimándose su volumen

en 200 m³ y su peso cercano a las 600 toneladas. Un examen en los cortes naturales de las márgenes de las cañadas, también demostró una homogénea participación de grandes bloques a niveles inferiores.

En general los bloques no exhiben los peculiares o distintivos bordes agudos que suelen caracterizar a una gran mayoría de las avalanchas. Se interpreta que un prolongado lapso de meteorización, ha sido determinante para la pérdida de tales particularidades morfológicas primarias de los bloques, los que carecen de aristas llamativas. En muchos de ellos ha sido común individualizar pequeñas depresiones *gnammas* u oquedades, generadas por el proceso de la meteorización, fundamentalmente del tipo físico. También se ha observado un diminuto "arco natural", en uno de los enormes bloques.

Al igual que en la cercana avalancha del Potrero de Leyes, no se pudo identificar una gradación inversa en sus depósitos, caracterizada por una facies basal, compuesta por material rocoso fino, triturado, que suele ser observada en la parte inferior de sus perfiles o cortes naturales (Fauqué 1987, Fauqué y Strecker 1988). No se comprobó la presencia de márgenes elevadas o albardones laterales o distales. Esta situación resultaría de la fuerte erosión sufrida por la acumulación.

Debido a las posteriores modificaciones del relieve inicial del depósito (por degradación y el supuesto fallamiento), sólo puede hacerse la estimación de muy pocos parámetros morfométricos de la avalancha de Las Cañas (Tabla 1). Para esta información, los datos utilizados han sido extraídos de un mapa topográfico a escala 1:20.000, producido por la Dirección de Catastro de la provincia.

La tentativa de reconstrucción de su extensión primaria, calculó una superficie original de unos 2,5 km². Aceptando en forma conservadora, que su espesor varía entre 10 y 15 metros, el volumen movilizado oscilaría entre los valores extremos de 25,0 x 10⁶ m³ y 56,2 x 10⁶ m³, de los que resulta un promedio cercano a los 40 x 10⁶ m³. Estas tasas superan con holgura el límite volumétrico propuesto para la consideración un movimiento gravitacional como una avalancha de rocas (Coates 1977; Keefer 1984a).

Génesis de la Avalancha de Rocas de Las Cañas.

La mecánica del movimiento de las avalanchas de rocas tiene distintos componentes: uno inicial, con preponderancia del desplazamiento vertical, que involucra la caída o desprendimiento de una masa rocosa a partir de un frente montañoso y su desintegración posterior en su pie y otro, con predominio del movimiento horizontal y el consecuente

flujo de la masa pendiente abajo. Para los autores, el desarrollo de la avalancha aquí descrita ha sido inducido por un fenómeno sísmico, de manera análoga al propuesto para la cercana avalancha del Potrero de Leyes (González Díaz *et al.* 1997)

Avalan esta propuesta genética:

1- La geometría y la magnitud del fallamiento inverso principal de edad plio-pleistocena, crearon las condiciones morfológicas apropiadas para la ocurrencia de una avalancha de rocas, bajo la forma del abrupto relieve de una elevada escarpa de falla.

2- Se considera probable durante el Cuaternario, la ocurrencia de sismos en la región, asociados al levantamiento del frente serrano de suficiente magnitud como para movilizar grandes volúmenes rocosos, en forma de avalanchas de rocas. Si bien la región históricamente no tiene sobresalientes o activas condiciones sísmicas, esta parte de las Sierras Pampeanas australes tiene antecedentes de haber sido afectada en el presente siglo por algunos sismos de magnitud superior a M 6.0 (Castano y Bastías 1981). También se citan varios terremotos de magnitud desconocida, pero de considerable intensidad en la zona más austral de las Sierras Pampeanas (Rocca *et al.* 1991).

3- La reciente apertura del manantial de La Huertita (27-11-1977), es una evidencia de la respuesta del área a la actividad sísmica regional, que en este caso coincidió con un terremoto en la provincia de San Juan.

4- Se considera que el volumen de la acumulación -calculado sólo aproximadamente- tiene la suficiente magnitud e importancia como para establecer su relación genética con un sismo (Keefer 1984a, b):

5- Ciertos condicionamientos geológicos previos que han sido considerados como "factores potenciales" (Keefer 1984a, b), están presentes. Si bien alguno de ellos no está bien definidos ante la importante degradación soportada en las áreas de arranque y de acumulación, se expone en la Tabla 1 una estimación de aquellos "factores" disponibles, los que según Keefer (1984a, b), incrementan la posibilidad de atribuir el "disparo" de un movimiento de semejante magnitud a la sismicidad:

a) se interpreta la existencia previa de una elevada escarpa de falla, con un desnivel mínimo respecto del adyacente piedemonte, de 500 metros, muy superior al valor de 150 m, sugerido por Keefer (1984a, b);

b) la pendiente actual de los espolones serranos generados por la degradación de la escarpa de falla, oscila entre los 25°-22°. Se considera válido suponer que la original escarpa de falla tuvo inicialmente una pendiente mayor al valor-límite (25°) establecido por Keefer (1984a, b);

c) el denso y variado sistema de fracturas subverticales observado, sumado a una intensa deformación

de los granitoides (Brogioli *et al.* 1994) determinó un favorable condicionamiento estructural previo al movimiento, que facilitó la desagregación mecánica del complejo rocoso en esta parte de la escarpa serrana,

d) en vista de su analogía litológica y estructural con el área de la escarpa de falla de la avalancha de rocas del Potrero de Leyes, es lícito aceptar la existencia de superficies estructurales preexistentes con inclinación hacia el exterior del posible arranque (*dipping-out*), similar al comprobado en ésta última,

e) la correspondencia de las condiciones geológicas (litológicas y estructurales) reconocidas en las zonas del Potrero de Leyes y de Las Cañas, su localización en una región de condiciones sismotectónicas semejantes y la proximidad de ambas avalanchas, componen una adecuada sustentación para esta propuesta genética.

Aceptando una probable relación temporal de contemporaneidad (o penecontemporaneidad), entre el ascenso del bloque serrano y la ocurrencia de la avalancha, se propone la siguiente secuencia de acontecimientos (Fig. 5):

A) Ascenso por fallamiento inverso del bloque serrano que compone el tramo del Cordón de El Realito, sobre otro más occidental, al que se considera sepultado por la agradación pedemontana, y desarrollo de una importante escarpa de falla. La geometría y evolución dinámica del frente de fallamiento inverso principal influyó en la formación de numerosas fracturas subverticales en el labio elevado luego del ascenso, debido a la ausencia de una contraparte. Por otra parte, la coexistencia y contemporaneidad de estas fracturas con las estructuras compresivas principales, es una característica reconocible a lo largo de todo el frente de levantamiento serrano (Costa 1992; González Díaz *et al.* 1997). Esta situación explica que las escarpas de falla inversas sean proclives a sufrir rápidas modificaciones y alteraciones en su configuración primaria, por fenómenos de remoción en masa.

B) Caída o deslizamiento de una enorme masa rocosa que formaba parte de un importante sector local de la escarpa de falla del bloque elevado, que se hallaba fuertemente condicionado (debilitado) estructuralmente. Se acepta que el fenómeno fue eventualmente generado por vibraciones producidas por un sismo. Toda la energía potencial de la inicial caída se transformó en energía cinética, permitiendo la movilización de la masa rocosa bajo las condiciones mecánicas (flujo) de una avalancha de rocas. Este acontecimiento ocurrió en forma contemporánea o casi contemporánea con el período de ascenso principal del bloque de la sierra de San Luis

C) Posteriormente, uno o más episodios de falla-

miento de mucha menor magnitud, afectaron a los depósitos de la avalancha en un intervalo temporal que se juzga anterior a la deposición del nivel de piedemonte "antiguo". Diversos ciclos de erosión y agradación posteriores dieron lugar al paisaje actual.

Teniendo en cuenta que ha existido actividad sísmica contemporánea (sismo de San Martín, 20/05/1936, de una magnitud estimada en 6,4; Castano y Bastías 1981) y el prolongado intervalo de recurrencia que caracteriza a las fallas en ambientes de intraplaca, se hace necesario y posible la extensión temporal del registro sísmico mediante este tipo de estudios. Por otro lado, dichos análisis son un complemento indispensable de la sismicidad histórica e instrumental para evaluar adecuadamente el peligro sísmico de una región.

Cronología relativa entre las avalanchas de rocas de Las Cañas y Potrero de Leyes y otras geoformas del piedemonte adyacente

La relación temporal de la avalancha de Las Cañas con aquella del Potrero de Leyes, es establecida tomando en cuenta las diferentes características morfológicas de sus respectivos relieves y las observaciones realizadas.

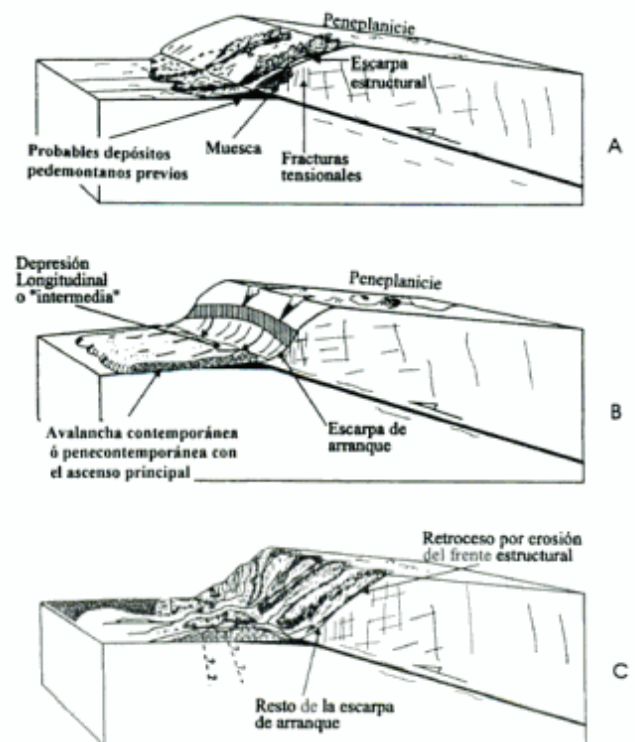


Figura 5: Esquema interpretativo de la evolución del frente serrano a la latitud de Las Cañas, véase también la Fig. 1.

El grado de evolución del paisaje de la primera es considerado como propio de un estado avanzado de la "juventud davisiana", con importante disección fluvial (lineal y lateral), cuya principal expresión se halla en los valles o "cañadas" que la disectan en sentido longitudinal y su organizada red de tributarios. Estos últimos evidencian un notorio control estructural (particularmente por los dos sistemas locales de fallas ya citados) en su distribución espacial, la que adoptaría un grosero diseño rectangular a rectangular-angular. Su morfología primaria aparece muy degradada por erosión y la mencionada deformación local, (Neotectónica). Tales rasgos morfológicos se contraponen notoriamente con los comprobados en el paisaje de la avalancha del Potrero de Leyes. Esta exhibe un excelente grado de conservación de sus rasgos iniciales: muestra muy limitada degradación, presenta una red fluvial escasamente integrada (predominan los diseños locales multicuencales) y su relieve aparece como carente de influencias tectónicas. Su estado geomórfico es propio de la "juventud davisiana". Sus dispares rasgos morfológicos permiten sin lugar a dudas asignar una mayor antigüedad a la avalancha de rocas de Las Cañas, la que es provisoriamente asignada al Pleistoceno temprano.

La presunta falta de proyección de las fracturas indicadas en los depósitos de la avalancha hacia las acumulaciones del nivel pedemontano "antiguo", abogan por la mayor edad de dichas estructuras. Las vinculaciones geológicas (sobreposición, discordancia) entre el nivel pedemontano "antiguo" y la avalancha de Las Cañas, no pudieron ser debidamente instituidas a causa la densa vegetación y por la interferencia de los gruesos bloques que ocultan las relaciones en los faldeos de la avalancha.

Mediante el análisis geomorfológico de fotogramas se logró interpretar una interferencia de las acumulaciones de la avalancha en la normal expansión o migración lateral del abanico aluvial situado inmediatamente al norte de la avalancha, integrante del nivel pedemontano "antiguo" y también en el desarrollo de su típico diseño distributivo. Este hecho aboga por la anterior presencia del complejo diamíctico.

Respecto del nivel pedemontano "joven", su diferencia temporal está claramente expuesta por la relación de éste con el "antiguo". Una notoria escarpa de erosión, separa ambos niveles.

La cobertura loésica, al cubrir al nivel "joven", también hace evidente su posterioridad.

Sin duda, de llegar a contar con el apoyo de cronología absoluta, se podría superar la actual limitación de este esquema temporal.

Conclusiones

Se describe la avalancha de rocas, denominada Las Cañas, localizada también sobre la escarpa de falla occidental de la Sierra Grande de San Luis y ubicada a la misma latitud (32° 30') que la del Potrero de Leyes, la primera avalancha de rocas distinguida en el ambiente de las Sierras Pampeanas australes de San Luis (González Díaz *et al.* 1997)

El análisis geomorfológico de ambas, hace posible adjudicar una mayor antigüedad a la de Las Cañas, ya que su mayor degradación avala esta relativa relación temporal entre ellas.

La degradación fluvial ha disectado la avalancha de rocas de Las Cañas, en cuatro sectores o zonas. A su vez un propuesto sistema de fallas los ha subdividido tres segmentos o "lomadas" menores. Se interpreta que estas lineaciones son previas al "nivel pedemontano antiguo", estando su expresión topográfica restringida a los depósitos de la avalancha de Las Cañas.

Parte de las condiciones geológicas locales se corresponden adecuadamente con los llamados "factores potenciales" de Keefer (1984a), los que favorecen las relaciones genéticas de una avalancha de rocas con un sismo. Estas características estructurales y geomórficas condicionantes, sumadas a las propias de la sismicidad histórica registrada, hacen que los autores propongan a un sismo como el promotor de la avalancha de Las Cañas.

Se considera que el análisis de fenómenos gravitacionales de semejantes magnitudes constituye un complemento indispensable para la adecuada evaluación del riesgo sísmico de una región. Su estudio tiene interesantes connotaciones paleosismológicas, ya que permitiría estimar por primera vez la recurrencia de eventos sísmicos prehistóricos en esta parte de las sierras de San Luis..

Los escasos datos morfométricos presentados y el valor meramente estimativo de ellos, son una directa consecuencia de la considerable degradación soportada por el paisaje original de la avalancha.

La concentración de dos voluminosas avalanchas de rocas al pie de la extensa escarpa de falla que margina la sierra de San Luis por el oeste y a la latitud de los 32° 30', resulta sin dudas un hecho significativo en la historia geológica y geomórfica de la región.

Los autores sugieren que los aspectos estructurales han sido decisivos para la localización de estas avalanchas e hicieron más efectivos los efectos de un sismo.

Agradecimientos

Este estudio ha sido posible gracias al subsidio concedido por la Secretaría de Ciencia y Técnica (UBACYT) de la Universidad de Buenos Aires (Proyecto Ex-244) y al apoyo de la Universidad Nacional de San Luis (Proyecto 348901). Se agradece la desinteresada colaboración prestada por el señor Vicente Blanco durante el reconocimiento de la zona de estudio.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Brogioni, H., Parrini, P. y Pecchioni, E., 1994. Magmatismo pre y post colisional en el Cordón de El Realito, Sierra de San Luis, Argentina. *Actas 7º Congreso Geológico Chileno*, 2: 962-966. Concepción.
- Castano, J. C. y Bastías, H. E., 1981. Análisis sismotectónico y su aplicación a la estimación del peligro sísmico. INPRES, *Publicación Técnica 7*: 1-42. San Juan.
- Coates, R. R., 1977. Landslides. *Geological Society of America Bulletin, Reviews in Engineering Geology*, 3:273 pp. Boulder, Colorado.
- Costa, C.H., 1992. Neotectónica del sur de la sierra de San Luis. Tesis Doctoral Universidad Nacional de San Luis, 390 p. (Inédito).
- Criado Roque, P., Mombrú, C. y Ramos, V., 1981. Estructura e Interpretación Tectónica. En: Yrigoyen, M. (Ed.): *Geología de la Provincia de San Luis. Relatorio del 8º Congreso Geológico Argentino*, 155-192. Buenos Aires.
- Fauqué, L., 1987. Avalanchas de rocas de la Quebrada de Segovia y zonas vecinas de la vertiente occidental de las Sierras de Famatina, Provincia de La Rioja. *Actas 10º Congreso Geológico Argentino*, 3: 333-336. Buenos Aires.
- Fauqué, L. y Strecker, M., 1988. Large rock avalanches deposits (Sturztröme, Sturztröms) at Sierra Anconquija, Northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Eclogae Geologica Helvetica*, 81(3): 579-592. Basel.
- González, R. R. L., 1957. Descripción Geológica de la Hoja 22g, Quines (Provincia de San Luis). Dirección Nacional de Minería, *Boletín 87*, 51 pp., Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., 1981. Geomorfología. En: Yrigoyen, M. (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Luis. Relatorio del 8º Congreso Geológico Argentino*. 193-236. Buenos Aires.
- González Díaz, E. F., Fauqué, L., Costa, C., Giaccardi, A., de Palomera, R. P. y Pereyra, F., 1997. La Avalancha de Rocas del Potrero de Leyes, Sierras Pampeanas Australes, Sierra Grande de San Luis, Argentina (32º 30'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52 (1): 339-354.
- Keefer, D. K., 1984a. Rock-avalanches caused by earthquakes: source characteristics. *Science*, 223: 1288-1290.
- Keefer, D. K., 1984b. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95: 406-421.
- Killmurray, J. O. y Dalla Salda, L., 1977. Caracteres estructurales y petrológicos de la región central y sur de la Sierra de San Luis. *Revista del Centenario del Museo de La Plata*, 4: 167-178. La Plata
- Naranjo, J. A. y Francis, P., 1987. High velocity debris avalanche at Lastarria Volcano in the North Chilean Andes. *Bulletin of Volcanology*, 49: 509-514.
- Pastore, F. y González, R. R. L., 1954. Descripción Geológica de la Hoja 23g, San Francisco (San Luis). Dirección Nacional de Minería, *Boletín 80*, 62 p., Buenos Aires.
- Rocca, R., Decanini, L. y Prato, C., 1991. Riesgos sísmicos en el valle longitudinal de las Sierras de Córdoba. *Actas Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería*, 6: 136-153. Buenos Aires.

Recibido: 5 de mayo, 1997

Aceptado: 2 de junio, 1998

Hidrogeoquímica de un sistema de la región semiárida: el río Suquía, Córdoba

2. Transporte de sólidos disueltos, meteorización y consumo de CO₂

Diego M. GAIERO

Cátedra de Química Analítica Mineral, Facultad de Ciencias Exactas Física y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Avda. Vélez Sársfield 299, 5000 Córdoba.

ABSTRACT: *Hydrogeochemistry of a semi-arid system, Suquia River, Córdoba, Argentina. II. Transport of dissolved solids, weathering, and CO₂ consumption.* The Suquia River occupies a medium-sized drainage basin (7,700 km²), in the semi-arid (800 mm of rainfall per year) region of central Argentina. Over 130 water samples collected from The Suquia system in different sectors and during different seasons have been analyzed, and studied in detail with the purpose of probing into aspects of the geochemistry of semi-arid rivers. From mass transport calculations it has been possible to estimate the annual dissolved load supply to Lago Mar Chiquita at 234,000 t, equivalent to about 30 t km² a⁻¹. It has been estimated, as well, that about 14% of the dissolved load is supplied to the drainage basin through atmospheric paths. The effect of human activities in the basin increases the TDS production by 122,000 t a⁻¹, roughly 52% of the total dissolved load introduced into Lago Mar Chiquita. The total chemical denudation which is attributable only to the rocks in the Suquia River drainage basin, reaches 10 t km² a⁻¹, whereas it reaches 28 t km² a⁻¹ in the upper catchment of the system. This latter value is close to the Garrels and Mackenzie denudation index for South America. Relief is undoubtedly the most significant variable controlling the geochemistry of the system, with steeper slopes generating lower TDS values. As a first approximation, it may be stated that each litre of water supplied by the upper drainage basin neutralizes 0.675 mmol of CO₂, a value which emphasizes the alkaline nature of the upper drainage system, possibly as a result weathering reactions. Although the "transport-limited" regime would appear to be the dominating one in a semi-arid climate, the relief also defines distinctive characteristics between the different environments identifiable in the Suquia River.

Introducción

Los ríos son los principales agentes de modelado en la superficie terrestre (e.g. Garrels y Mackenzie 1971). Si bien los grandes sistemas fluviales del planeta transportan la mayor parte de los sedimentos y las fases disueltas que son transferidas desde los continentes hacia el mar, las cuencas pequeñas y medianas revisten gran importancia, al producir la mayor parte de los materiales que alcanzan las plataformas continentales.

La medición de la masa disuelta acarreada por los ríos hacia una fuente receptora final (lagos, océano, etc.) es una herramienta usualmente utilizada para evaluar la velocidad media de la meteorización química y la denudación de diferentes áreas que conforman los continentes.

La composición química de las aguas superficiales y los transportes en solución efectuados por los ríos

están ligados a tres factores difíciles de separar: litología, relieve y clima (Meybeck 1979a). Con relación a la litología, la mineralización de las aguas que atraviesan terrenos sedimentarios puede ser aproximadamente 4 veces mayor que aquellas que lo hacen por rocas efusivas y, hasta 8 veces mayor en relación con aquellas que lo hacen por rocas plutónicas (Meybeck 1979a). En regiones donde el relieve es abrupto, las aguas circulan más profundamente que en sectores más planos y la erosión mecánica es más elevada, acarreado las rocas alteradas y permitiendo que rocas frescas nuevamente sean atacadas por la meteorización química. El clima es un factor importante en el control del transporte en solución. El mismo determina la naturaleza de la alteración y la intensidad del flujo de los materiales (Meybeck 1979b).

Una parte del total de los flujos disueltos proviene del aporte atmosférico a través de las precipita-

ciones, mientras otra porción importante proviene de la utilización del CO_2 en la alteración de minerales silicáticos y carbonáticos que liberan cationes y bicarbonatos en solución.

Por otra parte, en muchos sectores los transportes de solutos se ven incrementados como consecuencia de la contaminación antrópica (e.g., industrias, agricultura, desechos domésticos, etc.; e.g. Meybeck 1979a, Probst 1992).

En el caso particular de la cuenca del río Suquía, el receptor final de los solutos generados por ella es la laguna Mar Chiquita. Anteriormente Gaiero (1995, 1998) en base al estudio de las concentraciones de iones mayoritarios desarrolló un modelo conceptual de la dinámica hidrogeoquímica del sistema y de los diferentes mecanismos que permiten la incorporación de solutos a la cuenca. Este trabajo tiene como objetivo cuantificar los flujos de materiales disueltos en un sistema hídrico, representativo de la región semiárida cordobesa. Se establece, además, cuál es la incidencia de la atmósfera, la actividad antrópica y los procesos de meteorización sobre los mismos.

Área de estudio

La cuenca del río Suquía está ubicada entre los $30^\circ 58'$ y $31^\circ 37'$ de latitud sur y los $60^\circ 23'$ y $64^\circ 51'$ de longitud oeste (Fig.1). Su área total es aproximadamente de 7.700 km^2 de los cuales el 42 % pertenece a la cuenca activa. En el sector este de la cuenca, el río Suquía atraviesa la ciudad de Córdoba (1,8 millones de habitantes), escurre por la llanura Chaco-Pampeana y desemboca en un apéndice de la laguna Mar Chiquita, denominado laguna del Plata, con características hipersalinas (salinidad aproximada de 30 g l^{-1}).

La descarga anual del río medida en la salida del dique San Roque, es de $0,28 \text{ km}^3$. La producción específica de agua de la cuenca es de $6,0 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$, abastecida por precipitaciones medias de 900 mm al año en la cuenca alta. Las contribuciones néveas son esporádicas, sin ninguna significancia en el balance hídrico.

Como lo indica la Fig. 2, los caudales se adaptan casi fielmente a las precipitaciones. La única excepción son los meses estivales donde, mientras las precipitaciones tienen su pico máximo en enero, los caudales lo tienen en marzo como consecuencia de la saturación de la capacidad de almacenamiento del dique, evacuando un volumen importante a través del vertedero.

Con relación, tanto al marco geológico como a la geomorfología y suelos de la cuenca, la misma puede ser consultada en Gaiero (1998). En la Tabla

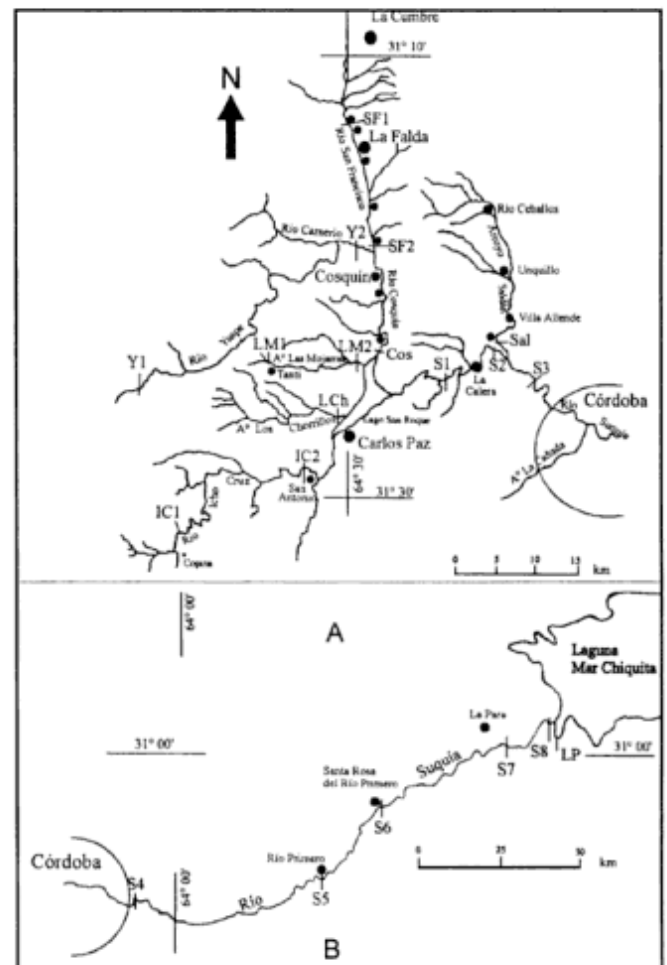


Figura 1. Cuenca del río Suquía. Ubicación de las estaciones de muestreo: A- Cuenca activa (sector de cabeceras, valle de Punilla y pendiente oriental), B- Cuenca inferior (llanura Pampeana).

1 se exhiben algunos datos de interés general de diferentes sectores de la cuenca.

Materiales y Métodos

Los criterios empleados para el muestreo, como así también las metodologías analíticas empleadas en la determinación de los iones mayoritarios han sido detalladas en Gaiero (1998).

La Fig. 1, muestra la ubicación de los puntos de muestreo utilizados para la realización del presente trabajo. Estos puntos representan el lugar dónde se produce la evacuación total de una subcuenca.

Para facilitar la interpretación de los resultados, el conjunto de las estaciones de muestreo fue incluido en diferentes sectores geográficos (Fig. 1): a) sector centro-sur del valle de Punilla (IC2, Y2, LM2 y LCh); b) sector norte del valle de Punilla (SF2 y Cos). Ambos sectores a y b están representadas en su conjunto por la estación S1; c) pendiente oriental

S1 y S3); d) área del Gran Córdoba (S4) y e) área correspondiente a la cuenca baja (S7).

En base a la información química recogida entre los años 1989 y 1992 (Gaiero 1995), se calcularon los flujos de sólidos disueltos transportados por el río hacia la laguna Mar Chiquita. Para el cálculo del transporte anual de una especie química determinada se empleó la expresión utilizada por Kempe (1982):

$$x_1 y_1 (t_1 + (t_{1+1} - t_1) / 2) + \sum_{i=2}^{n-1} [x_i \cdot y_i ((t_i - t_{i-1}) / 2 + (t_{i+1} - t_i) / 2)] + x_n \cdot y_n (365 - t_n + (t_n - t_{n-1}) / 2) = \text{transporte en un año} \quad (1)$$

en donde x_i es la concentración de la especie e y_i es el caudal del punto muestreado, en tanto que las expresiones que contienen t integran los tiempos entre las diferentes campañas en que fue muestreado el sistema.

La información en lo concerniente a caudales del sistema del río Suquía, se restringe a la suministrada por Hidráulica de la Provincia a través de la medición de los aportes del lago San Roque. Por el contrario la información de los aportes realizados por los tributarios es escasa y se limita únicamente a valores aislados obtenidos por el CIHRSA (Centro de Investigaciones Hídricas de la Región Semiárida) en el río San Antonio. Teniendo en cuenta esta dificultad, se procedió a la estimación de los mismos en base al trabajo de Silber (1985), quien calcula los aportes de las distintas subcuencas que ingresan al lago San Roque mediante el uso de la "teoría de los campos paramétricos continuos", basándose en los registros de precipitaciones pluviales disponibles entre los años 1945-76. Esta serie de 31 años permite conocer los aportes promedio de cada subcuenca y calcular los porcentajes del mismo. Multiplicando este valor por el correspondiente al aporte total de la cuenca activa que ingresó diaria o mensualmente al lago durante el período de estudio (obtenido del movimiento diario del embalse), se logra una buena aproximación al valor de los caudales existentes en el período en que fueron muestreados los tributarios del sistema.

En el cálculo de aportes de salida del lago, se utilizaron los valores de caudales registrados por Hidráulica de la Provincia para cada período de muestreo. La falta de mediciones de caudales cercanos a la desembocadura del río Suquía (estación S7-La Para), determinó que para los cálculos máxicos se utilizaran los caudales medidos en la salida del lago San Roque. La utilización de dichos caudales nos permite obtener un valor estimativo del aporte máxico que llega a la laguna Mar Chiquita. Corresponde considerar que la información brindada por los isótopos estables (Gaiero 1995) sugiere la existencia de evaporación significativa a lo largo del cauce inferior. Por otra parte, existirían aportes al

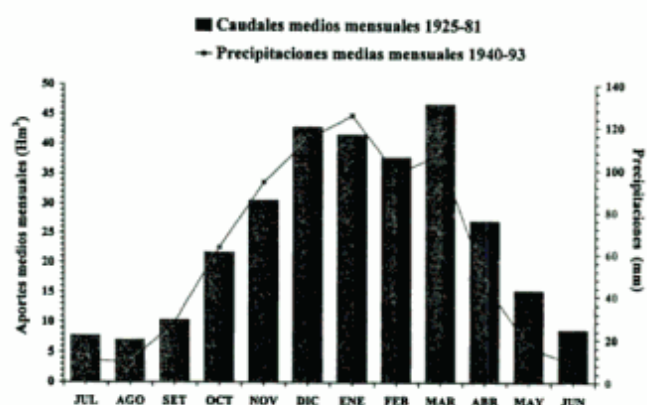


Figura 2. Caudales y lluvias medias mensuales medidos en la estación Dique San Roque. Cuenca del río Suquía.

río Suquía de agua subterránea en las proximidades de la laguna Mar Chiquita. Se considera, en consecuencia, que la estimación realizada reviste verosimilitud a los efectos del cálculo.

Resultados y discusión

Producción de sólidos disueltos totales (SDT)

Los sólidos disueltos totales (SDT) acarreados por un río tiene tres fuentes de aportes fundamentales:

$$\text{METEORIZACIÓN} + \text{ATMÓSFERA} + \text{ANTRÓPICO} = \text{SÓLIDOS DISUELTOS} \quad (1)$$

La Tabla 2 exhibe valores estimativos de la producción específica total de iones mayoritarios en la cuenca del río Suquía. De acuerdo con dicha tabla, los aportes máxicos medidos en la salida del dique San Roque (75.100 ton año⁻¹), representan la producción anual de la cuenca alta, constituyendo el 32% del total aportado por el sistema. Este valor restado de la producción total de la cuenca (medida en S7- 234.000 ton año⁻¹) conforma lo que anualmente se genera en el sector de la pendiente oriental y la llanura Chaco-Pampeana, que representa aproximadamente el 68 % del total evacuado por el sistema en el transcurso de un año.

Comparando únicamente las producciones de los tributarios que llegan al lago (Tabla 2), se observa que la producción anual específica más alta de sólidos disueltos totales (SDT) pertenece a la subcuenca del arroyo Las Mojarras, mientras que la más baja es aportada por la subcuenca del arroyo Los Chorrillos. Ambas presentan características comunes, destacándose una menor pendiente y mayor

Tabla 1: Cantidad de habitantes, area y pendientes generales de diferentes sectores de la cuenca del río Suquía.

SUBCUENCAS	Habitantes	Area Km ²	Pendientes %
San Antonio (Est. IC2)	2049	540	2.8
Los Chorrillos (Est. LCh.)	63	147	3.2
Las Mojarras (Est. LM2)	3675	83	2.5
Yuspe (Est. Y2)	sólo pobl. rural	445	2.3
San Francisco (Est. SF2)	33400	344	1.4
Cosquín (Cos)	59257	921	1.8
TOTAL CUENCA ALTA	107600	1691	
TOTAL CUENCA R. SUQUIA Río Suquía (Est. S7)	1393000	7700	

densidad de población en la subcuenca del arroyo Las Mojarras.

La Fig. 3 exhibe los porcentajes de producción anual específica de los iones mayoritarios con relación al total de sólidos disueltos totales. Reflejando la importancia de la meteorización química de rocas, la cuenca alta muestra que la producción específica más elevada está representada por el HCO₃⁻ que contribuye con un promedio del 55% del total de los constituyentes mayoritarios, seguidos de Ca²⁺ y Na⁺ que lo hacen con aproximadamente el 12 % cada uno. Por el contrario, probablemente indicando que las fuentes de aportes son de variada procedencia, en la cuenca baja se observa que la producción específica media más elevada corresponde al SO₄²⁻ (29%), seguido en proporciones parecidas por el Cl⁻ y el HCO₃⁻ (20%), en tanto entre los cationes se observa un leve incremento del porcentaje de Na⁺ (16%) sobre el de Ca²⁺ (11%).

Tabla 2: Producción anual específica de iones mayoritarios disueltos (ton km⁻² año⁻¹) en diferentes sectores de la cuenca del río Suquía.

SUBCUENCAS	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	TDS
San Antonio (IC2)	1.7	1.1	9.5	2.1	0.3	0.2	1.5	17
Los Chorrillos (LCh.)	0.9	0.8	4.0	1.0	0.3	0.0	1.4	8
Las Mojarras (LM2)	3.4	4.1	38.7	8.6	1.8	0.7	6.3	64
Yuspe (Y2)	1.8	1.3	13.6	2.9	1.0	0.3	2.1	22
San Francisco (SF2)	4.7	7.9	52.6	10.1	2.6	1.2	11.1	91
Cosquín (Cos)	2.5	6.2	28.7	7.0	0.9	0.7	6.2	52
Salida Dque. S. Roque (S1)	2.3	4.3	21.7	5.2	1.2	0.5	4.4	40
Cuenca Baja (Prod. Est. S7 - Est. S1)	7.4	10.0	7.1	3.8	0.5	0.5	5.4	35
CUENCA TOTAL	4.9	7.0	9.6	3.5	0.6	0.4	4.3	30
Río Suquía (Est. S7)								

Conociendo los aportes originados a través del aporte atmosférico y antrópico se puede estimar el aporte de SDT provenientes de la meteorización:

$$\text{Sólidos Disueltos - (Atmósfera + Antrópico) = Meteorización (2)}$$

Producción de sólidos disueltos por aporte atmosférico: Utilizando la composición química promedio de la lluvia caída en la ciudad de Córdoba (Gaiero 1995, 1998) se obtiene un valor aproximado de la magnitud del aporte de sólidos disueltos provenientes de la atmósfera.

La Tabla 3, exhibe comparativamente el aporte específico de sólidos disueltos totales que ingresan a la cuenca del río Suquía a través de la atmósfera con los valores promedios mundiales y con los de la ex URSS (Meybeck 1979b). Excepto los aportes de Cl⁻ y Ca²⁺, el resto de los iones que ingresan al sistema del Suquía muestran cierta concordancia con las producciones a nivel mundial y a nivel de la ex URSS. Los bajos aportes de Cl⁻ en la cuenca del Suquía, podrían estar vinculados al carácter netamente mediterráneo del sistema, en tanto es evidente que en regiones semiáridas la influencia del polvo atmosférico constituiría una fuente importante de Ca²⁺.

Como se observó (Tabla 2), el río Suquía tiene una producción específica de sólidos disueltos totales de 30 t km⁻² año⁻¹ que equivalen a una producción de aproximadamente, 234.000 ton año⁻¹. En función de los datos de la Tabla 3, se estima que a través de la atmósfera llegan al sistema 32.000 ton año⁻¹ de sólidos disueltos totales, representando aproximadamente el 13,6 % del total generado en la cuenca.

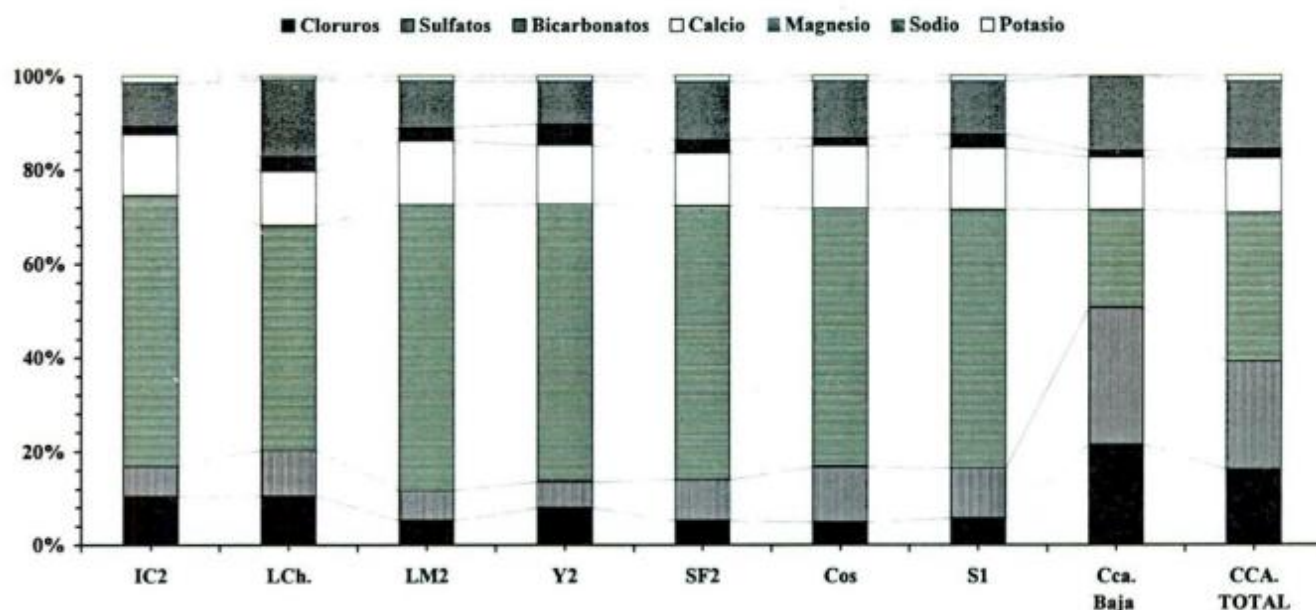


Figura 3. Porcentaje de la producción anual específica de iones mayoritarios disueltos en relación al total de sólidos disueltos totales (SDT) en diferentes sectores de la cuenca del río Suquía.

Sin considerar por el momento el aporte antrópico y restando el aporte atmosférico, la producción total corregida de sólidos disueltos de la cuenca es de 202.000 ton año⁻¹ que equivalen a una producción específica de 26,0 ton km⁻²año⁻¹. Para el área comprendida entre el dique San Roque y la laguna Mar Chiquita, esto representaría una producción anual de 141.000 ton, equiparable a una producción específica de 32,0 ton Km⁻² año⁻¹. Por su parte la cuenca alta aportaría aproximadamente 62.200 ton año⁻¹ de sólidos disueltos totales, lo que representa una producción específica anual de 37,5 ton km⁻².

Producción de sólidos disueltos generados antrópicamente: La Fig. 2 y la Tabla 2 muestran que, en el segmento comprendido entre el dique San Roque y la laguna Mar Chiquita, existe un marcado incremento de las producciones específicas de SO₄²⁻, Cl⁻ y en menor medida de Na⁺. Concordantemente Gaiero (1995), observa un neto cambio composicional del río aguas abajo de la ciudad de Córdoba donde (en meq %), SO₄²⁻ ≈ Cl⁻ ≈ HCO₃⁻ sin que pueda ser atribuible a la presencia

de algún tipo de roca evaporítica o por la influencia de algún tributario (e.g., arroyo Saldán y La Cañada). Estas características concuerdan con Meybeck (1979b) quien estima que SO₄²⁻, Cl⁻ y Na⁺ son los constituyentes que en mayor proporción ingresan a los sistemas fluviales mediante el accionar antrópico. La diversidad de impactos ambientales que interactúan dentro de los límites de la cuenca del río Suquía (e.g., erosión física de suelos, desechos orgánicos, desechos industriales, presencia de diques, riego intensivo, etc), dificultan la obtención de un valor numérico de producción provenientes de la actividad humana. Sin embargo, con el propósito de estimar dicho aporte, la Fig. 4 muestra las relaciones existentes entre las producciones específicas (acumuladas y corregidas por el aporte atmosférico) y las pendientes generales de los cuatro tributarios del lago San Roque (IC2, LCh2, Cos y LM2), como así también de dos sectores previos a la ciudad de Córdoba (Estaciones S1 y S3).

Con el objeto de obtener una recta de regresión más ajustada y tomando como criterio la elevada

Tabla 3. Producción específica comparativa de iones mayoritarios aportados anualmente por el agua de lluvia en la cuenca del río Suquía (ton km⁻² año⁻¹).

	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	TDS
Cuenca del Suquía	0.61	0.91	1.08	0.84	0.24	0.20	0.26	4.18
Promedio Mundial*	1.00	1.35	1.25	0.65	0.20	0.55	0.15	3.90
Promedio U.R.S.S.*	0.43	0.92	1.25	0.41	0.09	0,51**		3.61

*Tomado de Meybeck, 1979
**Suma de Na⁺ + K⁺

densidad poblacional (Tabla 1) con relación a su caudal, la producción específica anómala de la estación LM2 (Las Mojarras) fue descartada. Sin dudas, en las estaciones de muestreo de la cuenca alta y en la pendiente oriental, la contribución antrópica es menor a lo aportado por la ciudad de Córdoba. Es decir que, conociendo la pendiente general del área ocupada por el gran Córdoba (pendiente y área aproximada de 0,2 % y 800 km², respectivamente) a través de la recta de regresión de la Fig. 4, se puede estimar la producción antrópica de dicho sector. De esta manera, se calcula una producción teórica de sólidos disueltos de 53,0 ton km⁻² año⁻¹, equivalentes a una producción anual de 42.700 ton. Utilizando los valores de descarga del dique y las concentraciones de sólidos disueltos totales medidos en la estación S4 (Chacra de La Merced), se observa que la producción de esta área (141.100 ton año⁻¹) es un 70 % mayor que la calculada a través de la recta de la Fig. 4.

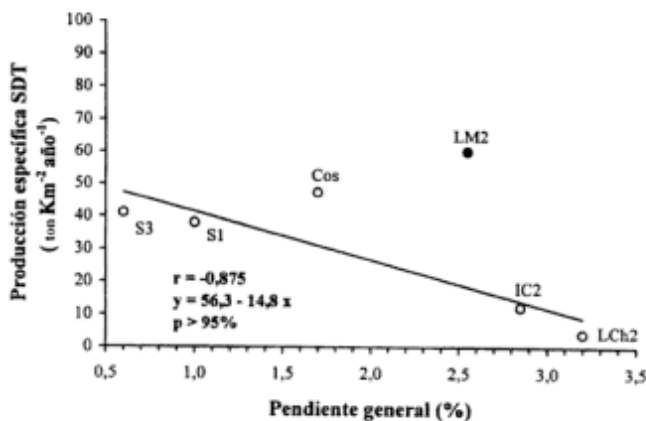


Figura 4. Estimación del aporte antrópico utilizando las relaciones de producción específica (corregidas del aporte atmosférico) vs. la pendiente general de tres sectores previos a la ciudad de Córdoba.

La diferencia entre ambos valores de producción (141.100 y 42.700 ton año⁻¹) dividida por la población total de la ciudad de Córdoba (1,187 millones de hab.) da un índice aproximado del incremento ejercido antrópicamente por habitante, estimado en 83 kg de sólidos disueltos totales por año. En forma general y a partir de la población total existente en la cuenca (1,39 millones de habitantes), el accionar antrópico incrementa la producción de SDT en aproximadamente 115.000 ton año⁻¹.

Este índice de aporte antrópico calculado (83,0 kg hab⁻¹año⁻¹) está por debajo de los valores calculados por Meybeck (1979b) para algunos ríos del mundo: *i.e.*, Mississipi, 420 kg hab⁻¹ año⁻¹; Rhin, 532 kg hab⁻¹ año⁻¹; Sena, 117 kg hab⁻¹ año⁻¹.

Considerando la mayor actividad industrial de la ciudad de Córdoba, el aporte de 83,0 kg año⁻¹ por habitante puede ser un valor comparativamente

alto en relación a otros sectores de la cuenca. Sin embargo, y con las reservas del caso, podría ser utilizado para el cálculo del aporte antrópico en el sector de la cuenca alta. De esta manera el mismo se calcula en aproximadamente 8.900 ton año⁻¹ que representa el 8 % de la producción total antrópica de la cuenca.

Indices de denudación química de la cuenca (IDQ): Corregidas las producciones de sólidos disueltos totales por los aportes atmosférico y antrópico, el remanente se considera proveniente de la meteorización química de las rocas presentes en el sistema (Tabla 4). La ecuación (2) adquiere un valor numérico para la totalidad de la cuenca de:

$$234.000 \text{ ton año}^{-1} - (32.000 \text{ ton año}^{-1} + 115.000 \text{ ton año}^{-1}) = 87.000 \text{ ton año}^{-1}$$

En la cuenca alta y en sus diferentes subcuencas, la uniformidad climática y de la vegetación estaría actuando en forma homogénea sobre la producción de sólidos disueltos totales. Por el contrario, la litología y la geomorfología se distribuyen heterogéneamente conformando los agentes más importantes en el control de la producción específica de iones mayoritarios (Gaiero 1995).

Teniendo en cuenta lo anterior, con los IDQ calculados en la Tabla 4, y analizando solamente la cuenca alta, se puede apreciar que existe una correlación negativa ($r = -0,796$; $p > 95\%$) entre los índices de denudación química y las pendientes generales de cada subcuenca (Fig. 5).

La Fig.5 sugiere la existencia de dos agrupamientos entre las subcuencas del valle de Punilla. Por un lado están aquellas pertenecientes al sector centro-sur, con menor producción específica y mayor pendiente media, coincidente con un predominio de rocas del basamento cristalino. Por otro, las del sector norte (representadas en forma concreta por el río San Francisco), con mayor producción específica y menor pendiente media, coincidente con la presencia de los únicos afloramientos de rocas sedimentarias de la cuenca alta.

Nuevamente, si se recalcula la relación de la Fig. 5 dejando de lado los valores anómalos de la subcuenca Las Mojarras, se obtiene una recta de regresión lineal mucho más ajustada entre los valores de producción específica y de pendiente general (Fig. 6). En esta figura, el coeficiente de correlación ($r = -0,922$; $p > 95\%$) señala que un alto porcentaje de la varianza (85%) de la producción específica de sólidos disueltos totales, resultaría explicado por las pendientes medias de cada subcuenca. Claramente, la pendiente es una variable que en realidad refleja el tiempo medio de residencia del agua en la cuenca y sería la auténtica variable de control. La recta de

Tabla 4: Producción de sólidos disueltos totales (SDT - 10² ton año⁻¹) corregido del aporte atmosférico y antrópico e índices de denudación química (IDQ - ton km⁻² año⁻¹) en diferentes sectores de la cuenca del río Suquía.

SECTORES DE LA CUENCA	Area Km ²	Producción total	Aporte atmosférico	Aporte antrópico	Total corregido	I,D,Q*
San Antonio (IC2)	540	9,2	2,5	0,2	6,5	12
Los Chorrillos (LCh,)	147	1,2	0,6	0,0	0,6	4
Las Mojarras (LM2)	83	5,3	0,3	0,5	4,4	53
Yuspe (Y2)	445	9,9	1,9	0,0	7,9	18
San Francisco (SF2)	344	31,3	1,3	2,8	27,2	79
Cosquín (Cos)	921	47,5	3,8	4,9	38,8	42
Suma de las Subcuencas	1691	63,2	10,6	8,9	43,7	26
Total Cuenca Alta (S1)	1900	75,1	12,9	8,9	53,3	28
Area Dque, S, Roque (S1)	240	11,9	1,5	3,4	7,0	
Area Pend, Oriental (S3)	440	19,9	1,8	5,1	13,0	
Area Gran Córdoba (S4)	800	141,2	3,3	98,4	39,5	
Area Cuenca Baja (S7)	4560	13,0	19,1	1,9	-8,0	
CUENCA TOTAL Río Suquía (Est. S7)	7700	234,0	32,2	115,0	86,8	11

regresión lineal (Fig. 6) está representada por una ecuación del tipo $y = 114,16 - 36,47x$, donde y representa la producción específica en ton km⁻² año⁻¹ y x la pendiente general del terreno en porcentaje. La validez predictiva de esta ecuación deberá ser corroborada a través de estudios en otras áreas que presenten características similares a las encontradas en la cuenca alta del río Suquía. Por medio de esta figura, se hace aún más evidente los tipos de regímenes de denudación dominantes en la cuenca del río Suquía (Gaiero 1998).

La producción total de la cuenca alta (Tabla 4), una vez corregida del aporte atmosférico y antrópico, es de 53.300 ton año⁻¹ con una producción específica de 28 ton km⁻² año⁻¹, muy similar al índice de

denudación encontrado por Garrels y Mackenzie (1971) para América del Sur. Probablemente, indicando una similitud en la intensidad de denudación, el índice respectivo calculado para la pendiente oriental medida en la estación Los Carolinos (S3) es similar al encontrado en la cuenca alta (IDQ = 27,6 ton km⁻² año⁻¹) (Tabla 4).

La producción de solutos, prácticamente despreciable en el sector de la llanura Chaco-Pampeana, el ingresos de aguas diluidas sobrantes del sistema de riego, la disminución de las concentraciones de iones mayoritarios disueltos como consecuencia de la adsorción de los mismos en el material particulado acarreado en suspensión o la pérdida de solutos por fraccionamiento químico (precipitación de car-

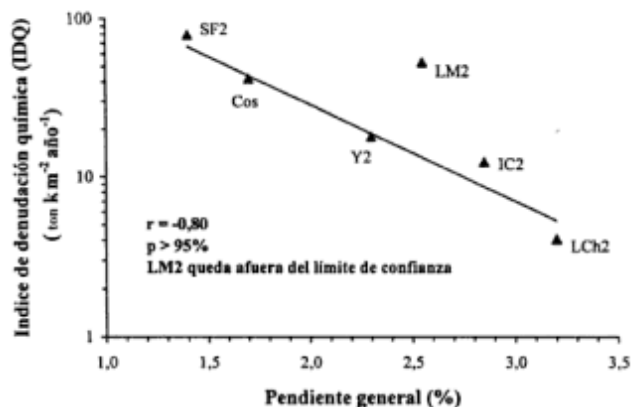
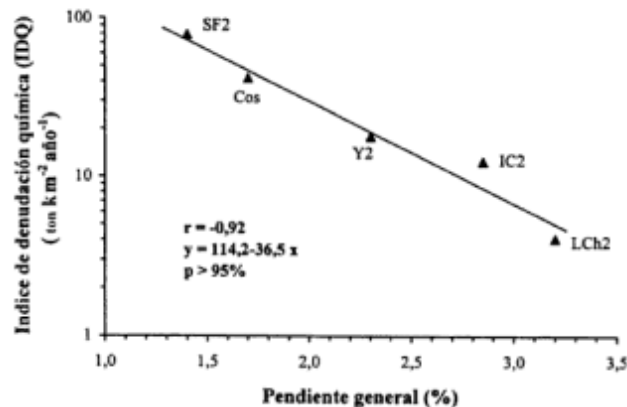
**Figura 5:** Índice de denudación química (IDQ) en función de las pendientes de las subcuencas ubicadas en la cuenca alta del sistema del río Suquía.**Figura 6:** Índice de denudación química (IDQ) en función de las pendientes de las subcuencas (excepto Las Mojarras) ubicadas en la cuenca alta del sistema del río Suquía.

Tabla 5. Producción de carbono inorgánico disuelto (CID) corregido del ingreso atmosférico (10^2 ton año⁻¹) y producción específica (ton km⁻² año⁻¹) en diferentes sectores de la cuenca del río Suquia.

SUBCUENCAS	CID-C					
	Producción	Atmósfera	Corregido	Específico	% del total*	% del total**
San Antonio (Est. IC2)	1,1	0,4	0,7	1,3	9,0	6,0
Los Chorrillos (Est. LCh ₁)	0,2	0,0	0,0	0,7	5,0	3,0
Las Mojarras (Est. LM2)	0,6	0,0	0,6	7,0	50,0	33,0
Yuspe (Est. Y2)	1,2	0,3	0,9	2,0		9,5
San Francisco (Est. SF2)	3,5	0,2	3,3	10,0		47,6
Cosquín (Cos)	5,1	0,5	4,5	5,0	36,0	
TOTAL CUENCA ALTA	7,0	1,0	5,9	3,5		
Salida Dque. S. Roque (Est.S7)	7,4	1,0	6,4	3,6		
Cuenca baja (Prod. Est. S7 - Est. S1)	6,8	3,8	3,0	0,7		
CUENCA TOTAL Río Suquia (Est. S7)	14,1	4,6	9,6	1,2	-	-

* Calculado considerando sólo los tributarios que llegan al lago San Roque.

** Calculado considerando individualmente las subcuencas

bonatos), podrían ser los factores responsables de la producción negativa observable entre las estaciones S4 (aguas abajo de Córdoba) y S7 (antes de la desembocadura, como se observa en la tabla 4).

Flujos de carbono inorgánico disuelto (consumo de CO₂)

Anteriormente, se señaló que aproximadamente el 50 % de la producción de SDT en la cuenca alta del río Suquia, está representada por HCO₃⁻. Una importante fracción del HCO₃⁻ transportado por los ríos proviene del ingreso atmosférico de CO₂. La concentración de HCO₃⁻ es una medida de la "reactividad" de los continentes, reflejando la neutralización del CO₂ con las rocas encontradas por el agua en su residencia en la superficie terrestre (Garrels y Mackenzie 1971). El CO₂ que forma el H₂CO₃, proviene principalmente de fuentes biológicas y no puede ser secuestrado directamente de la atmósfera (Kempe, 1982).

El aporte atmosférico de carbono inorgánico disuelto (CID) restado del total producido por los diferentes sectores de la cuenca, da un valor más ajustado de la producción de CID-C (expresado como carbono) generado por meteorización o por procesos biológicos. Para corregir los aportes de CID, de aquél introducido a través de la atmósfera, se utilizaron tres valores de concentración de alcalinidad medidos en aguas de lluvia caída en la ciudad de Córdoba.

La producción total de CID-C de la cuenca,

corregida del aporte atmosférico (Tabla 5), es de 9.600 ton año⁻¹ equiparable a una producción específica de 1,2 ton km⁻² año⁻¹. Del total producido por el conjunto del sistema, el 67% es generado en la cuenca alta (tomando a la estación S1 como representativa del sector), cuya producción específica es notablemente mayor (3,6 ton km⁻² año⁻¹) en comparación a lo producido por la cuenca baja (0,7 ton km⁻² año⁻¹). A diferencia de la cuenca baja, donde el aporte atmosférico representa el 36 % del total de CID producido, en la cuenca alta este constituyente alcanza sólo el 14%, resaltando la importancia de esta área en el aporte de alcalinidad por la meteorización de rocas.

Indicando el consumo de CO₂ de cada subcuenca, en la Tabla 5 se puede observar que del 100% de producción específica de CID, la subcuenca del río San Francisco representa el 47 % seguido por el arroyo Las Mojarras (33%) y muy por debajo por los ríos Yuspe (9,5 %), Icho Cruz (6,0 %) y arroyo Los Chorrillos (3,0 %). Si sólo se tiene en cuenta los aportes que llegan al lago San Roque, la subcuenca del río Las Mojarras es la más productiva (50 %), seguida por la del río Cosquín (36 %).

En el sistema del río Suquia dos tipos principales de meteorización han sido reconocidos (Gaiero 1995; 1998): i.e., la meteorización de silicatos, en cuyo caso queda en solución SiO₂, HCO₃⁻ y cationes y la disolución de carbonatos que libera principalmente Ca²⁺, Mg²⁺ y HCO₃⁻. Genéricamente en la meteorización de silicatos, cada mol producido de HCO₃⁻ es derivado de un mol de CO₂, produciendo dos moles de SiO₂ (Silicatos + CO₂ = HCO₃⁻ + 2SiO₂) (3) (Garrels y

Mackenzie 1971). En el caso de la meteorización de rocas carbonáticas, cada mol de CO₂ neutralizado, produce dos moles de HCO₃⁻, del cual uno es aportado por la roca (H₂O + CO₂ + CaCO₃ = Ca²⁺ + 2HCO₃⁻) (4).

Como ha sido señalado oportunamente, la presencia de carbonatos dentro de los límites de la cuenca es escasa. No obstante, la composición química de las aguas, una vez corregida la concentración de Na+ (Na⁺* = Na⁺ disuelto - Na⁺ atmosférico) (Gaiero 1998), sugiere una predominancia de aguas del tipo bicarbonatada-cálcicas, indicando la importancia de esta fase rocosa en el aporte de sólidos disueltos.

Utilizando un balance "razonable" para estimar el porcentaje aproximado del consumo de CO₂ en los diferentes continentes a partir de la meteorización de rocas Garrels y Mackenzie (1971), valiéndose de datos químicos de los grandes ríos del mundo, suponen que todo el Ca²⁺ y el Mg²⁺ proviene de la meteorización de rocas carbonáticas. La suma de ambos elementos, menos aquella proporción necesaria para balancear el SO₄²⁻, i.e., [(Ca²⁺ + Mg²⁺) - SO₄²⁻], representaría el HCO₃⁻ aportado por rocas calcáreas. Por otro lado, estos autores consideran que en la meteorización de silicatos a través de la acción del CO₂, el bicarbonato producido está en una relación promedio de 2SiO₂:1HCO₃⁻. La cantidad de HCO₃⁻ aportado por la meteorización de silicatos surge de dividir la concentración molar de SiO₂ por dos.

En el caso del río Suquía, un balance de este tipo puede ser practicado en el sector de la cuenca alta, utilizando las concentraciones promedio (en meq l⁻¹) de Ca²⁺, Mg²⁺, SO₄²⁻ y HCO₃⁻ medidas en la estación S1 (Gaiero 1998; Tabla 1). Considerando el posible control biogeoquímico de las concentraciones de sílice en el lago San Roque, este dato se obtuvo del promedio de SiO₂ (en mmol l⁻¹) encontrado en las diferentes estaciones de muestreo de la cuenca alta (i.e., IC2, LM2, LCh y Cos). En base a las ecuaciones (3) y (4), los resultados de este balance pueden ser vistos en la Tabla 6.

Este balance le atribuye un rol menor a las rocas silicáticas en el consumo de CO₂ (11%). En función de lo discutido anteriormente (Gaiero 1998), sabemos que en la cuenca del río Suquía parte del Ca²⁺ y del Mg²⁺ también pueden provenir de la meteorización

de rocas silicáticas, lo cual incrementaría aún más el déficit entre el valor calculado (A) y aquel medido (B). Este déficit también podría indicar que la relación SiO₂:HCO₃⁻ aportada por la meteorización de rocas cristalinas, es menor o que existe un elevado consumo de SiO₂ por parte de algas en algunos sectores de la cuenca alta.

A pesar de estas conjeturas, como una primera aproximación se podría decir que, cada litro de agua aportado por la cuenca alta neutraliza algo más de 0,7 mmol de CO₂, siendo la misma llevada a cabo principalmente por rocas carbonáticas. Si se compara este valor con el calculado por Garrels y Mackenzie (1971) para Sudamérica (0,3 mmol l⁻¹), podría considerarse a la cuenca alta del río Suquía como un área relativamente alcalina.

Conclusiones

La Fig. 7 muestra la distribución de las producciones de sólidos disueltos totales de la cuenca alta y del conjunto de la cuenca del río Suquía. Por medio de cálculos másicos, se pudo estimar que la cuenca del río Suquía exporta anualmente hacia la laguna Mar Chiquita 234.000 toneladas de sólidos disueltos, que equivalen a una producción específica de 30 ton km⁻² año⁻¹.

Se estima que a través de la atmósfera llega un 13,6 % de sólidos disueltos del total exportado anualmente, en tanto que por medio del accionar antrópico se incrementa la producción de estos en un 52% del total acarreado hacia la laguna Mar Chiquita. Una vez corregida la producción anual neta del aporte antrópico y atmosférico, la producción específica de SDT de la cuenca del Suquía es de 11 ton km⁻² año⁻¹, asignada únicamente a la denudación química de las rocas.

Comparando sólo los tributarios de la cuenca alta, la producción anual específica más importante de SDT pertenece a la subcuenca del arroyo Las Mojarras, mientras que la más baja es aportada por la subcuenca del arroyo Los Chorrillos. La observación comparativa de las producciones específicas de SDT de los ríos Yuspe y San Antonio, puso de manifiesto la similitud entre los parámetros que controlan la hidroquímica de ambas subcuencas (tipo de

Tabla 6

HCO ₃ ⁻ de rocas carbonáticas (2)		HCO ₃ ⁻ de rocas silicáticas (1)			Total (meq) (1) + (2)	(B) HCO ₃ ⁻ (S1)	% CO ₂ neutraliz. por silicatos
(meq Ca ²⁺ + meq Mg ²⁺ - meq SO ₄ ²⁻) / HCO ₃ ⁻	CO ₂ neutralizado	(1/2 mmol de SiO ₂) / HCO ₃ ⁻	CO ₂ neutralizado	A			
1,20	0,60	0,075	0,075	1,27	1,4	11,5	

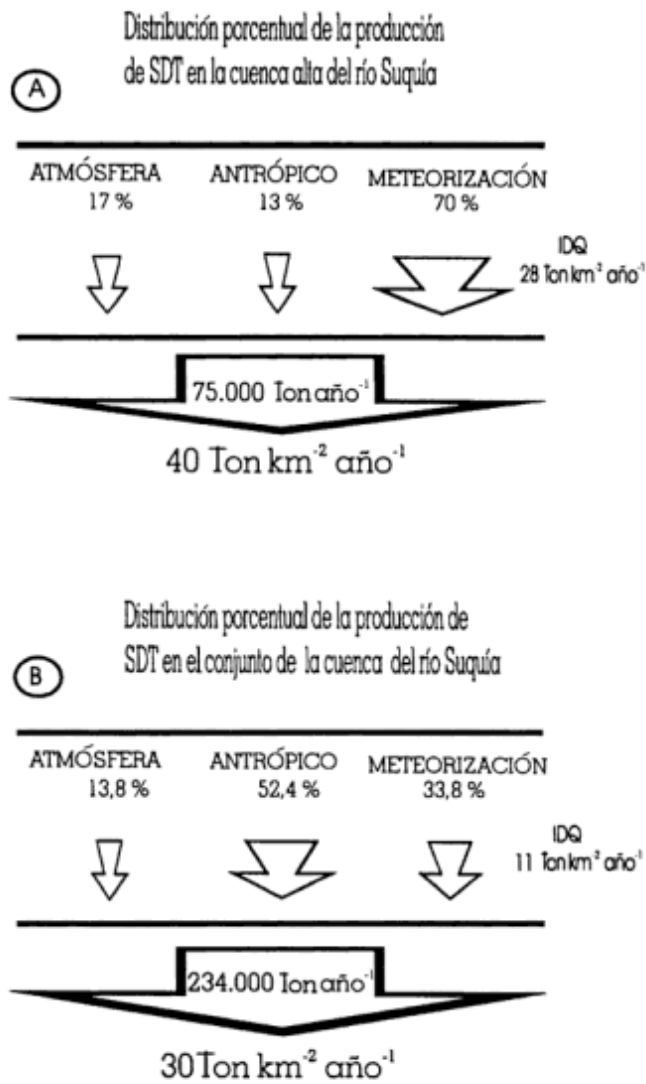


Figura 7. Esquema de distribución de la producción de sólidos disueltos totales (SDT) en la cuenca alta del río Suquia (A) y del conjunto del sistema (B).

roca, pendiente, biota, clima, etc.), siendo algo mayor en la subcuenca del río Yuspe como consecuencia de la relevancia que aquí adquieren los procesos erosivos.

Reflejando la importancia de la meteorización química de rocas, la cuenca alta muestra que la producción específica más elevada está representada por el HCO_3^- . Por el contrario en la cuenca baja, indicando la relevancia del factor antrópico, la producción específica media más elevada corresponde al SO_4^{2-} , seguido por el Cl^- y el HCO_3^- .

Teniendo en cuenta la menor densidad poblacional y la diversidad litológica y geomorfológica, la cuenca alta del sistema, se consideró como la más apropiada para definir los mecanismos de producción de solutos en una cuenca semiárida. A través

de la meteorización química, ésta contribuye con aproximadamente el 70 % de la producción total de SDT que llega a la laguna Mar Chiquita. También la importancia de la cuenca alta, en el aporte de alcalinidad por meteorización de rocas, quedó reflejado al comparar su producción de HCO_3^- (como CID-C; $3,6 \text{ ton km}^{-2} \text{ año}^{-1}$) con la producida por la cuenca baja ($0,7 \text{ ton km}^{-2} \text{ año}^{-1}$), indicando por otro lado que, del total producido por el conjunto del sistema, el 67% es generado en la cuenca alta.

Con relación a los regímenes de denudación, la litología y el relieve son considerados los factores de control más importantes de la química de una cuenca hídrica. En el sistema del Suquia, el relieve resulta la verdadera variable de control, reflejando el tiempo de residencia del agua en los diferentes ambientes de la cuenca; cuanto más pronunciadas son las pendientes menor es la producción específica de SDT. Numéricamente esto quedó representado por una recta de regresión lineal cuya ecuación es $y = 114,16 - 36,47x$, donde y representa la producción específica en $\text{ton km}^{-2} \text{ año}^{-1}$ y x la pendiente general del terreno en porcentaje.

Han sido reconocidos dos tipos principales de meteorización: i.e., la meteorización de silicatos, que libera en solución SiO_2 , HCO_3^- y cationes, y la disolución de carbonatos que contribuye principalmente con Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- . Se calcula que los granitos y gneises, que conforma el basamento cristalino y que ocupan gran parte de los sectores activos de la cuenca sólo consumen el 11% del CO_2 por procesos de meteorización, el resto es atribuible a rocas carbonáticas que se encuentran en menor proporción pero que son químicamente más inestables. Esto permitió obtener una primera aproximación del consumo de CO_2 , indicando que cada litro de agua aportada por la cuenca alta neutraliza algo más de $0,7 \text{ mmol}$ de CO_2 , principalmente proveniente de rocas carbonáticas.

Agradecimientos

Este trabajo (como así también la Parte 1) son partes integrantes de la Tesis Doctoral defendida por el autor en octubre de 1995. Miles de agradecimientos a Pedro J. Depetris quién es un incansable formador de nuevos investigadores y quién ha leído críticamente este manuscrito. Este trabajo se ha realizado dentro del marco de la cooperación existente entre la SECyT de la República Argentina y el GKSS (BMFT) de la República Federal de Alemania. Para el desarrollo del trabajo de investigación se contó, en oportunidades diversas, con el apoyo financiero de CONICET, de CONICOR y de la SECyT de la Universidad Nacional de Córdoba. Mi

reconocimiento a la Dirección Provincial de Hidráulica y al CIHRSA, por permitirme acceder a sus bancos de datos hidrológicos e hidroquímicos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Gaiero, D.M., 1995. Dinámica Hidrogeoquímica de un Sistema Semiárido Alterado, el Río Suquia, Córdoba, Argentina. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de Córdoba. 207p. (Inédito).
- Gaiero, D.M., 1998. Hidrogeoquímica de un sistema de la región semiárida: el Río Suquia, Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53 (2): 167-186.
- Garrels, R.M. y MacKenzie, F.T., 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. W.W. Norton y Co., 395p., Nueva York.
- Kempe, S., 1982. Long-Term Records of CO₂ Pressure Fluctuations in Fresh Waters. En : Degens E.T. (Ed.): *Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers*. P t. 1, *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, Sonderbd*, 52: 91-332. SCOPE/UNEP.
- Meybeck, M., 1979a. Pathways of Major Elements from Land to Ocean through Rivers. En: Martin, J.M., Burton, D. y Eisma, D., (Eds.): *River Inputs to Ocean System*. 384p. UNEP/UNESCO. IOC - SCOR,
- Meybeck, M., 1979b. Concentrations des Eaux Fluviales en Eléments Majeurs et Apports en Solution aux Océans. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 21, (3): 215-246.
- Probst, J.L., 1992. *Géochimie et Hydrologie de l'Erosion Continentale. Mécanismes, Bilan Global Actuel et Fluctuations au Cours de 500 Derniers millions d'Années*. Science Géologique Mémoire 94, 167p., Strasbourg.
- Silber, M.L. 1985. Desagregación Regional de los Aportes de la Cuenca Alta del Río Primero. Informe interno. 10 p., C.I.H.R.S.A.Villa Carlos Paz. Pcia. de Córdoba.

Recibido: 20 de mayo, 1997

Aceptado: 14 de abril, 1998

Reconstrucción morfológica y paleohidrológica de un tramo abandonado del río Paraguay inferior

Oscar ORFEO

*Centro de Ecología Aplicada del Litoral (CECOAL-CONICET),
Casilla de Correo 291, 3400 Corrientes, Argentina
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y Agrimensura, Universidad Nacional del Nordeste*

ABSTRACT. *Morphological and palaeohydrological reconstruction of an abandoned reach of the Lower Paraguay River. An ancient channel of the Paraguay River near its confluence with the Paraná River was reconstructed employing aerial photographs and satellite images. The palaeochannel has a similar sinuosity index (1.8) and meander wavelength (7,300 m) to those of the Paraguay River course (1.6 and 7,900 m, respectively). A mean annual discharge of about 3,000 m³ s⁻¹ was obtained from a mathematical equation which considers the meander wavelength. This value is acceptable in comparison with the present discharge of the Paraguay River in the studied area (3,700 m³ s⁻¹). A capture process of a few steps, from the Paraná River toward the Paraguay River is suggested. This would explain the presence of relictual bars (alluvial plain remnants of the Paraguay River) in the main channel of the Paraná River. Finally, owing to a meander avulsion, the Paraguay River left nearly 82 km of its channel changing the direction of the course to a new stretch of about 10 km. From this scheme the recognition of some ancient Paraguay-Paraná fluvial confluence areas is possible, the southernmost of those is located 40 km to the south-west of the present confluence.*

Introducción

El río Paraguay, uno de los tres grandes cursos de la cuenca del Plata, es el principal tributario del río Paraná en el cual confluye frente a la localidad correntina de Paso de la Patria (27°20' S - 58°37' O) (Fig. 1). En los últimos 80 km de recorrido tiene rumbo dominante NNE-SSO, sinuosidad alta (1,66), diseño de escurrimiento meandroso y caudal medio anual de 3.734 m³s⁻¹ en la sección Puerto Bermejo durante el período 1910 -1990 (Secretaría de Energía 1994).

La llanura aluvial del río Paraguay en la región mencionada muestra intensa actividad fluvial, apreciándose migración lateral máxima de cursos menores del orden de los 165° (Orfeo 1996a), cauces efímeros, canales abandonados, cuerpos de agua con diferente tipo de vinculación al sistema colector y áreas palustres de diversa magnitud.

La geomorfología de la zona fue estudiada anteriormente con distintas escalas de trabajo, identificándose llanura de meandros recientes, llanura de meandros antiguos y llanura con

avenamiento impedido (Drago 1975, 1990), ubicadas en la llanura de inundación proximal del río Paraguay (Orfeo 1995), asignándose a todas las unidades mencionadas edad holocena (Iriondo 1991). En este trabajo se analiza la relación del canal de escurrimiento actual del río Paraguay con un cauce secundario, sobre la hipótesis que este último constituye un antiguo cauce de escurrimiento principal (Fig. 2).

Materiales y métodos

Se trabajó en base a cartografía regional empleando imágenes LANDSAT a escala 1:250.000 (226-079 Bandas 3 y 4) e imágenes SPOT procesadas a escala 1:75.000. El tramo del río Paraná que abarca desde la confluencia con el río Paraguay hasta la ciudad de Corrientes, se relevó utilizando fotografías aéreas (IGM) a escala 1:75.000 y estereoscopia de bolsillo, realizando controles de campo (terrestres y fluviales con embarcaciones pequeñas) en diferentes estados hidrológicos.

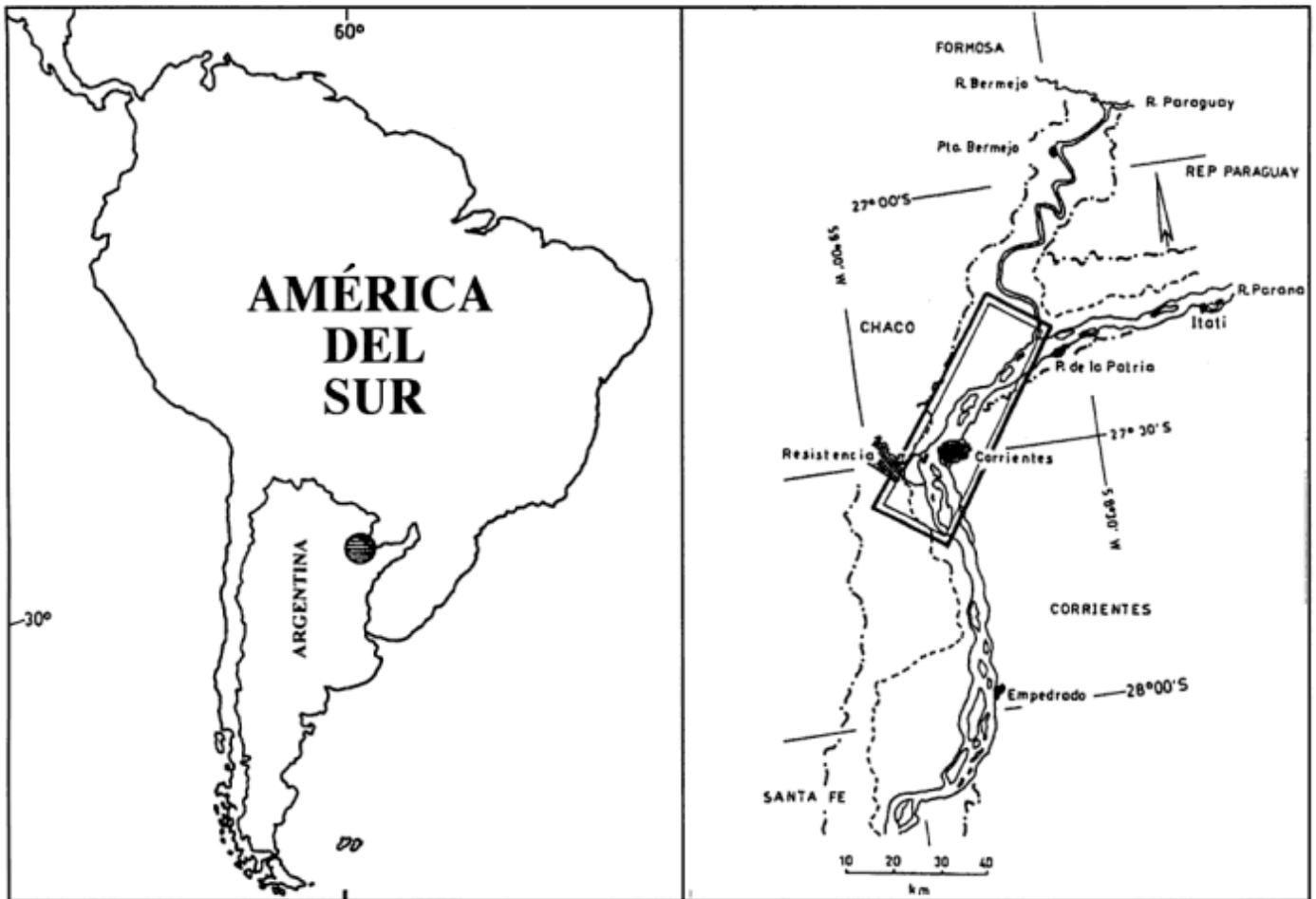


Figura 1: Mapa de ubicación.

Resultados y discusión

El río Paraguay cerca de su desembocadura en el Paraná, desarrolla hacia ambos márgenes del cauce una llanura aluvial de unos 20 km de ancho (Fig. 3). Dentro de la misma se observan numerosos canales menores, uno de los cuales (conocido como riacho Atajo) conecta la cara interna de un meandro del río Paraguay con el río Paraná, luego de 50 km de recorrido con diseño meandroso y ancho aproximadamente igual a un cuarto del curso principal del primero. A partir de dicha evidencia visual se acepta que el riacho Atajo constituye un cauce abandonado por el río Paraguay (Popolizio 1977).

En el presente estudio se propone la continuación del paleocurso indicado al menos unos 20 km aguas abajo con el mismo rumbo de escurrimiento general. Dicho paleocanal puede ser reconstruido uniendo sucesivamente los riachos Atajo, Antequera y Barranqueras (Fig. 4), donde la paleolínea de flujo está controlada por la pendiente regional.

El esquema planteado explica la presencia de

barras relictuales (o pseudobarras) en el río Paraná (esto es, islas Antequera y Barranqueras) las cuales son remanentes de la llanura de inundación del río Paraguay (Orfeo 1996b), a diferencia de otras barras agradacionales del río Paraná (Fig. 3). Asimismo queda explicada la existencia de canales menores entre las mencionadas barras y la margen derecha del río Paraná (del orden de los 100 a 300 m de ancho: riachos Antequera y Barranqueras) y canales mayores (de más de 5 km de ancho) hacia la margen opuesta del mismo cauce (Fig. 3).

Como proceso generador del mencionado cambio en la dirección de escurrimiento del río Paraguay se excluye la migración lateral del curso debido a un supuesto exceso de carga sólida (Popolizio 1977), ya que el material del lecho alcanza solamente el 1,4% del caudal sólido total (Orfeo 1995) y la carga suspendida (aún con la influencia del río Bermejo) no se deposita masivamente en el área de estudio. La migración lateral debida a procesos de sedimentación súbita en los canales de escurrimiento se presenta típicamente en ríos cuya carga de fondo supera el 11 % de la carga total (Schumm 1981), gene-

rando abandono de materiales y diversificación del flujo, como es el caso del río Paraná.

En el tramo analizado, el Paraguay es un río de

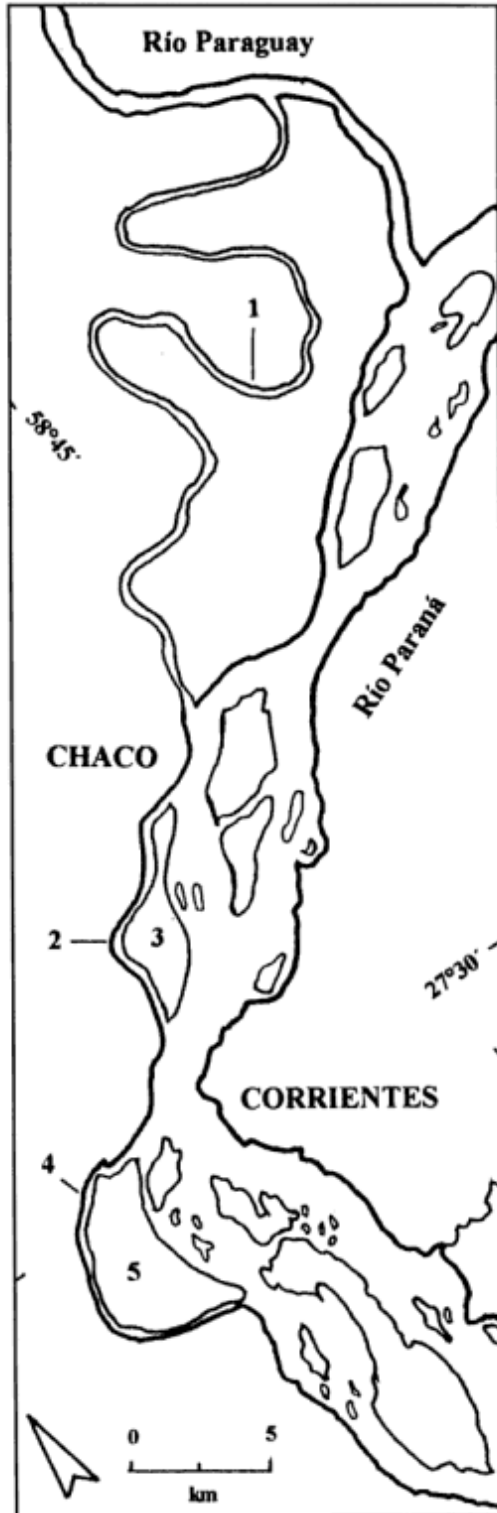


Figura 2: Área de estudio. Referencias: 1, riacho Atajo; 2, riacho Antequera; 3, isla Antequera; 4, riacho Barranqueras; 5, isla Barranqueras.

tipo suspensivo a mixto (Schumm 1981) con diseño de drenaje meandroso (monocanalizado de alta sinuosidad), relación ancho-profundidad moderada y baja frecuencia de su carga de fondo, restringiendo las posibilidades de obstrucción de su propio cauce como lo demuestra la ausencia de barras longitudinales estables.

Se interpreta que el cambio de traza del río Paraguay, y con ello la modificación del área de confluencia con el Paraná, responde a otros mecanismos concurrentes. Inicialmente el Paraguay desembocaba en el Paraná aguas abajo de la isla Barranqueras (Fig. 4: confluencia 4a). Después el Paraná captura al Paraguay a la latitud de la ciudad de Corrientes, separando el riacho Barranqueras y generando la isla relictual homónima (Fig. 4: confluencia 4b). Con posterioridad, el desplazamiento hacia el noreste del Paraná produjo la captura de otro segmento del río Paraguay, aislando el riacho Antequera e isla relictual homónima (Fig. 4: confluencia 4c).

El diseño entrelazado que presenta el río Paraná actual, semejante al modelo de los cauces antiguos identificados en la zona (Popolizio 1977), permite aceptar también que dicho proceso de captura se haya realizado en una sola etapa durante un período húmedo similar al actual, en cuyo caso ambos tramos habrían tenido una separación coetánea. Finalmente el río Paraguay rectifica su cauce por avulsión en la cara externa de un meandro, posiblemente aprovechando un canal de *crevasse*, y llega al Paraná en el sitio de confluencia actual (Fig. 4: confluencia 4d).

Mediante el proceso explicado, el río Paraguay abandonó progresivamente varios puntos de confluencia y casi 82 km de canal, utilizando en su reemplazo un cauce de 10 km de longitud que representa el último tramo del curso actual próximo a su desembocadura.

Para comprobar dicha hipótesis se utilizaron distintos procedimientos de evaluación. La sinuosidad de la traza propuesta para el antiguo cauce del Paraguay es igual a 1,8 (alta), correspondiendo a un modelo meandroso con sinuosidad comparable al tramo inferior del río Paraguay actual (1,6). Dicho modelo ofrece la posibilidad de realizar cálculos hidráulicos a partir de su representación en planta. De todos los parámetros de un meandro, la longitud de onda es el más útil por su rápida identificación en mapas y fotografías aéreas, tanto en cauces actuales como antiguos (Iriondo 1990). En la región estudiada se relacionaron longitudes de onda y caudales mediante la siguiente expresión matemática (Iriondo 1990):

$$Q = 5 \cdot 10^{-6} (L)^{2,25} \quad (1)$$

donde:

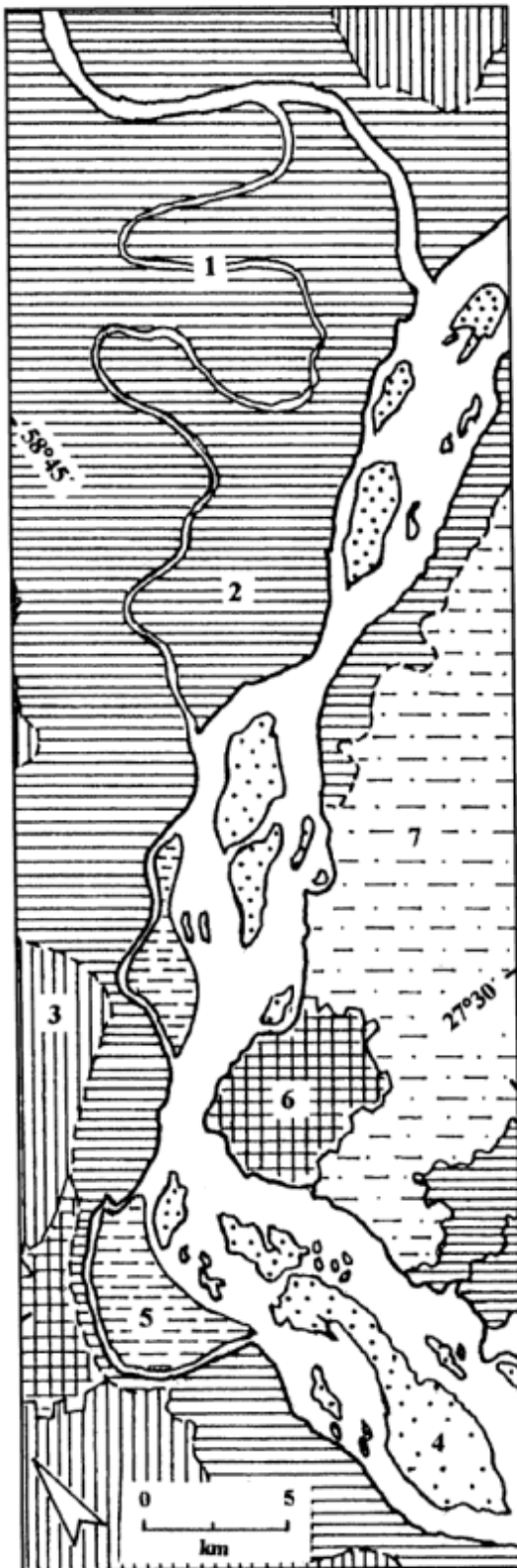


Figura 3: Mapa geomorfológico del área de estudio. Referencias: 1, curso de agua; 2, planicie de inundación proximal; 3, planicie de inundación distal; 4, barra agradacional; 5, barra relictual; 6, zona urbanizada; 7, lomas y depresiones alternadas.

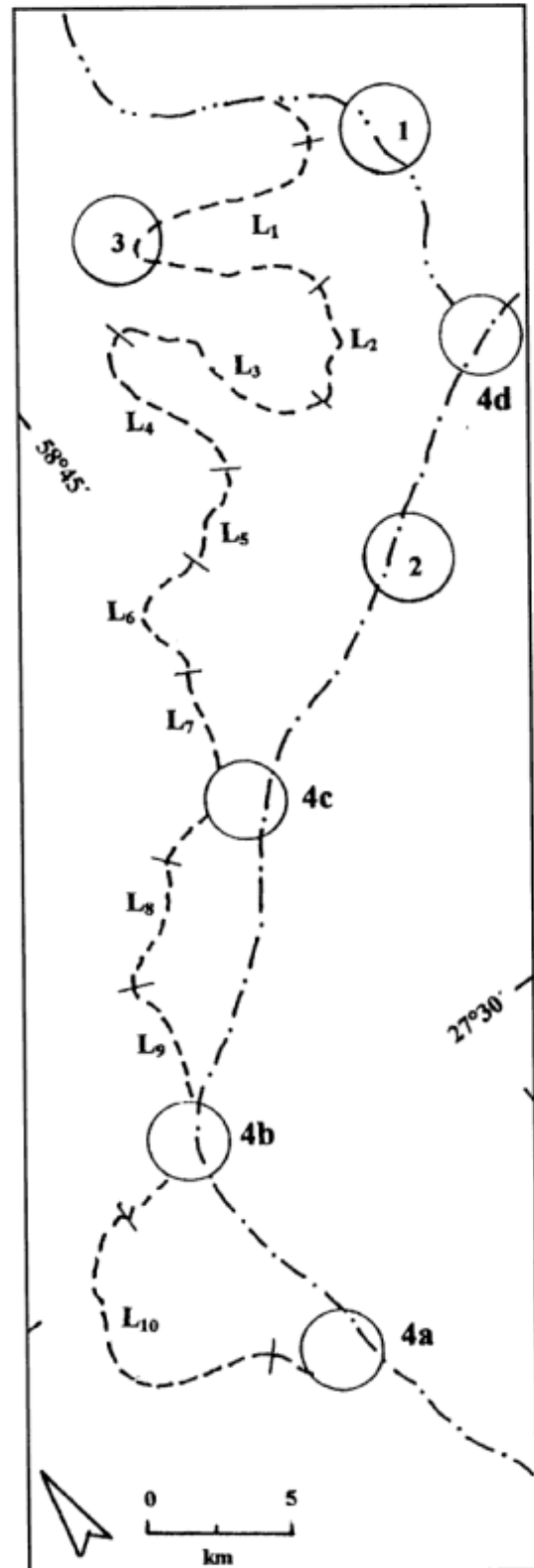


Figura 4: Reconstrucción morfológica de un paleocauce del río Paraguay. Referencias: 1, línea media del cauce actual del río Paraguay; 2, línea media del cauce actual del río Paraná; 3, línea media de un cauce antiguo del río Paraguay; 4, áreas de confluencia Paraguay-Paraná; a, b y c, confluencias antiguas; d, confluencia actual; L, longitud de onda del meandro indicado.

Q = caudal ($m^3 s^{-1}$);
 L = longitud de onda de meandro (m)

Para aplicar la ecuación anterior en el presente trabajo, se midieron las longitudes de onda de los meandros identificados en el paleocauce reconstruido (Tabla 1).

Teniendo en cuenta que la longitud de onda promedio es del orden de los 8.000 m, a partir de la ecuación (1) se calcula que el paleocauce del río Paraguay fue generado por un curso de unos 3.000 $m^3 s^{-1}$ de descarga. Dicha cifra es semejante a la descarga media anual del río Paraguay actual en la misma zona, y por lo tanto muy superior a los caudales de los riachos Atajo, Antequera y Barranqueras (variables entre 100 y 500 $m^3 s^{-1}$).

Para controlar la evaluación anterior utilizando una vía inversa se calculó la longitud de onda media que genera un caudal determinado, a partir de la siguiente ecuación (Carlston 1965):

$$L = 166 (Q_m)^{0.46} \quad (2)$$

donde:

L = longitud de onda de meandro (m);
 Q_m = caudal medio anual ($m^3 s^{-1}$)

Considerando el caudal medio anual del río Paraguay en la zona de estudio durante los últimos 80 años (3.734 $m^3 s^{-1}$) y un ajuste libre del curso en su valle aluvial, mediante la ecuación (2) resulta posible predecir longitudes de onda de meandros del orden de los 7.300 m en promedio. Teniendo en cuenta el error intrínseco del método, dicho valor es muy semejante a la longitud de onda promedio medida en la traza propuesta del paleocauce del Paraguay (Tabla 1), confirmando razonablemente la hipótesis planteada.

Conclusiones

A partir de criterios geológicos y paleohidrológicos, se advierten cambios en la ubicación del último tramo del cauce principal del río Paraguay, el cual abandona un canal de más de 80 km de longitud reemplazándolo por otro de 10 km, por el cual fluye actualmente. Dichas modificaciones se explican en primer lugar por procesos de captura del río Paraguay por parte del Paraná, y finalmente por avulsión a través de un meandro del primero. Esto implica que el cambio de traza señalado en el río Paraguay no respondería a migración lateral por exceso de su propia carga sólida, sino a procesos hidrodinámicos vinculados principalmente a la actividad del sistema colector (río Paraná) y en menor grado a la rectificación de su curso por avulsión, eventos que se habrían desarrollado bajo un régi-

men hidrológico y climático semejante al actual.

La reconstrucción propuesta permite explicar la presencia de pseudobarras (o barras relictuales) en el cauce principal del río Paraná, consideradas remanentes de una antigua llanura de inundación del río Paraguay, las cuales presentan formas atípicas y marcada asimetría en su posición dentro del canal. También permite identificar antiguos puntos de confluencia Paraguay-Paraná, de los cuales el más austral del área estudiada estaría ubicado unos 5 km al sur de la ciudad de Corrientes, es decir, distante alrededor de 40 km de la confluencia actual en dirección suroeste. El cambio explicado sería el último de un complejo proceso de ajuste hidráulico de los ríos Paraná y Paraguay al clima y tectonismo holocénico.

Agradecimientos

A Luis A. Spalletti y Martín H. Iriondo por su inestimable ayuda recibida durante la dirección y co-dirección (respectivamente) de la Tesis Doctoral del autor, de la cual la presente contribución forma parte. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el apoyo económico brindado a través del Centro de Ecología Aplicada del Litoral, y especialmente a su Director Juan J. Neiff por la facilidad de medios brindados para la realización del trabajo.

Tabla 1: Longitudes de onda de meandros de un cauce antiguo del río Paraguay (véase Fig. 4).

Meandro	Longitud de onda (m)
L1	15.000
L2	5.250
L3	8.250
L4	7.400
L5	3.850
L6	5.450
L7	8.380
L8	4.750
L9	10.080
L10	11.250
MEDIA	7.966
Desviación estándar	3.260

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Carlston, C., 1965. The relation of a free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *American Journal of Science*, 263: 864 -885.
- Drago, E., 1975. Mapa geomorfológico de la llanura aluvial del río Paraguay Inferior. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 30 (3): 217-222.
- Drago, E., 1990. Geomorphology of large alluvial rivers: Lower Paraguay and Middle Paraná. *Interciencia*, 15: 378-387.
- Iriondo, M., 1990. Relación longitud de onda/caudal en los ríos Chaco-Pampeanos. *Actas 3° Reunión Argentina de Sedimentología*: 145-150, San Juan.
- Iriondo, M., 1991. El Holoceno en el Litoral. Museo Provincial de Ciencias Naturales de Santa Fe "Florentino Ameghino", *Comunicaciones (Nueva Serie)*, 3 (1): 1-40.
- Orfeo, O., 1995. Sedimentología del río Paraná en el área de confluencia con el río Paraguay. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 289 p. (Inédito).
- Orfeo, O., 1996a. Geomorfología del sistema fluvial Paraguay-Paraná en el área de su confluencia. *Actas 13° Congreso Geológico Argentino - 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 4: 131-147, Buenos Aires.
- Orfeo, O., 1996b. Criterios para la clasificación de barras en grandes ríos entrelazados de llanura subtropical. *Actas 6° Reunión Argentina de Sedimentología*: 231-236, Bahía Blanca.
- Popolizio, E., 1977. Contribución a la geomorfología de la Provincia de Corrientes. *Revista del Centro de Geociencias Aplicadas*, 7: 1-45.
- Schumm, S., 1981. Evolution and response of the fluvial system, sedimentological implications. En: Ethridge, F. y Flores F. (Eds.): *Recent and ancient nonmarine depositional environments: models for exploration*, Special Publication 31, pp. 19-29. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Secretaría de Energía, 1994. *Estadística Hidrológica*. Contrato Secretaría de Energía (Ministerio de Economía y Obras y Servicios Públicos) - EVARSA, 1: 1-367.

Recibido: 19 de agosto, 1997

Aceptado: 27 de octubre, 1998

The Early Cretaceous (Valanginian) ammonite *Chacantuceras* gen. nov. - a link between the Neuquén and Austral basins

María B. AGUIRRE-URRETA¹ and Peter F. RAWSON²

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

² Department of Geological Sciences, University College London, Gower Street,
London WC1E 6BT, United Kingdom.

RESUMEN: *Chacantuceras* gen. nov. un amonite del Cretácico inferior (Valanginiano): vínculo entre las cuencas Neuquina y Austral. Se propone a *Chacantuceras* gen. nov. (especie tipo: *Neocosmoceras ornatum* Olivero 1983) para abarcar una serie de amonites neocomitidos trituberculados del Valanginiano tardío de las cuencas Neuquina y Austral, que habían sido asignados previamente al género *Neocosmoceras* del Berriasiano medio o al género *Acanthodiscus* del Hauteriviano temprano. *Chacantuceras* es común en la parte superior de la zona de *Pseudofavrella angulatiformis* de la cuenca Neuquina. Su presencia allí proporciona un raro vínculo faunístico con la cuenca Austral, donde la especie tipo fue descrita inicialmente.

ABSTRACT: *Chacantuceras* gen. nov. (type species: *Neocosmoceras ornatum* Olivero 1983) is proposed to embrace some Late Valanginian trituberculate neocomitid ammonites from the Neuquén and Austral basins that have been assigned previously either to the mid Berriasian genus *Neocosmoceras* or to the Early Hauterivian form *Acanthodiscus*. *Chacantuceras* is common in the upper part of the *Pseudofavrella angulatiformis* Zone of the Neuquén Basin. Its occurrence there provides a rare faunal link with the Austral Basin, from where the type species was first described.

Introduction

The rich ammonite faunas of the Agrio Formation in the Neuquén Basin include several horizons with strongly ribbed neocomitids that tend to bear trituberculate ribs during at least part of their ontogeny. While some belong to the local endemic genus *Hoplitocrioceras*, others have been assigned to *Acanthodiscus*, a name now restricted to a distinctive group of Early Hauterivian species essentially limited to Europe. The stratigraphy of the Argentine material has been revised recently by Aguirre-Urreta and Rawson (1997) who have recognised three distinctive levels with strongly ribbed, trituberculate neocomitids:

- the *Hoplitocrioceras* fauna (*Hoplitocrioceras gentilii* Zone)
- the "*Acanthodiscus*" sp. fauna (index of the middle subzone of the *angulatiformis* Zone)
- the *Besaireiceras* fauna (*angulatiformis* Subzone, the lowest subzone of the *angulatiformis* Zone)

In this paper we assign the "*Acanthodiscus*" sp. fauna to the new genus *Chacantuceras*. The genus

also occurs in the northern part of the Austral Basin, where specimens were described as a new species of *Neocosmoceras*, *N. ornatum*, by Olivero (1983). In neither area have any other ammonites been found in the same beds as *Chacantuceras*. In the Neuquén Basin the "*Acanthodiscus*" spp. subzone was erected to accommodate this fauna (Aguirre-Urreta and Rawson 1997); the subzone now has to be renamed the *Chacantuceras ornatum* subzone (Fig. 1). It was dated as Late Valanginian.

Repositories: The described and figured specimens are deposited in the following collections under the catalogue number listed in the text:
CPBA - Cátedra de Paleontología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires, Argentina.
MLP - División Paleozoología de Invertebrados, Museo de Ciencias Naturales, Paseo del Bosque s/n, 1900 La Plata, Argentina.
CIRGEO PI - Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos. Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina.

Conventions: The suture terminology is that of Kullmann and Wiedmann (1970). E = external lobe; L = lateral lobe; U = umbilical lobe, and I = internal lobe. The measurements of the specimens as listed in the table were all derived in the conventional manner, using D = shell diameter; H = whorl height at given D, from umbilical seam to venter in plane of coiling; W = whorl width at given D, perpendicular to plane of coiling; and U = umbilical diameter at given D. All dimensions are given in millimeters.

Stratigraphy and fossil localities

The Agrio Formation, a unit of the Mendoza Group, crops out extensively along the eastern foothills of the Andes in the province of Neuquén (Fig. 2). It was originally described from the Río Agrio area by Weaver (1931), where its three members are very well developed; the lower and upper are represented by thick marine sequences, separated by the continental sandstones of the Avilé Member.

The age of the Agrio Formation can be tightly bracketed based on its ammonite fauna. In the central part of the basin, as in Arroyo Truquicó, the base of the formation is late Early Valanginian (*Olcostephanus atherstoni* Zone) while the uppermost levels can reach the Barremian (*Paraspitoceras groeberi* Zone) as in Río Agrio, Agua de la Mula, Río Salado, etc. (Aguirre-Urreta and

Rawson 1997). Towards the basin margins the lowest levels pass laterally into the higher part of the non-marine Mulichinco Formation.

All the fossils studied here were collected from the lower member of the Agrio Formation, in dark shales levels. The preservation of the specimens varies from one locality to another. Specimens occur both in calcareous nodules or embedded in the shales. The best and more complete ones are in the nodules. Ammonites from the shales comprise mostly body chambers, either with the shell or as internal moulds, locally with fragmentary or crushed phragmocones. This type of preservation generally prevents the proper observation of suture lines.

The localities at which *Chacantuceras* has been found (Fig. 2) are arranged here from north to south. Those marked with an asterisk (*) are the ones from which we have collected material:

* *Arroyo Truquicó*: This is the section where Bodenbender in 1889 collected the first Neocomian fossils from the Neuquén basin, described by Behrendsen (1892). The section is located south-

MA	ZONES/SUBZONES	
-134	E. VALANGINIAN LATE VALANGINIAN	angulatiformis
		<i>Neocomites</i> sp.
		<i>Chacantuceras ornatum</i>
	atherstoni	<i>Pseudofavrella angulatiformis</i>
		<i>O. (Lemurostephanus)</i> sp.
-136	E. VALANGINIAN LATE VALANGINIAN	<i>Karakaschiceras attenuatus</i>
		<i>Olcostephanus (O.) atherstoni</i>
		<i>Lissonia riveroi</i>
		<i>"Neocomites" wichmanni</i>

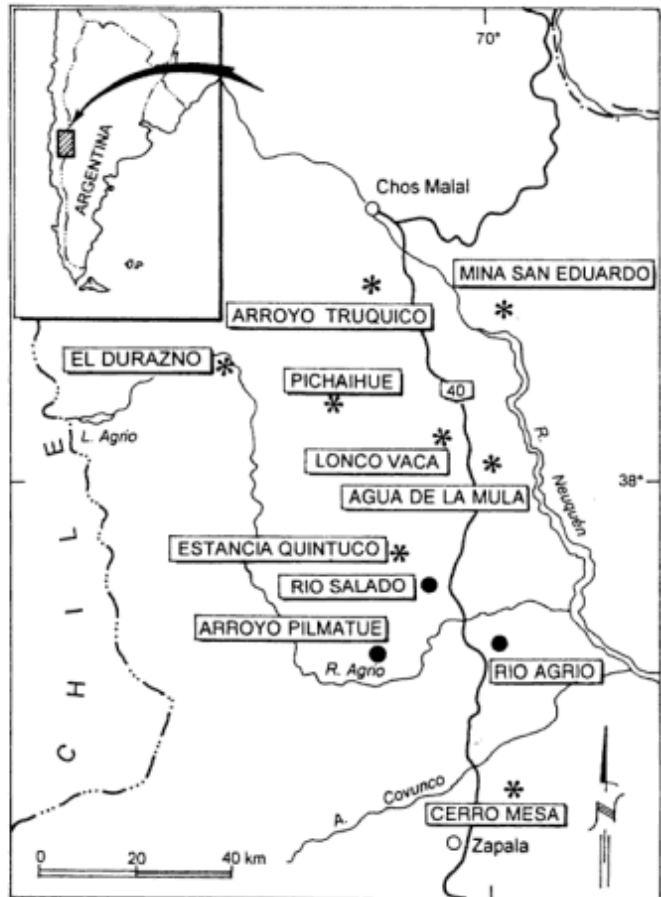


Figure 2: Locality map of *Chacantuceras ornatum* in the Neuquén basin. The asterisk indicates that the authors have visited the locality.

Figure 1: Valanginian ammonite zonation in the Neuquén basin (modified from Aguirre-Urreta and Rawson 1997, 1998). The numerical time scale is based on Gradstein et al. (1996).

east of the town of Chos Malal, approximately 10 km from the junction of Truquicó creek with the río Neuquén (Bodenbender 1892) (Fig. 2). Only the lowest 180 metres of the Agrio Formation are well exposed; the base is in sharp and concordant contact with the green sandstones of the Mulichinco Formation. *Chacantuceras ornatum* is represented by fragmentary specimens.

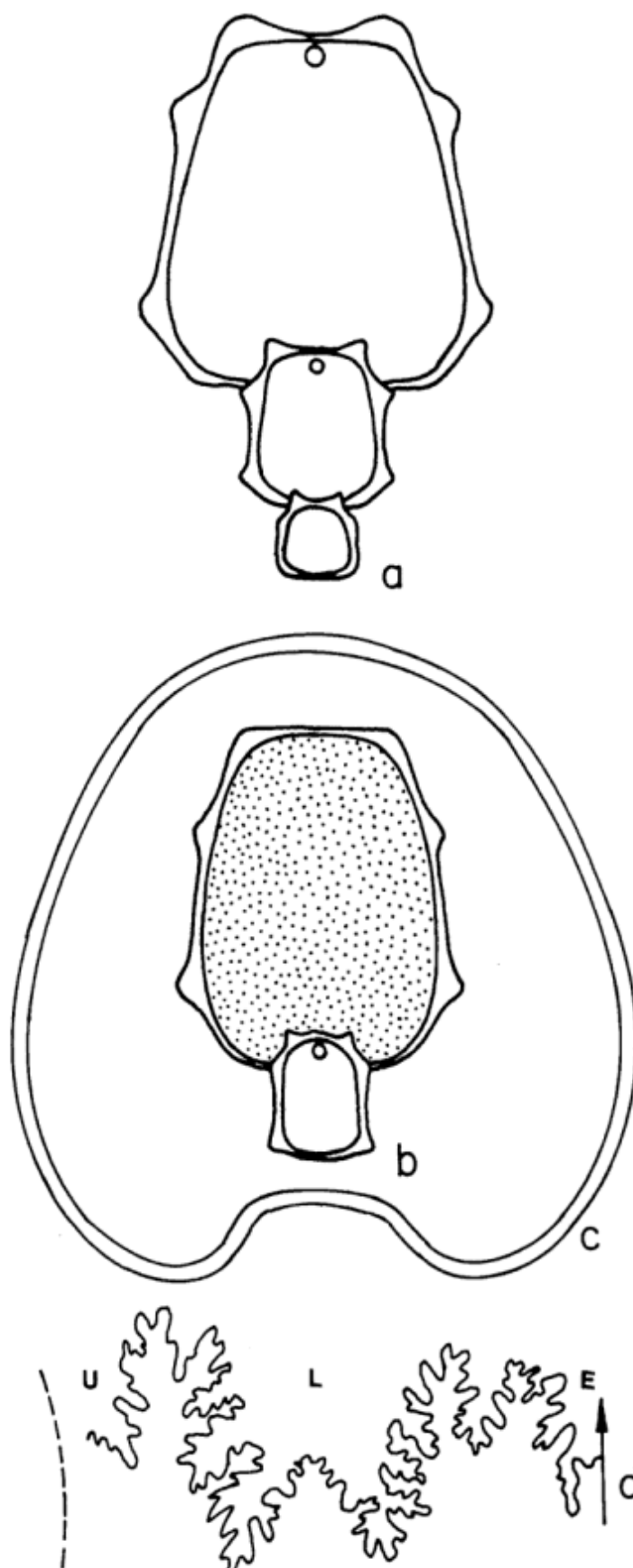
* *Mina San Eduardo*: Close to the San Eduardo mine, an abandoned coal mine. The section is 7 km west-southwest of Curaco settlement. The complete Agrio Formation is very well exposed, reaching more than 1,000 meters. *Chacantuceras ornatum* is preserved only in one level of calcareous nodules in silty shales.

* *El Durazno*: Close to El Durazno settlement, and 12 km northwest of Colipilli. Only the lowest 100 metres of the Agrio Formation are exposed; the base is concordant with the sandstones of the Mulichinco Formation. *Chacantuceras ornatum* is represented by fragmentary specimens in three distinctive levels.

* *Pichaihue*: Situated 2 km southeast of Puesto Rivera, downstream along the Pichaihue creek, at the northern end of sierra de Chorriaca. Access to Puesto Rivera is on a secondary road, 12 km east of Colipilli. Complete sections of the Agrio Formation crop out on both flanks of the Chorriaca anticline. *Chacantuceras ornatum* is preserved in calcareous nodules and in the shales. Nine fragments of whorls (CPBA 18382), one phragmocone (CPBA 18380), and a nearly complete specimen (CPBA 18381, A. Concheyro collection) have been collected.

* *Lonco Vaca*: Close to national road 40, 60 km south of Chos Malal. Access to the section is from the Puesto Casa Nuestra. The Lower Agrio Member is well exposed, west of the road. *Chacantuceras ornatum* has been recovered from several levels of calcareous nodules. The studied material consists of: seven fragments of body chambers (MLP 20379, 20381, 20382) and two incomplete specimens showing the inner whorls (MLP 20380) (all in A. Gutiérrez collection); and a juvenile (CPBA 18127), eleven incomplete phragmocones (CPBA 16972), five fragments of whorls including a large phragmocone (CPBA 16966) and thirty five fragments of whorls including phragmocones and body chambers (CPBA 18335, 18336, 16968, 16969) in our collection.

Figure 3: Whorl sections and suture line of *Chacantuceras ornatum* (Olivero). a) MLP 20995, b) MLP 20996, c) CPBA 18386.3. All x 1. Stipples indicate body chamber. d) suture line at H: 27.5 mm, CPBA 18387, x 3.



* *Agua de la Mula*: This is a classic section of the Agrio Formation, described by Weaver (1931). It is located 80 km south of Chos Malal, with the access on a secondary road to a dry oil well, on the western flank of cordillera del Salado. The beds with *Chacantuceras ornatum* reach 25 meters and seven levels with this fauna have been identified. Eight fragments of body chambers (CPBA 16970) and one fragment of body chamber (CPBA 18379, F. Dásquez collection), and a crushed specimen (MLP 20446) (A. Gutiérrez collection) have been studied. Most specimens were very fragmentary, but eight specimens were collected for study.

* *Estancia Quintuco*: A partial section of the Lower Member of the Agrio Formation crops out at this locality. It is situated north of Pampa de Pilmatué, near the puesto of Estancia Quintuco. Access is through a poor dust road approximately 15 km southwest of Coihueco. Six horizons with *Chacantuceras ornatum* have been identified in 18 meters of section. The studied material consists of eight incomplete specimens (CPBA 18385, 18386), and eleven fragments of whorls including phragmocones and body chambers (CPBA 18383, 18384).

Arroyo Pilmatué: this creek is a tributary of the río Agrio. The locality is 15 km north-northwest of Bajada del Agrio town, and 7 km southwest from the bridge on national road 40 over the río Salado. A. Gutiérrez collected five specimens including phragmocones and body chambers (MLP 21634, 21639, 21641) in a section measured in the north plunge of Pilmatue anticline.

"*Pigmatué*": The exact position of this locality is unknown. Twenty specimens (CPBA 16965) are labelled "Pigmatué", Neuquén, Humphrey collection, and housed at the University of Buenos Aires. This is a misspelling of Pilmatué, an area located north of the Río Agrio, and west of national road 40. Two other localities described here, Arroyo Pilmatué and Estancia Quintuco, are also from this general area.

Río Salado: Located west of national road 40, 75 km north of Zapala, 2 km upstream from the bridge on national road 40 over the río Salado. The Lower Agrio Member crops out west of the road. Eight specimens including phragmocone and body chambers (MLP 20995, 20996, 20997, 20999, 21000) were collected by A. Gutiérrez.

Río Agrio: This is the type locality of the Agrio Formation. The best sections are near Bajada del

Agrio, a small town on road 40, 60 km north of Zapala. Two fragments of body chambers (MLP 21917) were collected by A. Gutiérrez.

* *Cerro Mesa*: This is another classic section of the Neuquén basin, described by Gentili (1950), and part of its abundant ammonoid fauna was studied by Giovine (1950). Access is through a secondary road from Covunco Centro, a settlement located 20 km north of Zapala on the national road 40. Here, only part of the lower member of the Agrio Formation is exposed, represented in shallower-water facies than in the rest of the localities. We have collected three fragments (CPBA 18025) and there are two fragments in the Garate Zubillaga collection (MLP 12214).

Systematic Palaeontology

Superfamily Perisphinctaceae Steinmann, 1890
 Family Neocomitidae Salfeld, 1921
 Subfamily Neocomitinae Salfeld, 1921
 Genus *Chacantuceras* gen. nov.

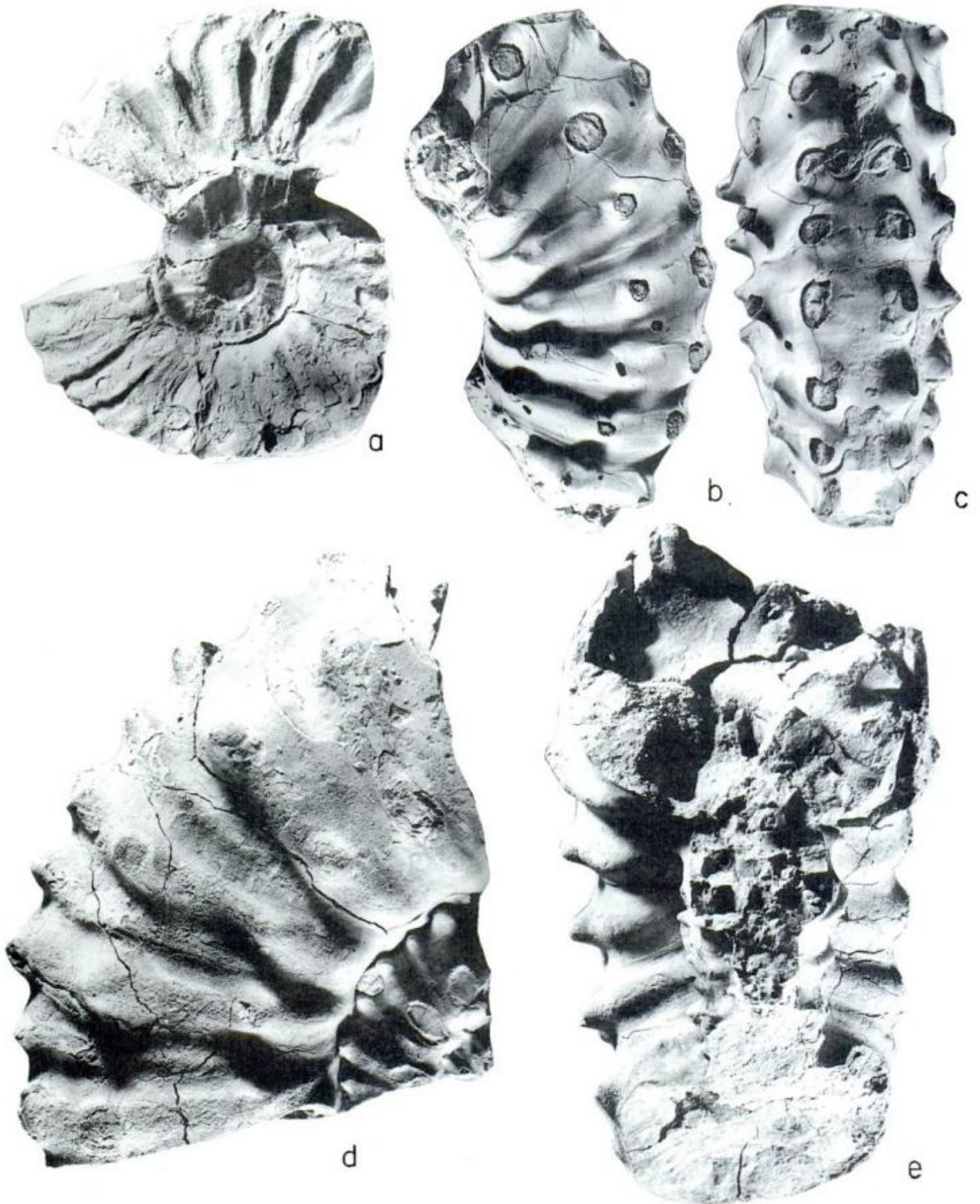
Type species: *Neocosmoceras ornatum* Olivero 1983.

Derivation of name: Chacantu - a Mapuche Indian name for sea-shell.

Diagnosis: A large (probably to at least 500 mm diameter), evolute neocomitid with strong, coarse, predominantly trispinose ribs from an early growth stage.

Discussion: There is a recurring trend in neocomitid ammonites to produce strongly-ribbed, often trituberculate, stout-whorled offshoots. Such modifications sometimes appear early in ontogeny, as in *Chacantuceras*, but more often develop in mid to late growth stages to produce ammonites showing a superficial resemblance to the (predominantly European) Early Hauterivian genus *Acanthodiscus*. *Chacantuceras* does not show the finer ribbing with ventro-lateral clavi typical of the inner whorls of true *Acanthodiscus*. It is also more evolute and less inflated. *Hoplitocrioceras* is even more evolute, almost uncoiling. It also differs from *Chacantuceras* in having a more inflated, predominantly sub-triangular whorl section, and more widely spaced primary ribs with more numerous secondaries.

The type species of *Chacantuceras* was originally identified as a *Neocosmoceras* and therefore dated as Berriasian (Olivero 1983). No ammonites were found above or below this level to help constrain the age dating. *Neocosmoceras* is a widely distributed, mid-Berriasian genus with strong trituberculate ribs, but in at least the earlier growth stages these branch irregularly from an



by a gap of more than 250 kilometers without Lower Cretaceous marine deposits, which either formed a local land area as proposed by Riccardi (1988, Fig. 17) or the rocks have been eroded away. Despite both basins being open to the Pacific ocean (at least until Hauterivian times) there are surprisingly few affinities between their coeval marine invertebrate faunas, especially their ammonites. Riccardi (1991) compared the composition and diversity of the ammonites of these two basins with several areas around the world for the Jurassic and the Cretaceous.

If we take into consideration the Tithonian-Hauterivian interval, when both the Neuquén and Austral basins were predominantly marine, the highest taxonomic resemblance occurred during the Tithonian with a continuous decrease up to the Hauterivian (Riccardi 1991). In the case of the Valanginian, the ammonoid diversity of both basins is very different.

Up to the present, only two ammonite genera have been recorded from the Valanginian of the Austral basin: *Olcostephanus* and *Umgazanicerias*. The first one has a cosmopolitan distribution while the second was previously known only from South Africa (Klinger and Kennedy 1979). In addition, Riccardi (1988) indicated that several Berriasian genera (such as *Jabronella*, *Neocosmoceras*, and *Delphinella*) may extend into the lowest Valanginian beds. However, the *Neocosmoceras* record is at least partially based on the specimens here assigned to *Chacantuceras*. In Neuquén, the record is more varied. At least four genera are known from the Early Valanginian (*Lissonia*, *Acantholissonia*, *Neocomites* and *Valanginites*) (Leanza 1972, Leanza and Wiedmann 1989, Aguirre-Urreta and Rawson 1998) and eight from the latest Early and Late Valanginian, including *Olcostephanus* and *Chacantuceras* (Aguirre-Urreta and Rawson 1998). *Olcostephanus* is the only genus previously recognised as common to the two basins, so that *Chacantuceras* provides an important additional link.

Olcostephanus appears in the Neuquén basin just above the continental Mulichinco Formation, in dark shales of the Agrio Formation, while in the Austral basin it is also present in black shales of the Rio Mayer Formation and equivalents (Ramos 1979, Nullo *et al.* 1981). *Chacantuceras* is known from nodules in yellowish mudstones in the Tres Lagunas Formation in the Austral basin (Olivero 1983), and in calcareous nodules or black shales of the Agrio Formation.

Thus, the presence of *Olcostephanus* and

Chacantuceras in the Neuquén and Austral basin seems to be related to transgressive facies presumably associated with rises of sea level. The overall lack of faunal affinities in the Lower Cretaceous sections of both basins is still poorly understood taking into account the lack of any significant known physical barrier; being most probably a combination of factors such as oceanic currents and temperature of sea water.

Acknowledgements

The authors wish to acknowledge A.C. Riccardi (Museo de La Plata) and F. Medina (CIRGEO) for the loan of specimens under their care. Special thanks to A. Gutiérrez (Bridas S.A.) for many years of fruitful discussions. The reviewers E. Olivero (CADIC) and M. Company (University of Granada) improved the manuscript with their comments. CONICET (PIA 6205/96) and Universidad de Buenos Aires (UBACyT Tx-56) support is acknowledged. Special thanks are due to the Fundación ANTORCHAS and the BRITISH COUNCIL for their financial assistance.

REFERENCES

- Aguirre-Urreta, M. B. and Rawson, P. F., 1995. Estratigrafía y amonites del Valanginiano superior de la región de Chos Malal, Cuenca Neuquina. Actas 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía: 7-14, Trelew.
- Aguirre-Urreta, M. B. and Rawson, P. F., 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén basin, Argentina. Geological Magazine 134(4): 449-458.
- Aguirre-Urreta, M. B. and Rawson, P. F., 1998. Stratigraphic position of *Valanginites*, *Lissonia* and *Acantholissonia* in the Lower Valanginian (Lower Cretaceous) sequence of the Neuquén basin, Argentina. In: Oloriz, F. (Ed.): Advancing Research on Living and Fossil Cephalopods, 521-529. Plenum Press.
- Behrendsen, O., 1892. Zur Geologie des Ostabhanges der argentinischen Cordillere. Zeitschrift Deutsche geologische Gesellschaft 44: 1-42 (in Spanish Actas de la Academia Nacional de Ciencias 7(1921): 159-227).
- Bodenbender, G., 1892. Sobre el terreno jurásico y cretácico en los Andes argentinos entre el río Diamante y el río Limay. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 13: 5-44.
- Collignon, M., 1962. Atlas des fossiles caractéristiques de Madagascar (Ammonites). 8 (Berriasien, Valanginien, Hauterivien, Barrémien). Service Géologique, Republique Malgache, Tananarive, 96 p.
- Fatmi, A. N., 1977. Neocomian ammonites from northern areas of Pakistan. Bulletin of the British Museum (Natural History) Geology, 28: 258-296.

Figure 6: *Chacantuceras ornatum* (Olivero). a, lateral view of nearly complete specimen (CPBA 16965.2) from Pilmatué. b-c, lateral and ventral view of incomplete body chamber (CPBA 16970.1) from Agua de la Mula. d-e, lateral and apertural views of incomplete phragmocone (MLP 20995) from Río Salado. Specimens coated with ammonium chloride. Natural size.

- Gentili, C. A., 1950. Descripción geológica de la Hoja 35c, Ramón M. Castro, Neuquén. Boletín de la Dirección General de Industria Minera 72: 1-42.
- Gerth, H., 1925. La Fauna Neocomiana de la Cordillera Argentina, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. Actas de la Academia Nacional de Ciencias 9(2): 57-132.
- Giovine, A. T., 1950. Algunos cefalópodos del Hauteriviense de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2(5): 35-76.
- Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Ogg, J. G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J. and Huang Zehui, 1996. A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. Society for Sedimentary Geology, Special Publication 54: 95-126.
- Groeber, P., 1953. Andico. In: Geografía de la República Argentina, Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA 2(1): 349-541.
- Klinger, H. C. and Kennedy, W.J., 1979. Cretaceous faunas from southern Africa. Lower Cretaceous ammonites, including a new bochianitid genus, from Umgazana, Transkei. Annals of the South African Museum 78(2): 1-8.
- Kullman, J. and Wiedmann, J., 1970. Significance of sutures in phylogeny of Ammonoidea. The University of Kansas Paleontological Contributions 44: 1-32.
- Leanza, H. A., 1972. *Acantholissonia*, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, República Argentina y su posición estratigráfica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27(1): 63-70.
- Leanza, H. A. and Wiedmann, J., 1980. Ammoniten des Valangin und Hauterive (Unterkreide) von Neuquén und Mendoza, Argentinien. Eclogae geologicae Helveticae 73(3): 941-981.
- Leanza, H. A. and Wiedmann, J., 1989. Nuevos ammonites del Berriasiano/Valanginiano (Cretácico inferior) de Neuquén, Argentina. In: Wiedmann, J. (Ed.): Cretaceous of the Western Tethys. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, 793-810, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Macellari, C., 1988. Cretaceous Paleogeography and depositional cycles of western South America. Journal South American Earth Sciences 1: 373-418.
- Malumián, N., Nullo, F.E. and Ramos, V.A., 1983. The Cretaceous of Argentina, Chile, Paraguay and Uruguay. In: Moullade, M. and Nairn, A.E.M. (Eds.): The Phanerozoic Geology of the World II, The Mesozoic, B, 265-304, Elsevier, Amsterdam.
- Nullo, F. E., Proserpio, C. A. and Blasco, G., 1981. El Cretácico de la Cuenca Austral entre el lago San Martín y Río Turbio. In: Wolkheimer, V. y Musacchio, E. (Eds.): Cuencas Sedimentarias de América del Sur 1: 181-220.
- Olivero, E. B., 1983. Ammonoideos y bivalvos berriasianos de la Cantera Tres Lagunas, Chubut. Ameghiniana 20(1-2): 11-20.
- Ramos, V. A., 1979. Tectónica de la región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina. Actas 2° Congreso Geológico Chileno: B1-B32, Arica.
- Riccardi, A. C., 1988. The Cretaceous System of southern South America. Geological Society of America Memoir 168: 1-161, Boulder.
- Riccardi, A. C., 1991. Jurassic and Cretaceous marine connections between the Southeast Pacific and Tethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 87: 155-189.
- Russo, A. and Flores, M. A., 1972. Patagonia Austral Extra Andina. In: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias: 707-726, Córdoba.
- Weaver, C., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Memoir University of Washington 1: 1-469.

Recibido: 27 de agosto, 1997

Aceptado: 3 de agosto, 1998

Anatomía de parasecuencias en un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos, cuenca triásica de Ischigualasto, San Juan

Juan Pablo MILANA

CONICET, Instituto de Geología, Universidad Nacional de San Juan,
Cereseto y Meglioli, 5400 San Juan, Argentina

ABSTRACT. *Anatomy of Triassic rift-lake parasequences, and their relation to hydrocarbon generation, Ischigualasto Basin, San Juan.* Three parasequence (Pac) types were recognized in the development of the Triassic Ischichuca-Los Rastros lake system. All Pacs indicate intervals of sedimentary progradation/aggradation at a ramp-type basin margin, interrupted by sharp flooding surfaces. Each Pac type results from the interaction between the accommodation space available and the lake depth. The type-A Pac is the typical upward-coarsening and shallowing Pac; it shows internal clinoforms indicating normal delta front slopes of 15-20°, flattening through effluent reactivation surfaces to 5-8°. It begins with a muddy, organic-rich deposit (condensed interval), then open-lake dark shales, prodelta rhythmites, (seasonal discharges), delta-front sands, and delta-top coarse sands. Major sand beds in the prodelta correlate with truncation surfaces in the delta front. This Pac indicates the deepest stage of the lake (although no more than 20-30 m deep) and the highest accommodation space. Preservation of the deltaic clinoforms suggest they were produced by hypopycnal outflows entering a permanently stratified lake, with a thermocline at 4-8 m deep, causing deposition at the distal delta front by vertical settlement, without sediment gravity flows. The type B Pac is upward-coarsening and then fining. The fine-grained part is comparable to that of A-Pacs except for the more carbonaceous nature of the shales, with some non-autochthonous coals initiating the Pac. The upward-coarsening cycle is interrupted by an erosive surface representing the progradation of braided channels. The B-Pac indicates a shallower lake and a lower accommodation space than the A-type, promoting partial erosion of the middle part of the Pac as the braid-delta prograded. The lake was stratified but the source rock is more gas-prone because of a higher ligneous component. The C-Pac is the most abnormal, as shown by the textural inversion, like B-Pacs, but across an erosive surface that disappears laterally within the lacustrine muds. This Pac indicates fan delta progradation events in a shallow marginal lake, but is associated with a high accommodation space, preventing channels from moving laterally. High sedimentation rates and low depths made C-Pac shales almost devoid of organic matter. Type-C Pacs (sandy fan deltas) dominate the lake's first stage; A-Pacs (sandy Gilbert deltas) dominate the middle, whereas B-Pacs (sandy braid-deltas) dominate the last lake stage, indicating an overall transgressive, aggradational and regressive style of deposition of the entire lacustrine cycle. Such style and the lake's maximum flooding surface (MFS) are traceable across the basin, but not individual parasequences. Lack of Pac correlation indicates that they formed by localized events of progradation (autocyclic), with a stable lake level. Evolution of organic matter content in a Pac, more or less follows the tendency observed in depositional sequences. Although total organic carbon (TOC) values do not vary significantly along Pac shales, hydrocarbon potential indicate that the organic matter is less favourable close to the delta unit, indicating that a terrigenous input replaces the autochthonous organic matter. No qualitative variations in source rocks were detected between the deepest lake and the shallow lake epochs, supporting models that suggest source-rock quality mostly depends on detrital starvation than in basin depth.

Introducción

La estratigrafía secuencial en cuencas lacustres ofrece la oportunidad única de comprobar algunas de las hipótesis establecidas para sistemas más extensos, como las secuencias de márgenes continentales. Esto se debe a que las secuencias en un lago generalmente muestran una extensión areal

mucho menor, además del hecho que las posibles fluctuaciones de nivel del lago suelen ser también de menor escala. A pesar de esta menor escala, las variaciones texturales que se pueden observar en secuencias lacustres no son menos impresionantes que en otros sistemas, habiéndose reconocido la utilidad de la aplicación de los conceptos estratigráficos secuenciales a depósitos lacustres tanto en

nuestro país (Kokogian *et al.* 1989, Kokogian y Mancilla 1989, Kokogian *et al.* 1993, Fernandez Seveso *et al.* 1993), como en el resto del mundo (cf. Scholz y Rosendahl 1990, Liro y Pardus 1990, Xue y Galloway 1993, Scholz 1995). Muchas veces, los mismos lagos han sido contribuyentes clave para definir algunas características de partes de una secuencia como lo son las regresiones forzadas (Hunt y Tucker 1992, Posamentier *et al.* 1992, Mellere y Steel 1995) reconocidas y estudiadas en su detalle en un lago jurásico-triásico de Groenlandia (Dam y Surlik 1992, Dam *et al.* 1995). Sin embargo, la gran cantidad de estas secuencias en sistemas lacustres y la frecuencia de cambios granulométricos interpretables como variaciones paleobatimétricas, abren el interrogante de si son realmente producto de cambios en el nivel de base o bien de otro mecanismo como la no provisión cíclica de aporte detrítico a partes de la cuenca.

Tal es el caso del lago triásico que se generó durante la primer fase de rifting de la cuenca de Ischigualasto y que hemos denominado Ischichuca-Los Rastros en reconocimiento a las dos principales formaciones que lo componen. En esta secuencia lacustre se observa una compleja historia batimétrica a lo largo de cualquier perfil vertical que se realice en su sector austral. Una inspección rápida del material de estudio sugiere que los depósitos son muy adecuados para establecer la evolución del nivel del lago, y por lo tanto elaborar una detallada historia de secuencias depositacionales. Sin embargo, veremos que en este trabajo sólo se ha reconocido una única secuencia depositacional, asociada a un efectivo cambio en la profundidad media del lago. Además de esta variación del nivel de base de larga duración, ninguno de los restantes indicadores de fuertes cambios paleobatimétricas parecería estar asociado a una variación del nivel de base, sino a una variación en el aporte detrítico. Cada parasecuencia estudiada implica un progresivo cambio paleobatimétrico desde condiciones de lago interno a plataforma deltaica superior (casi subaérea), mientras que cada límite caracteriza el rápido pasaje de condiciones casi subaéreas a lago interno, implicando una inundación de no menos de 20 metros. Es además frecuente observar la existencia de parasecuencias truncadas definidas por superficies de inundación menores. Así, no menos de 30 superficies de inundación principales se pueden detectar a lo largo de la historia de este lago. Sin embargo, se propone un nivel del lago muy estable, siendo cada parasecuencia el registro de la progresiva progradación de un sistema deltaico truncado por el rápido abandono del mismo e iniciando un intervalo de déficit de aporte detrítico que explica la profundización observada.

Un hecho destacable es que no todas las parasecuencias (**Pacs**) son iguales: se reconocieron tres

tipos principales, las cuales tipifican los tres estadios principales de la evolución del lago: expansión, permanencia y contracción. Estos tres intervalos pueden asimilarse a los cortejos sedimentarios progradacional, agradacional y retrogradacional respectivamente, que son los más típicos de secuencias lacustres (Xue y Galloway 1993). Aparentemente, las condiciones tectónicas que definieron la tasa de generación de espacio de acomodamiento, influyeron en estos tipos de parasecuencias. El otro condicionante fue la profundidad del lago, la cual en cierta medida también podría ser relacionada al tectonismo. Otra interesante característica de este lago es que en el sector de estudio nunca alcanzó importantes profundidades como las indicadas para los típicos *rift-lakes* africanos. Los estudios de reconstrucciones topográficas sugieren máximas profundidades del prodelta distal de unos 20 a 30 m, lo que permite indicar que este lago nunca superó los 50 m de profundidad. Es por esta razón que cada parasecuencia, hasta en los intervalos de lago más profundo, muestra una evolución hasta condiciones de plataforma deltaica superior.

Geología regional y su relación con hidrocarburos

La cuenca de Ischigualasto es aún un interesante prospecto para la exploración petrolífera ya que pertenece a un sistema de cuencas continentales tensionales tipo *half-rift* generados en el oeste argentino durante el Triásico, y en los que generalmente se reconoce un intervalo de lutitas negras con potencial valor como generadoras de hidrocarburos. En particular, la cuenca de Ischigualasto es la segunda en dimensiones, luego de la cuenca Cuyana, que es una de las principales productoras de hidrocarburos de Argentina, y la mayor solo asociada a estratos continentales. Ambas cuencas presentan un desarrollo estratigráfico similar, reconociéndose en los últimos tiempos dos fases de *rifting* (Alcober 1993, Kokogian *et al.* 1993, Milana y Alcober 1994), lo que ha resultado de cierto interés prospectivo para algunas compañías petroleras. Sin embargo, a pesar de que existe roca madre razonablemente buena, no se ha practicado aún ninguna perforación en esta cuenca, probablemente debido a la falta de buenas trampas estructurales y a la inexistencia de evidencias superficiales de generación de hidrocarburos.

En cierto momento se pensó que las impregnaciones de hidrocarburos halladas en terrenos neógenos del área de Niquivil correspondían a petróleos triásicos migrados, pero recientes estudios geoquímicos y de biotrazadores permiten asociar dichas impregnaciones a roca madre ordovícica, más exactamente perteneciente a la Fm. Gualcamayo

(Mozetic, com. pers.). Esta unidad podría ser también la generadora de los rastros de hidrocarburos hallados en las unidades superiores calcáreas por Baldís y Beresi (1990). Estos avances, sumados al estudio más detallado de las características de la cuenca de Ischigualasto permitieron modificar el esquema de *full-graben* que permitía extender las isópacas triásicas hacia el Valle del Bermejo (cf. Stipančić y Bonaparte 1979), a un modelo de *semi-graben* (Milana y Alcober 1994) en donde el Valle del Bermejo componía el bloque basal, separado por la Falla de Valle Fértil (FVF) de la cuenca, y por lo tanto conformó un área semipositiva durante los intervalos de subsidencia tectónica del *semi-graben*. La reactivación compresiva de la FVF durante el Neógeno, ha permitido la exposición de las partes más espesas y centrales de la cuenca, en lo que actualmente son tres estructuras anticlinales alineadas SSE-NNW (Fig. 1), en las cuales se ha establecido la estratigrafía básica de la cuenca.

La cuenca de Ischigualasto se extiende aproximadamente 130 km en forma paralela a la FVF, y 50 km perpendicular a la misma. Existe además un cinturón marginal de 20 a 40 km de ancho en el bloque hundido del *semi-graben*, en donde la secuencia triásica se reduce al 10% respecto a los sectores más espesos. No existe ninguna información sobre depósitos triásicos en el bloque elevado del *semi-graben*, debido a que luego de la inversión tectónica, los

posibles sedimentos de esta edad, habrían quedado enterrados por los 7 a 8 km de depósitos neógenos que se observan en líneas sísmicas (Zapata y Allmendinger 1996). Algunas interpretaciones sísmicas indican que existiría una cuña de sedimentos de posible edad triásica que desaparecería a los 10-15 km al oeste de la FVF (Fernández Seveso y Tankard 1995). Esta podría reflejar la acumulación durante las etapas *post-rift*, de subsidencia termal generalizada (Milana y Alcober 1994). La parte más espesa de la cuenca se encuentra en el área del Cerro Rajado; la suma de los sedimentos aflorantes (unos 4000 m) y su correlación con las líneas sísmicas sugieren un espesor máximo de sedimentos triásicos de 7500 m.

La evolución vertical del relleno sedimentario, la geometría de las unidades depositacionales y las épocas de volcanismo basáltico permiten definir la existencia de dos fases de *rifting* seguidas por etapas de *postrift* dominadas por subsidencia tectónica decadente (Fig. 2, Milana y Alcober 1994). Durante las etapas de *synrift*, el aumento de la tasa de generación de espacio de acomodamiento permitió la preservación de secuencias de grano más fino. De tal forma, durante el primer *synrift* ocurre la acumulación de las Formaciones Chañares (aluvial-lago somero) e Ischichuca (lago de prof. media), mientras que la Fm. Los Rastros, más rica en arenas (lago somero) indica el subsecuente *postrift*. El

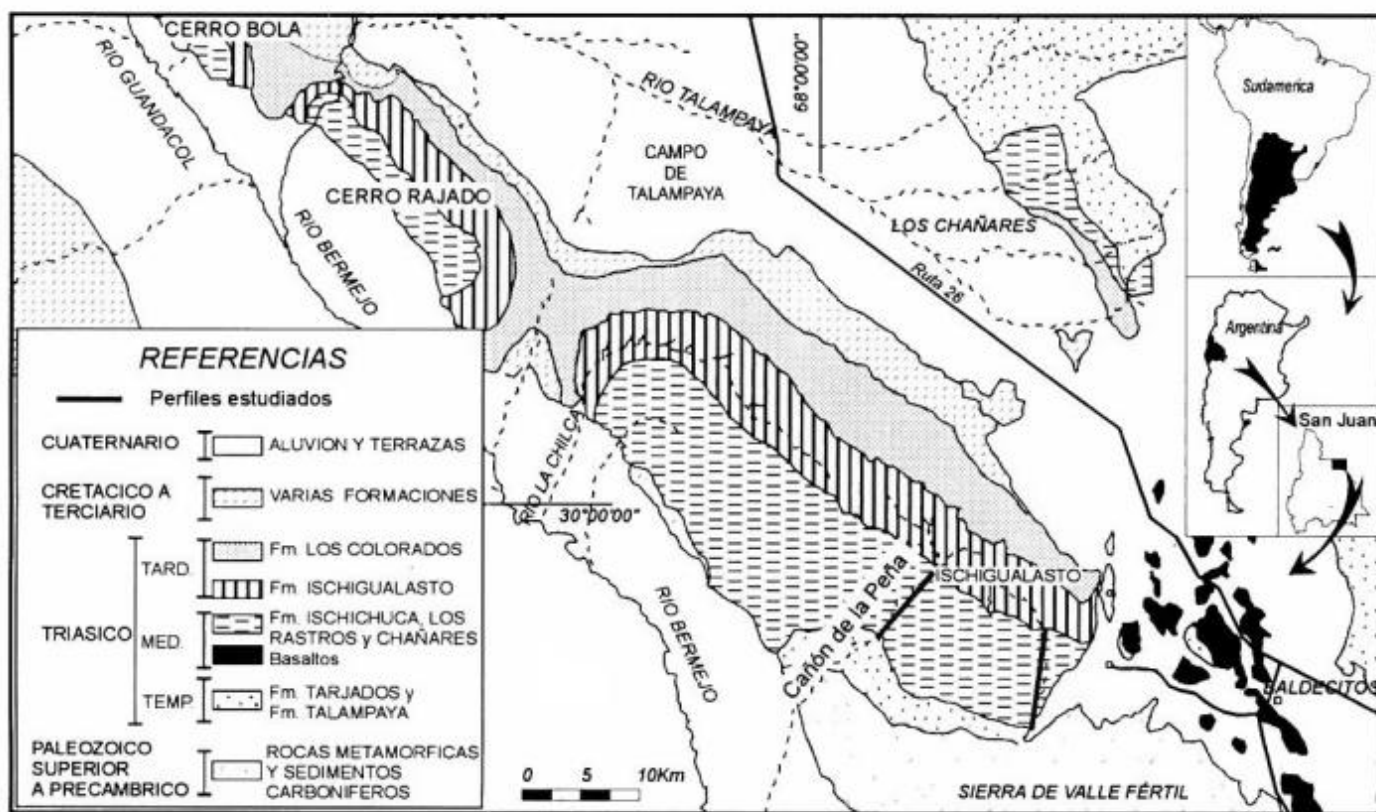


Figura 1: Mapa regional de la cuenca de Ischigualasto y localización del perfil estudiado.

segundo *synrift* es indicado por la Fm. Ischigualasto que si bien no llega a estadios lacustres, produce un sistema de lagunas someras y planicies de inundación anegadas, seguido por una etapa de *postrift* indicada por la Fm. Los Colorados, nuevamente arenosa. El estudio de las interrelaciones entre tendencias texturales, paleoambientales, isopáquicas y las migraciones del eje de cuenca permitieron a Milana y Alcober (1994) asignar a esta cuenca un modelo de semigraben, limitado por una falla de crecimiento tipo II (Schlische 1991) en donde se incrementa muy rápidamente el espacio de acomodamiento durante el *synrift*.

Durante el momento de cuenca hambrienta o subalimentada que suele ocurrir durante el *synrift*, se generó un lago que comprendió casi toda la extensión de la cuenca (130 x 50 km). Si bien este lago no fue muy profundo, estimándose que su profundidad media fue de 15 a 30 metros, con posibles máximos de 50 a 60 metros, la estratificación permanente, aparentemente termal, permitió la sedimentación de lutitas grises a negras en los frentes deltaicos distales, sugiriendo una termoclina ubicada a unos 6 a 8 m de profundidad o menos. La termoclina habría permitido la existencia de un ambiente pobre en oxígeno, facilitando la preservación de la materia orgánica en casi todas las partes inferiores de las parasecuencias. Sin embargo, la materia orgánica ha resultado muy variable y de peor calidad como potencial generadora de hidrocarburos respecto a la de la cuenca Cuyana. Estas características abren varios interrogantes acerca del funcionamiento de este lago y su entorno. Así por ejemplo: 1) la existencia de la termoclina muy superficial en un lago tan grande, 2) la escasa profundidad del lago comparada a propuestas de lago más profundo (cf. Ortiz 1968), 3) la ausencia de recambio de las aguas profundas indicativo de una termoclina muy estable, y 4) la ausencia de cambios de nivel lacustre notables y 5) las diferencias paleolimnológicas con el sistema de la cuenca Cuyana. Como se tratará a continuación, la interacción entre el clima reinante y el sistema depositacional habría sido la clave para resolver estas cuestiones.

Conceptos usados para la división de paquetes estratigráficos

Existen dos principales corrientes en lo que respecta a la división de paquetes estratigráficos ligados a variaciones reales del nivel de base (el que se entiende por una superficie de agua a la cual los ríos gradan y en la cual los deltas son construidos). La primera y clásica forma, esquematizada en un principio por Sloss *et al.* (1949) y luego definida formalmente por Mitchum *et al.* (1977), se basa en la

definición de secuencias depositacionales limitadas por discordancias y sus correlativas concordancias. La segunda corriente, trabaja con el concepto de episodio depositacional definido por Frazier (1974) y enmarcado en un sistema secuencial por Galloway (1989) con el nombre de secuencia estratigráfica genética (*genetic stratigraphic sequence*). Ambas corrientes reconocen la misma arquitectura depositacional en relación a un ciclo de cambio del nivel de base (NB), pero difieren en la locación del límite de secuencia. En el primer caso, el límite coincide con las discordancias generadas durante la época de máxima velocidad de descenso del NB, mientras que en la segunda coincide con las superficies condensadas o transgresivas generadas durante la época de máxima velocidad de ascenso del NB. Evidentemente, la primera es más útil cuando se trabaja con registros sísmicos, mientras que la segunda puede ser más fácil de aplicar en ciertas secuencias en donde hay numerosas discordancias aunque sólo una superficie transgresiva.

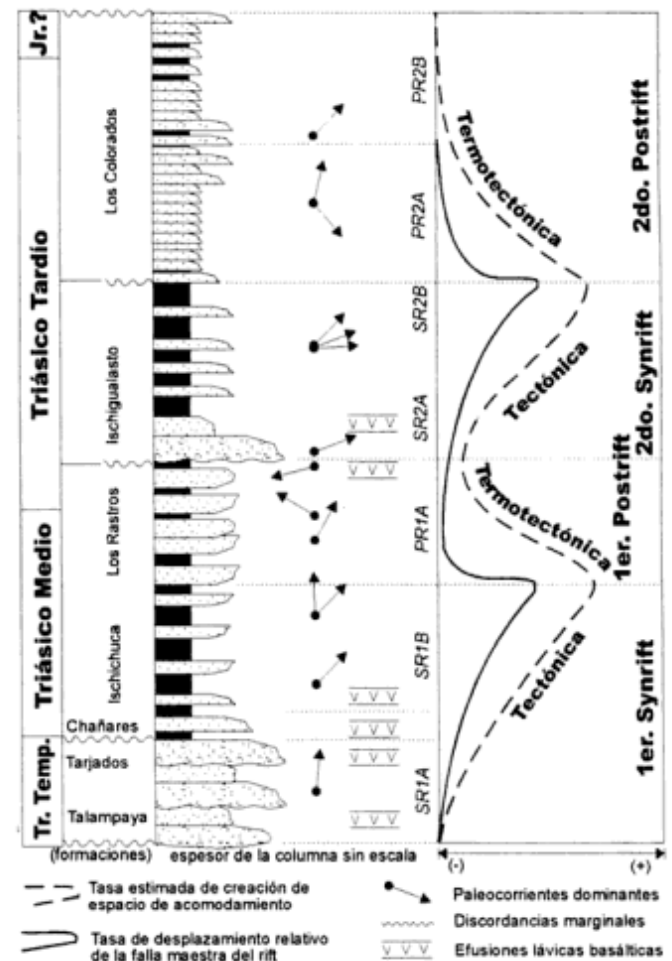


Figura 2: Secuencia estratigráfica generalizada de la cuenca de Ischigualasto mostrando los intervalos de rifting activo y los subsiguientes postrift (basado en Milana y Alcober 1994).

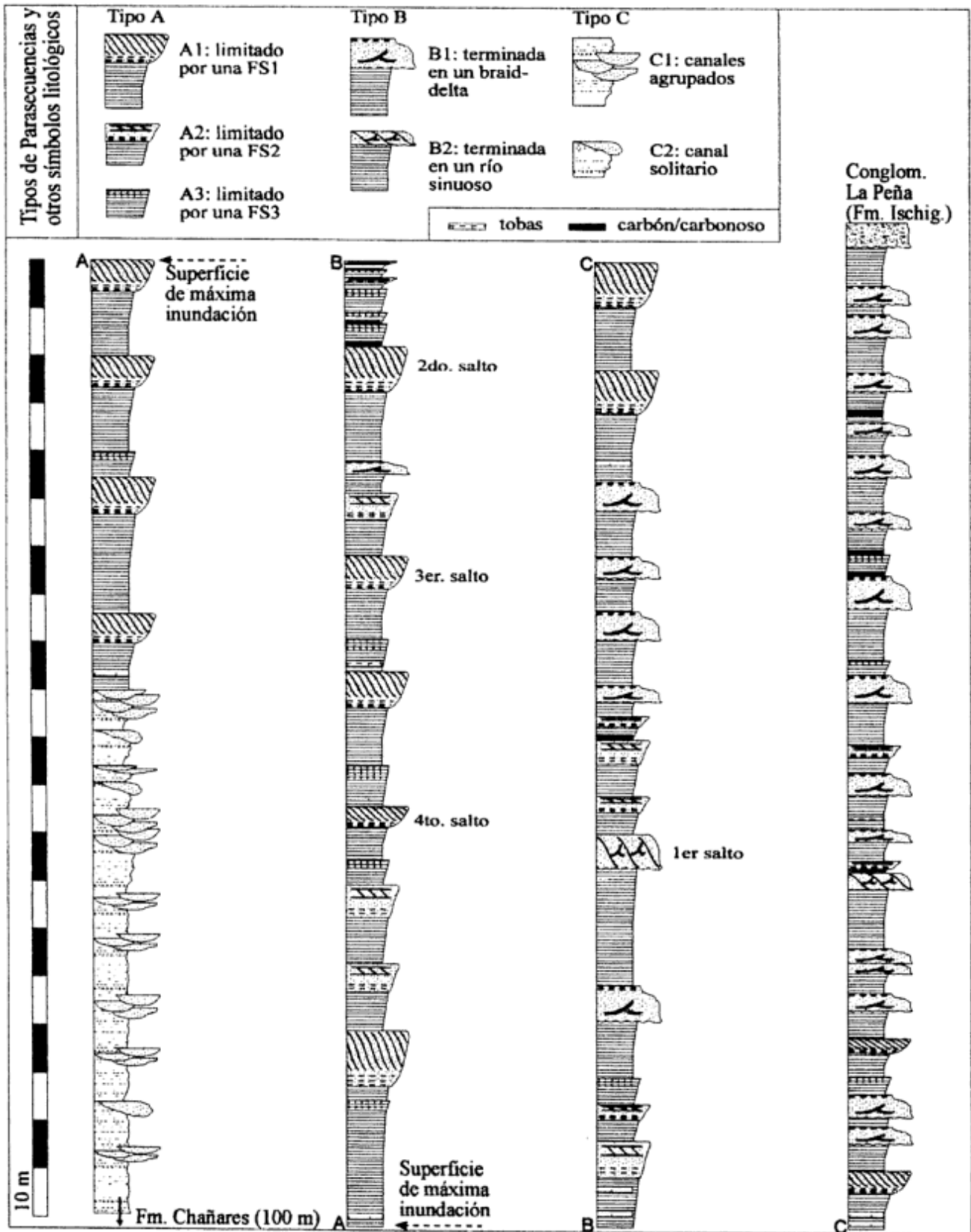


Figura 3: Perfil estratigráfico del ciclo lacustre Ischichuca- Los Rastros, levantado a lo largo del Cañón de La Peña. Se han discriminado los tipos de parasecuencias y las jerarquías de superficies de inundación.

No es la intención de este trabajo determinar cual de ambas técnicas es la más útil para dividir paquetes estratigráficos en el campo. Sin embargo es interesante destacar que ambas corrientes reconocen la existencia de parasecuencias (**Pacs**), igualmente definidas, como el ladrillo fundamental de construcción de cualquiera de los tipos de secuencias. Si bien existen diferencias semánticas entre las Pacs "típicas" de las secuencias depositacionales (Van Wagoner *et al.* 1988, 1990) y los "eventos depositacionales" (Frazier 1974; véase también Galloway 1989; Xue y Galloway 1993), la secuencias de facies y eventos es la misma. Por ello, no existe discusión acerca del reconocimiento de Pacs que, como son definidas por Van Wagoner *et al.* 1990) son una sucesión relativamente concordante de estratos genéticamente relacionados y limitados por superficies de inundación (marinas) y sus correlativas superficies. Las Pacs pueden a su vez estar arregladas en paquetes de tres tipos: progradacional, agradacional o transgresivo según la tendencia que se observe en la evolución vertical de las mismas.

Debido a esta concordancia de opiniones, se utilizará la Pac como la herramienta básica para la descripción del arreglo secuencial de los depósitos lacustres estudiados.

Dos principales tipos de Pacs han sido reconocidos hasta la fecha, ambos implicando una secuencia somerizante pero una es granocreciente y la otra granodecreciente hacia el tope (Van Wagoner *et al.* 1990). La Pac granocreciente es la más común y caracteriza ambientes de playa o deltaicos, o de costas arenosas dominadas por olas. En contraste, la Pac granodecreciente caracteriza ambientes costeros planos, con planicies fangosas de marea, en donde los depósitos más someros son más pelíticos. Por otra parte, los límites de las Pacs hacia la cuenca pueden ser indistinguibles dentro de una secuencia básicamente pelítica, mientras que hacia el continente suelen estar truncadas por erosiones fluviales *locales* debido a la existencia de la cuña aluvial (cf. Van Wagoner *et al.* 1990).

Las Pacs pueden estar compuestas internamente por paquetes de estratos (*bedsets*). En el presente estudio, algunos de estos paquetes internos también representan una variación paleobatimétrica, y al igual que una Pac, se asocian a una secuencia somerizante menor, limitada por una superficie de inundación secundaria. Por ello, se ha creído conveniente definir diferentes jerarquías de superficies de inundación, en función de la magnitud del cambio paleobatimétrico indicado por el cambio de facies (Fig. 3). Una superficie de inundación de clase 1 (FS1) separa depósitos cercanos al NB (planicie deltaica superior, tope de canales distributarios, Fig. 4C, Fig. 5) de depósitos de prodelta distal

o lago abierto. La superficie de inundación tipo 2 (FS2) separa depósitos de frente deltaico del prodelta distal/lago abierto, mientras que la de tipo 3 (FS3) separa depósitos pertenecientes al prodelta proximal de aquéllos del prodelta distal o lago abierto (Fig. 4A). Sólo se han utilizado las FS1 para definir límites de Pacs y la tendencia general de las mismas (progradacional / agradacional / transgresiva), dado que las FS2 y FS3 muestran ser equivalentes laterales de otras FS1, y no equivalentes hacia el centro de la cuenca. Al no representar movimientos notables de la costa, no es lícito utilizar su arreglo para definir tendencias progradacionales o retrogradacionales. Este sistema de división no es congruente al tratamiento de Pacs indicado por Van Wagoner *et al.* (1990), pero se acerca al concepto de evento depositacional de Frazier (1967) que es local y al ser alimentado desde un punto, se interdiga lateralmente (Galloway 1989).

Evolución general del lago Ischichuca - Los Rastros

Como se indicó, este lago fue generado durante el primer *synrift* (sección Ischichuca), y decayó durante el primer intervalo de *postrift* (sección Los Rastros) de la cuenca de Ischigualasto. La primera unidad asociada al *synrift* es la Fm. Chañares que representa depositación en una llanura aluvial madura con altos componentes tobáceos, rápidamente seguida por sedimentación lacustre asociada a la Fm. Ischichuca. El *rifting* activo es indicado por el fuerte acuñamiento de las unidades lacustres hacia el margen pasivo del semigraben. Esta etapa de *synrift* produjo una importante subsidencia tectónica que creó grandes cantidades de espacio de acomodamiento, que, al no poder ser equilibrados por aporte sedimentario, permitió la rápida formación del lago de Ischichuca. El *rifting* activo está también indicado por numerosos niveles de lavas almohadilladas intercalados en las lutitas negras de Ischichuca (no en Los Rastros) y alimentados desde la FVF (área norte del Parque de Ischigualasto, Milana y Alcober 1994).

Los límites entre las tres formaciones involucradas en este primer *synrift* y *postrift* son gradacionales tanto verticalmente como lateralmente. No se detectaron estratos marcadores que permitieran nivelar diferentes perfiles a lo largo de la cuenca, excepto por el nivel de máxima inundación del lago (MFS). El espesor de estas tres unidades es de aproximadamente 800 m en el Cañón de La Peña, 20 km al SSE, cerca de la falla del Alto, se reduce a 300 m, y 35 km hacia el NNW, se engrosa a 2000 m, donde gran parte de dicho espesor está compuesto por vulcanitas. En el Cañón de La Peña, la Fm. Chañares (aluvial y muy enrojada) presenta 140 m de espe-

sor, el cual aumenta hacia la FVF y disminuye al alejarse de ella. La mayoría de las paleocorrientes en la parte inferior de este conjunto estratigráfico (Chañares-Ischichuca-Los Rastros), indican aporte desde el margen activo (FVF), el cual se vuelve mixto, finalmente dominando aporte desde el margen pasivo en la sección de Los Rastros (aunque es aún muy irregular).

La aparición del lago es bastante rápida, aunque se reconoce un intervalo transicional hacia las típicas facies de lutitas negras de Fm. Ischichuca. Luego de esta rápida expansión (intervalo transgresivo) sobreviene un intervalo en el que la profundidad del lago aumenta lentamente hasta la MFS y luego disminuye muy lentamente. Este podría reconocerse como un intervalo en donde la profundidad del lago fue media y razonablemente estable, definido por la acumulación de Fm. Ischichuca. Puede parecer difícil establecer un límite entre las formaciones Ischichuca y Los Rastros, sin embargo las diferencias son claras al inspeccionar la respectiva sección típica. La aparición de la Fm. Los Rastros marca el inicio del relleno de este lago, en el que se produce una progresiva somerización. Si bien los espesores de cada una de estas unidades son diferentes, esta evolución es reconocible a lo largo de toda la cuenca, aunque en ciertas áreas la profundidad del lago no alcanzó el nivel necesario para depositar secuencias de facies asimilables a Fm. Ischichuca, por lo que se reconoce a la Fm. Los Rastros directamente sobre Fm. Chañares, pero son siempre visibles las tres fases evolutivas lacustres (expansión, estabilidad y contracción).

Debido a que no existen importantes rupturas en la sedimentación de estas tres unidades, la secuencia lacustre completa puede ser tratada como una *secuencia depositacional*. Dentro de esta secuencia depositacional, las parasecuencias en el Cañón de La Peña, están arregladas en un primer intervalo retrogradacional de aproximadamente 140 m, luego en un intervalo agradacional (algo progradacional) de 200 m y finalmente en un paquete progradacional de 320 m de espesor. Nótese que ésta evolución es monitoreada por el tipo de parasecuencias limitadas por superficies tipo FS1, a lo largo del perfil. La historia sería completamente diferente si se utilizara la sucesión de todas las FS, considerándolas lateralmente persistentes.

La secuencia de cortejos depositacionales, sumado a los tipos de parasecuencias, sugiere que el margen del lago fue comparable a un margen tipo rampa (*ramp-basin margin*, Van Wagoner *et al.* 1990). Este parece ser el caso más frecuente en lagos según Xue y Galloway (1993) quienes enumeran algunas características compartidas por este lago: (1) Los lagos reciben aportes desde ambos lados a diferencia de cuencas marinas, por lo que se pueden encontrar paleocorrientes opuestas o muy

desorganizadas (Fig. 4B); (2) debido a la menor o escasa influencia de las olas o mareas, la distribución del sedimento hacia las áreas interdeltáicas es generalmente por suspensión, existen corrientes costeras menores, pero en el caso de estudio, las mismas habrían estado limitadas por la posición cercana al extremo sur de la cuenca; (3) como consecuencia de ser una cuenca de pequeña escala, la depositación pudo ocurrir en forma bastante regular produciendo cortejos depositacionales muy similares a lo largo de la misma, lo que contrasta con las secuencias marinas en donde el *locus* de acumulación migra notablemente en concierto con el nivel de base, generándose importantes hiatos y discordancias.

A pesar de estas similitudes existen otras discrepancias con respecto a las secuencias generadas en una cuenca lacustre con margen tipo rampa. Xue y Galloway (1993) proponen que una típica secuencia en este tipo de cuencas está limitada por una superficie de inundación máxima, e internamente se desarrolla como una sucesión de cortejos progradacionales, de nivel bajo (progradante) y retrogradacionales. Sin embargo; dicha secuencia *genética* no encaja en un sistema en donde el espacio de acomodamiento crece mediante tectonismo (lo usual en cuencas rift) y el nivel de lago se mantiene estable. En el paleolago estudiado, se estima que el nivel se ha mantenido estable debido a la comprobada correlatividad entre las diferentes FS y la ausencia de alguna discontinuidad visible a lo largo de toda la cuenca o al menos parte de ella (López 1995). En general los lagos de rifts evolucionan tal como el de Ischichuca-Los Rastros (Schlische 1991, Milana y Alcober 1994), encontrándose la MFS en la mitad del desarrollo. Por ello, aunque el funcionamiento del lago fue similar al estudiado por Xue y Galloway (1993) no se aplica el mismo criterio de reconocimiento de secuencias estratigráficas.

Parasecuencias tipo A: lago más profundo, mucho espacio

La característica básica de estas Pacs es la presencia de cliniformas (Fig. 5 y 6) que sugiere la presencia de deltas tipo Gilbert. La ausencia de cliniformas en algunas de ellas puede deberse al corte del afloramiento no adecuado, la escasa pendiente de algunos de los frentes deltaicos, o a la erosión (local) de las mismas debido a la existencia de canales distributarios locales. Este tipo de Pacs es muy similar a la Pac granocreciente descrita por Van Wagoner *et al.* (1990), aunque la evolución vertical no es tan gradacional. En las parasecuencias estudiadas, un intervalo pelítico y otro arenoso son claramente diferenciables y están separados por una rápida gradación de pelitas a arena (sin erosividad).

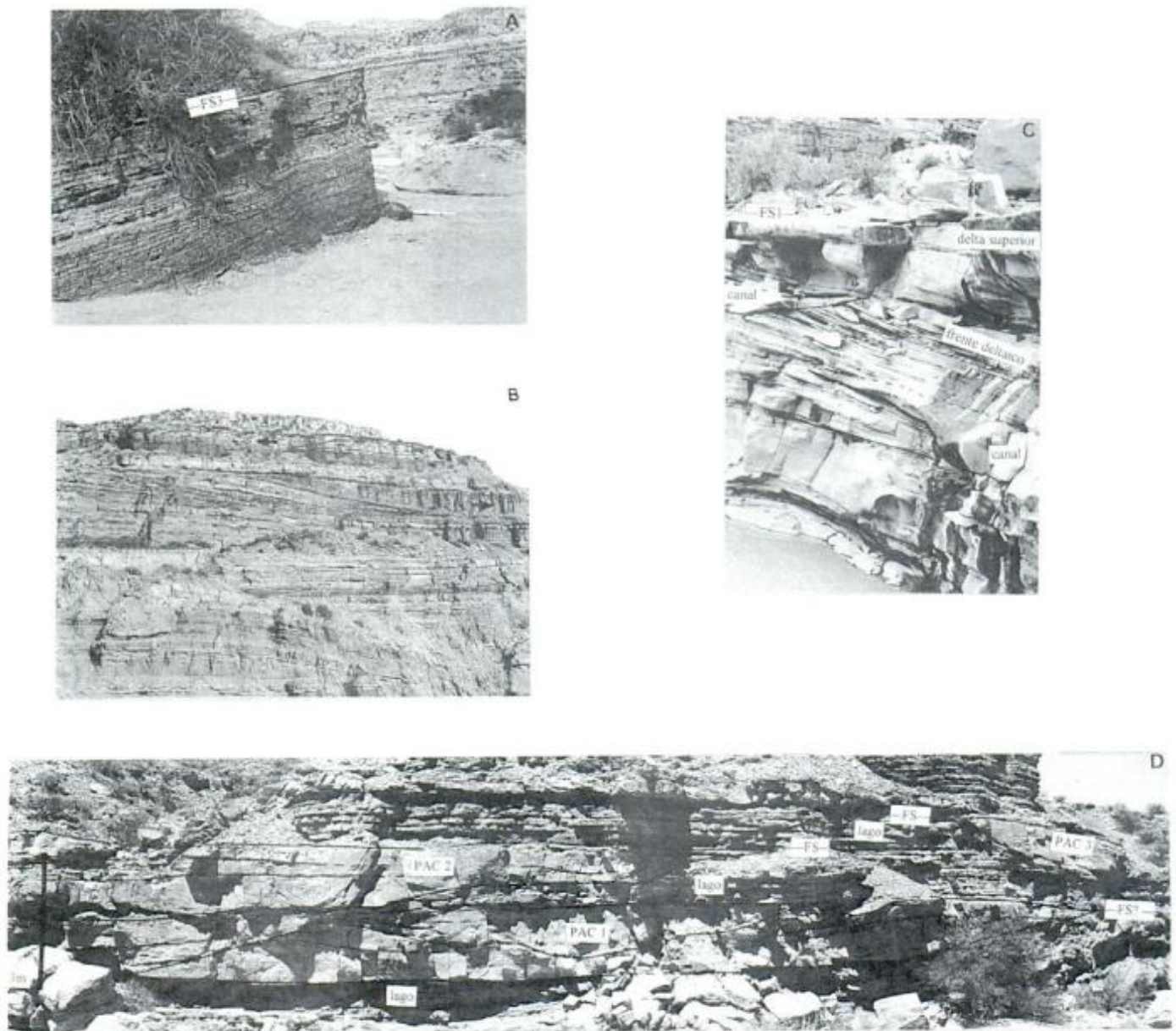


Figura 4: **a**, Ciclo progradante desde lutitas oscuras de lago abierto hasta ritmitas progresivamente más espesas de prodelta, culminando en una superficie de inundación de clase 3 (FS3). La ritmicidad indicaría una fuerte estacionalidad en el aporte. **b**, Dos parasecuencias tipo A adyacentes mostrando clinofomas opuestamente orientadas. La inferior progada desde el ENE en un lago de ~15 m de profundidad, mientras que la superior lo hace desde el Oeste en un lago de ~7 m de profundidad. Esto indica baja profundidad del lago, y un aporte desde varias direcciones que diferencia esta secuencia de las marinas. **c**, Detalle de una clinofoma mostrando pequeños canales que pueden ocurrir en el frente deltaico (cuarto salto). **d**, Complejo de parasecuencias tipo C en el sector inicial del lago: dos grupos de canales y uno aislado en el margen derecho. El sistema de canales inferior muestra al menos 4 eventos de relleno. Nótese las capas más pelíticas que cubren los sistemas de canales, que podría representar una versión modificada de las superficies de inundación. (Fotos retocadas)

Miembro pelítico

Descripción. Muestra una gradación lenta desde lutita negra finamente laminada, rica en materia orgánica hacia limolitas y areniscas finas rítmicas de color gris verdoso. Esta gradación puede estar interrumpida por algún ciclo granocreciente

de segundo orden limitado por alguna FS3 en su tope y que a veces gradada lateralmente hacia parasecuencias s.s. Las lutitas basales son las más negras y homogéneas, aunque a veces es posible reconocer un laminado milimétrico definido por la alternancia de capas grises y negras, y la existencia de ostrácodos tipo *Estheria*. Cercano a la MFS, tam-

bién se detectaron dos niveles de bentonitas, los cuales sirvieron para efectuar correlaciones con otros perfiles. En las partes superiores del miembro pelítico, las lutitas se hacen más limosas y notablemente rítmicas. El tercio superior de este intervalo está compuesto casi enteramente por ritmitas formando pares estratocrecientes desde 1 cm hasta 10 cm cerca del miembro arenoso. Cada par está compuesto por limo fino gris verdoso oscuro y arena fina gris claro, con laminaciones internas paralelas definidas por líneas más oscuras debido a presencia de niveles con restos de plantas, algunos muy bien conservados y muy raramente se observaron pequeñas ondulitas, cerca del miembro arenoso. La parte fina suele ser homogénea o con una laminación difusa. Ocasionalmente en el techo de este intervalo también hay algunos niveles arenosos mucho más espesos (15 a 50 cm) y texturalmente más gruesos (arena fina a media).

Interpretación. la sucesión de facies permite identificar tres ambientes principales: lago abierto, prodelta distal, y prodelta proximal. El lago abierto está indicado por las sucesiones de lutitas sin niveles arenosos en donde se acentuó la sedimentación autóctona, en este caso, de materia orgánica. Aunque no se efectuaron estudios microscópicos, es posible interpretar que la laminación cromática corresponde a variaciones estacionales en la calidad y cantidad de materia orgánica sedimentada, como es frecuente en otros sistemas lacustres con estratificación permanente (i.e., Bradley 1931; Anderson y Dean 1988; Fischer y Roberts 1991; Ripepe *et al.* 1991). Dado que la variación estacional más importante a latitudes medias es la anual, sería posible interpretar estas bandas como varves tal como en los estudios citados. La estacionalidad también es indicada por las ritmitas que ya caracterizan el prodelta. Si bien en otros sistemas sería posible asociar a estas ritmitas al frente deltaico, en este caso, los depósitos en cuestión no participan de las partes inclinadas de las clinofomas sino que se han generado en la parte cuasi horizontal que le sigue. Mientras que el prodelta distal presenta ritmitas con espesor promedio de los pares de 1 a 2 cm, el prodelta proximal presenta ritmitas más gruesas (promedio de 4 a 5 cm) y muestra algunos estratos arenosos que se destacan por su mayor grosor, los que equivalen lateralmente con truncamientos en el frente deltaico.

Miembro arenoso

Descripción. Su base está marcada por un intervalo corto de transición (Fig. 6C), en donde se alternan láminas de limo arenoso con estratos gris claros de

arena de 20 a 40 centímetros. Las láminas pelíticas y los estratos arenosos claramente se pueden seguir lateralmente hacia el interior del miembro pelítico, debido a la fuerte reducción del espesor de los estratos arenosos, que pasan a componer la parte arenosa de una ritmita especialmente más espesa. El espesor de este miembro varía entre 4 y 17 metros y presenta clinofomas internas que sirven para diferenciar un sector subhorizontal inferior, uno inclinado y uno subhorizontal superior. Otro posible componente es la presencia de canales en los sectores medio y superior, aunque no son muy frecuentes (Fig. 4C). La parte inferior subhorizontal puede estar ausente (Fig. 7D), y suele ser muy similar al paquete basal citado: estratos arenosos de 10 a 30 cm con láminas oscuras con plantas, la laminación plana y escasas ondulitas, separados por delgadas capas (>2 cm) de pelitas que pueden estar ausentes. La sección media está generalmente compuesta por paquetes de estratos inclinados separados por superficies de truncamiento menos inclinadas. Dichas superficies de truncamiento están seguidas por un estrato algo más grueso que el resto, y que se correlaciona con un estrato arenoso que destaca dentro del miembro fino (Figs. 5 y 6). Los estratos inclinados presentan espesores decimétricos hasta 2,5 m, y suelen ser más espesos que sus equivalentes subhorizontales hacia arriba y abajo. Internamente se observan estructuras sedimentarias unidireccionales en el sector basal y medio y oscilatorias en el cuspidal. Las estructuras unidireccionales más comunes son laminación plana, entrecruzamiento de bajo ángulo y en artesa de escala media y micro entrecruzamientos de ondulitas de cresta sinuosa, mientras que las oscilatorias están restringidas a la acción de olas en el techo o a unos pocos trenes de óndulas simétricas cercanos al techo del estrato. El contacto entre las capas puede ser erosivo o no, aunque la erosión se incrementa hacia la parte superior del sigmoide. La parte superior subhorizontal esta compuesta por uno o pocos estratos, componiendo un paquete de no más de 2 m de espesor. Es la parte de sedimento de mayor granulometría, generalmente de arena media a gruesa, con algunos niveles sabulíticos. El contacto entre este paquete y el inclinado puede ser una superficie erosiva plana (Fig. 4C), o a veces se puede observar digitación de las capas inclinadas a partir de las superiores (Fig. 5B). Se suelen observar estructuras internas tales como laminación plana (alto régimen), estratificación cruzada de bajo y alto ángulo de tipo artesa, a veces planar, algunos fragmentos de troncos (3 a 5 cm de ancho), mientras que la última parte suele ser homogénea.

Interpretación. La geometría y la secuencia de estructuras caracterizan la depositación en un delta

dominado por río, en el que la escasa acción de olas no llega a modificar la topografía, aunque podría ser capaz de redistribuir una menor porción del sedimento. Podemos así, diferenciar el frente deltaico distal (capas subhorizontales inferiores), frente deltaico proximal (capas inclinadas) y plataforma deltaica superior, en general subácuea (estratos subhorizontales superiores). La ausencia de estructuras de olas en la parte inferior del frente deltaico, así como la existencia de capas arenosas más espesas en el prodelta, sin evidencias de transporte como corrientes de fondo (o sea, base neta, gradación vertical, secuencia de estructuras) o tractivas de otra especie (sólo escasas ondulitas) sugiere que la distribución del sedimento fue mediante una pluma. La escasez de estructuras tractivas en los estratos arenosos inferiores sugiere que esta pluma fue generada por un efluente dominado por inercia (Wright 1977). La pérdida gradual de competencia de la misma, principalmente generada por las turbulencias ocasionadas en el límite lateral y basal de la pluma con el agua lacustre, produjo que la deposición fuera predominantemente de forma de decantamiento vertical de su carga sedimentaria. Como veremos este mecanismo puede explicar la ausencia de estructuras sedimentarias tractivas en el prodelta proximal y además la anatomía de las superficies de truncamiento. Por otra parte, este modelo aboga por un lago con estratificación permanente de tipo termal, con una capa de aguas profundas más frías y densas y una superior de aguas más cálidas. Esto habría facilitado el ingreso del jet, como hipopícnico o en un extremo como mesopícnico, entre el límite de ambas capas (la termoclina). Dado que la ocurrencia de litologías no oxidadas comienza a unos 6-8 m de profundidad, un flujo mesopícnico explicaría la escasa interacción con el fondo lacustre en los sectores de frente deltaico distal y prodelta proximal.

Anatomía y distribución del tiempo estratigráfico. Dado que todas las características indican sedimentación por un efluente tipo hipo a mesopícnico, es evidente que las superficies de reactivación que se observan deben corresponder a épocas de crecientes fluviales extraordinarias. Estas crecientes provocaron la remoción de material depositado en el frente deltaico superior, lo que es denotado por el truncamiento de las capas más inclinadas, material que es luego depositado en las zonas del frente deltaico distal y prodelta como capas anormalmente espesas. Luego de esta época de creciente, retornan las condiciones normales y se deposita un nuevo paquete de estratos inclinados. Sin embargo, la misma creciente generó cierto espacio de acomodamiento en las partes altas del delta, por lo que se produce una pequeña retrogradación que permite que una

cuña pelítica se introduzca hacia las partes inferiores y medias del miembro arenoso.

Si bien la génesis del truncamiento es discutible, la geometría descrita es producto de la observación directa del conjunto delta/prodelta, dado los excelentes afloramientos. Por ejemplo, en la figura 5A, se observan dos de estas superficies de reactivación, que separan tres paquetes de estratos más inclinados, el inferior presenta una inclinación promedio de 11° y máxima de 20° , el segundo con promedio de 13° , llega a un máximo de 23° , mientras que el tercero progresa casi hacia el observador por lo que su inclinación es aparente. Las inclinaciones citadas contrastan con la media de 5 a 6° del complejo progradacional, definido por la inclinación de las superficies de truncamiento. Como se puede observar, por encima de dicha superficie de truncamiento se observan estratos más espesos de arenisca, la cual se proyecta hacia las lutitas del prodelta. Por ello, vemos que en este sistema, el mecanismo principal de transporte de arena hacia los lugares donde domina la sedimentación pelítica es a través de reactivaciones del sistema de transporte fluvial.

No se han encontrado morfologías de truncamientos comparables a las aquí descritas. La geometría descrita por García-Mondejar (1990) es muy similar, pero no se observa un nivel grueso progradante hacia la cuenca asociado a los truncamientos. Por otra parte, la mayoría de los truncamientos descritos en la literatura corresponden a microvariaciones del nivel de base, sin embargo, tal génesis causaría una gradación de las superficies de truncamiento y las subsecuentes capas más inclinadas, hacia una plataforma deltaica más inferior, marcando una geometría parecida a las regresiones forzadas descritas para lagos (Dam y Surlik 1992), lo que no es nuestro caso. Otros truncamientos bastante parecidos han sido relacionados a la acción de tormentas (Masari y Parea 1990), aunque los deltas gilbertianos no suelen ser comunes en costas de alta energía. Las descripciones de superficies de reactivación más similares a estos truncamientos cumplen con las características (Colella 1988, Gawthorpe y Collella 1990): (a) los deltas son gilbertianos, (b) se observan truncamientos de bajo ángulo, (c) una capa de sedimentos más gruesos sobreyace al truncamiento y (d) la secuencia termina en un paquete de estratos inclinados. Sin embargo, en dicho caso, cada superficie de reactivación termina en un plano superior lo que sugiere un aumento del nivel de base, interpretado por Collella (1988) como episodios tectónico de hundimiento de la cuenca.

Por ello, los dos únicos mecanismos que podrían provocar la fuerte erosión del frente deltaico y subsecuente reconstrucción son: (1) la existencia de grandes crecientes que permitirían profundizar el efecto de dragado de la pluma efluente, o bien (2) la

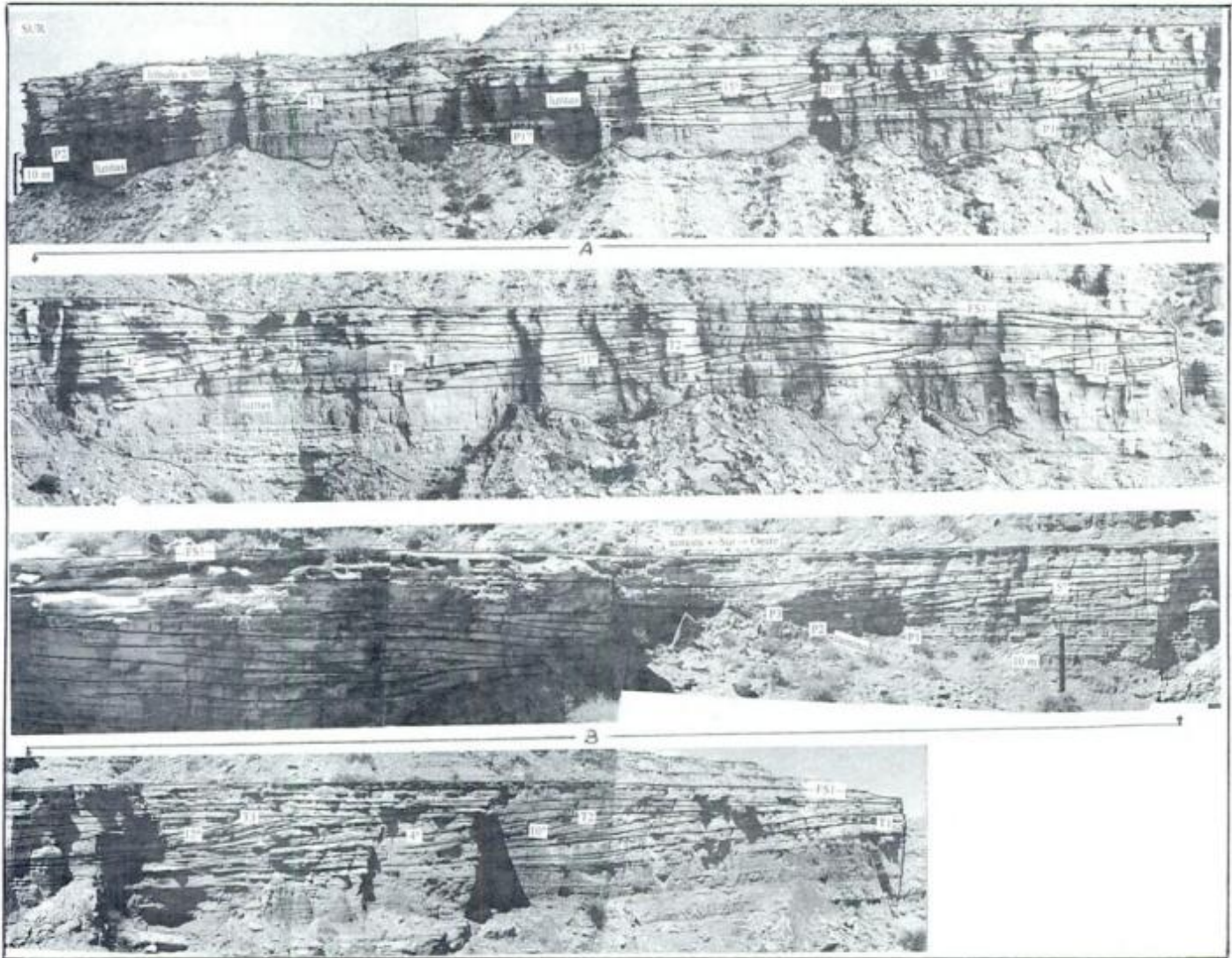


Figura 5: Parasecuencias tipo A. **a,** Parasecuencia mostrando las superficies de reactivación chatas separando paquetes progradantes de mas inclinación. Nótese la correlación entre los truncamiento y la presencia de una capa arenosa más gruesa dentro de las lutitas, en parte formada por el sedimento removido del frente deltaico. Inclinaciones en grados, extensión lateral: 300 m. **b,** Una de las últimas cli-noformas de Fm. Ischichuca, mostrando un límite muy neto entre los miembros pelíticos y arenosos, con menos digitaciones de arenas hacia las lutitas. Obsérvense los truncamientos menos desarrollados y la horizontalidad del plano de inundación superior. (Fotos retocadas)

presencia de tormentas que causaran la frecuente destrucción de dicho frente y el transporte de la arena hacia el prodelta mediante corrientes de retorno. Sin embargo, la segunda opción parece no ser apropiada aquí dada la ausencia de estructuras de oleaje en las capas asociadas a estos truncamientos y de estructuras tractivas que denotarían las corrientes de retorno (*rip currents*). De tal forma, podemos describir estos truncamientos como superficies de creciente fluvial. Estas superficies no están presentes en todas las Pacs y probablemente denotan la existencia de un régimen muy irregular de crecientes extraordinarias.

Para ilustrar este comportamiento, se efectuaron algunas simulaciones computacionales utilizando un algoritmo de difusión, ya empleado en simu-

laciones de este tipo por Kenyon y Turcotte (1985). La simulación asume un coeficiente de transporte y un volumen constante de sedimentos transportados durante cada ciclo estacional (nótese que la estacionalidad está indicada por las ritmitas del prodelta) durante épocas normales. Utilizando los datos geométricos obtenidos, la progradación se simuló en un cuerpo de agua de profundidad constante. Durante condiciones de creciente, el coeficiente de transporte se incrementa manualmente (Fig. 8B) lo que provoca: (a) un perfil menos inclinado del delta, (b) un estrato más grueso por debajo del punto de inflexión y (c) que se extiende mucho más hacia el prodelta que el resto. Al restablecerse las condiciones normales de transporte, una retrogradación menor ocurre en la depositación debido al espacio de aco-

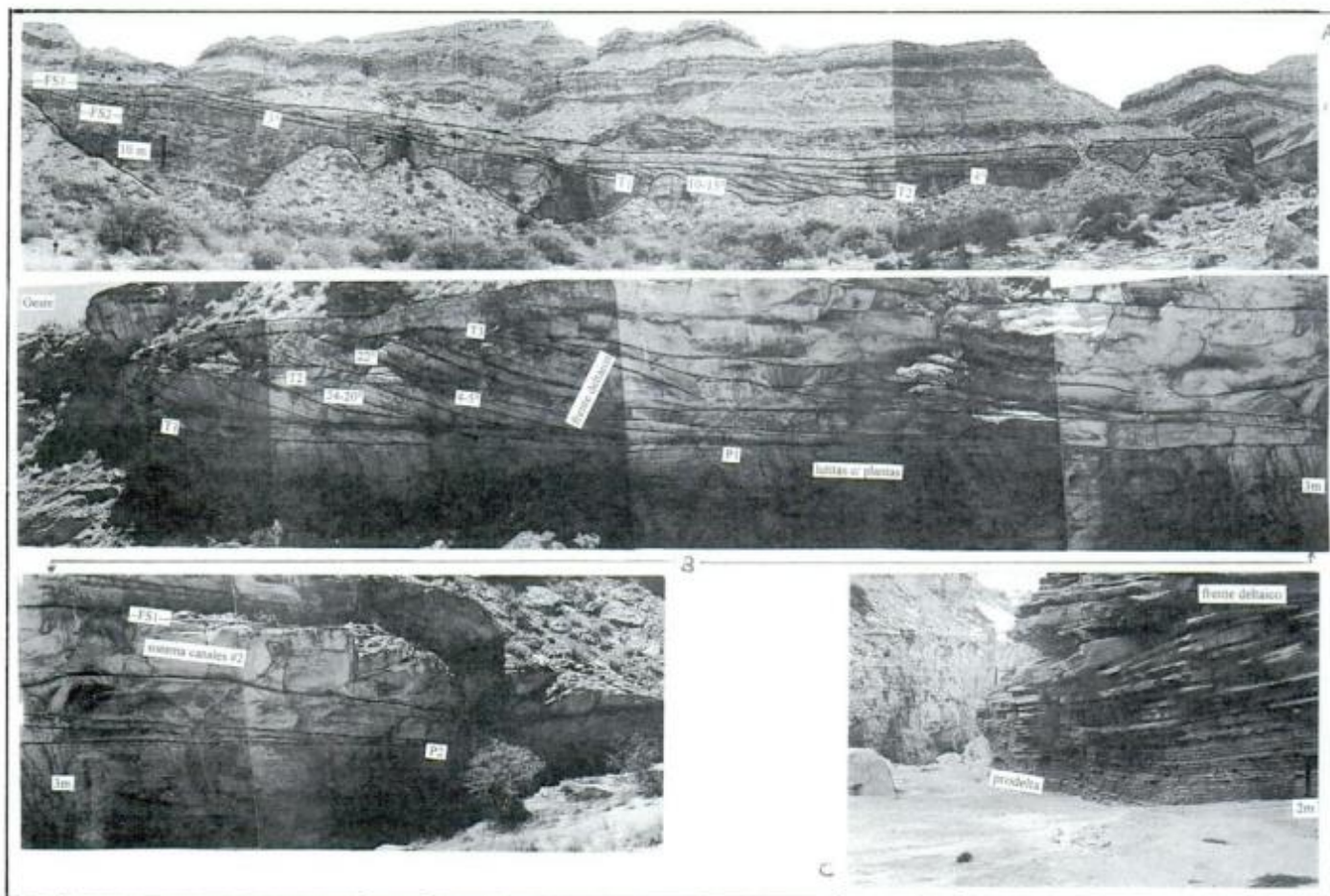


Figura 6: Parasecuencias tipo A. **a**, Primer parasecuencia luego de la superficie de inundación máxima del lago, mostrando clinofomas de espesor variable. Nótese el profundizamiento luego del truncamiento, sobre el cual se observan estratos inclinados (10-15°). Extensión lateral ~350 m, altura mínima del frente deltaico: 7 m, máxima: 20 m. **b**, Una de las pocas clinofomas dentro de Fm. Los Rastros, en donde se observan truncamientos pero también el sistema de canales progradantes asociado (véase Figura 7C). **c**, Pasaje transicional entre el miembro pelítico y el arenoso en el sector inclinado de la clinofoma de Figura 6A. Los estratos horizontales arenosos del frente deltaico inferior están ausentes, lo que sólo ocurre en el intervalo de máxima profundidad del lago. Nótese el progresivo engrosamiento de los estratos a partir de las ritmitas del prodelta. (Fotos retocadas)

modamiento generado por la erosión durante las épocas de creciente.

Si representamos la evolución de estas Pacs en un diagrama cronoestratigráfico (Fig. 8A), veremos que existen dentro de las parasecuencias interrupciones del registro estratigráfico de cierta magnitud. Aunque la pérdida de tiempo estratigráfico a lo largo de estas discontinuidades es importante, puede ser muy bien evaluado por los paquetes depositados en el prodelta, los que no sufren interrupciones. En cambio, la pérdida de registro en la superficie de inundación es casi imposible de evaluar, a menos que en cierto sector sea posible ver las terminaciones del paquete progradante. Aunque el intervalo condensado que caracteriza el inicio de la Pac pudiera darnos una información cronológica completa, el intervalo durante el cual sucedía *bypass* de sedimentos y progradación de la misma Pac hacia sectores no visibles no puede ser evaluado correctamente. Por otra parte, el cambio perma-

nente del *locus* de deposición en la misma Pac es bastante complejo (sólo en Fig. 5A vemos 3 lóbulos), lo que complica la evaluación de cuanto tiempo se pierde en el techo de cada Pac. En el caso estudiado, es probable que estos hiatos no sean de gran magnitud por el hecho de ser una cuenca relativamente pequeña con gran aporte detrítico y por el hecho de no observar ningún depósito químico que indique largos períodos con inhibición de aporte detrítico.

Parasecuencias tipo B: lago somero, poco espacio

A diferencia de las anteriores, las Pac tipo B muestran un límite neto en parte erosivo entre el miembro pelítico y el arenoso superior. Este límite está dado por una superficie de erosión muy plana, algo ondulada, con erosiones locales (raras) de 1 a 2 m de máximo relieve. La segunda diferencia es que

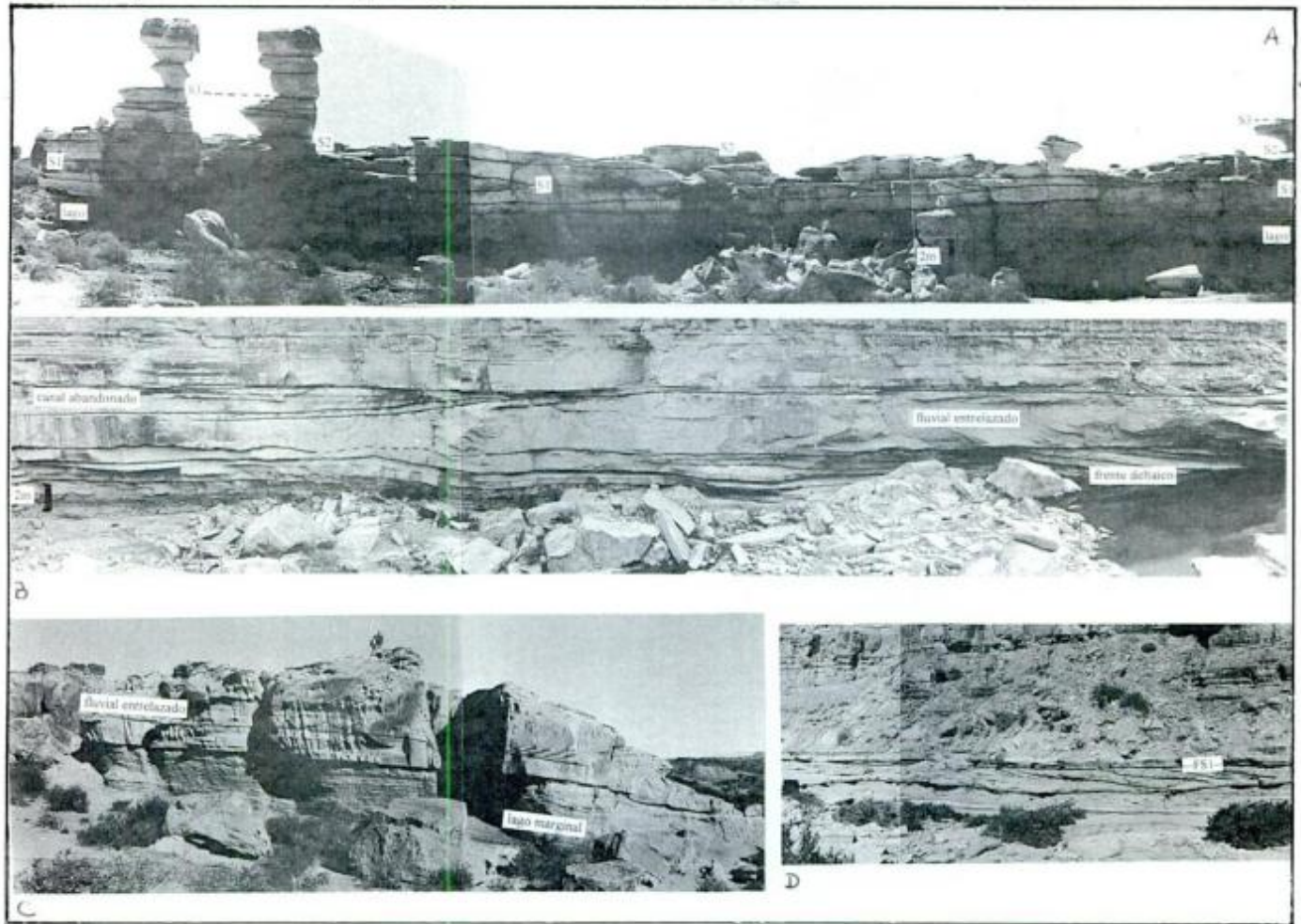


Figura 7: Parasecuencias tipo B. **a,** El conocido “submarino” del Parque Ischigualasto, mostrando la típica apariencia de las parasecuencias asociadas a canales distributarios de los *braid-deltas* en un contexto de bajo acomodamiento y lago somero. Nótese el paralelismo de las superficies erosivas principales (S1, S2 y S3). **b,** Uno de los casos en los que la superficie erosiva no ha obliterado todo el frente deltaico, indicando que se depositaron clinoformas pero que fueron luego erosionadas. Parte basal de la Fm. Los Rastros, 1er. salto. **c,** El “gusano”, conocida geoforma del Parque, también caracteriza un sistema de canales distributarios de un *braid-delta* progradando sobre facies carbonosas de lago somero, parcialmente marginal, nótese la superficie erosiva chata. **d,** Capas de acreción lateral indicando corrientes sinuosas en el plano deltaico superior. (Fotos retocadas)

el miembro arenoso presenta gradación granodecreciente. Además de estas diferencias, la composición del miembro inferior es bastante similar mientras que el tope de cada Pac está igualmente determinado por una superficie de inundación. Muchos de los atractivos del Parque Ischigualasto están definidos por este tipo de Pac (el *gusano* y el *submarino*)

Miembro pelítico

Descripción. A diferencia de las anteriores Pacs, existe una mayor variabilidad en la composición del miembro fino de las Pacs tipo B. Una particularidad es la gran cantidad de detritos vegetales componiendo este intervalo, lo que conduce a la formación de niveles de carbón en la base del mismo, debido al déficit detrítico común sobre las superficies de inundación. Luego de este carbón basal son frecuentes los niveles más finos (~1 cm) ricos en concentracio-

nes de plantas, igualmente bien conservados. No se detectaron grandes fragmentos de restos vegetales (como troncos), sólo hojas y tallos bien preservados y gran cantidad de fragmentos. Otra diferencia con las Pacs tipo A, son los colores más verdes a marrón verdosos de estas pelitas y la textura algo más gruesa de las mismas, predominando los limos gruesos a arena fina limosa. También es más notable la mayor cantidad de estructuras de corriente de bajo régimen, predominando la ondulitas de oscilación y las unidireccionales y la ocasional bioturbación de las pelitas. En las Pacs cercanas al límite con la Fm. Ischigualasto se han detectado posibles marcas de raíces en niveles de estas pelitas. La evolución general se inicia con el depósito rico en materia orgánica o carbón, siguiendo lutitas limoarcillosas con niveles plantíferos y finalmente limos separados por bancos de areniscas de 5 a 15 cm de espesor sin observarse ritmicidad notable.

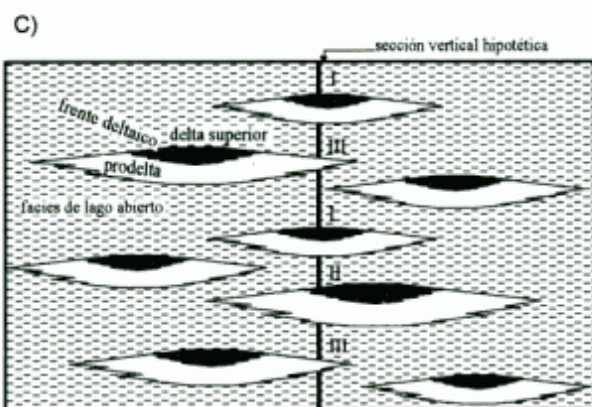
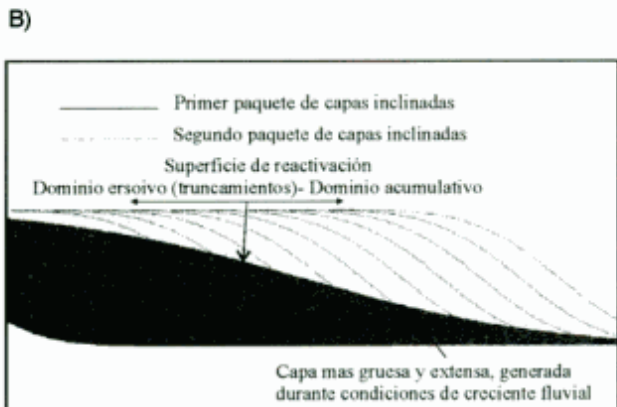
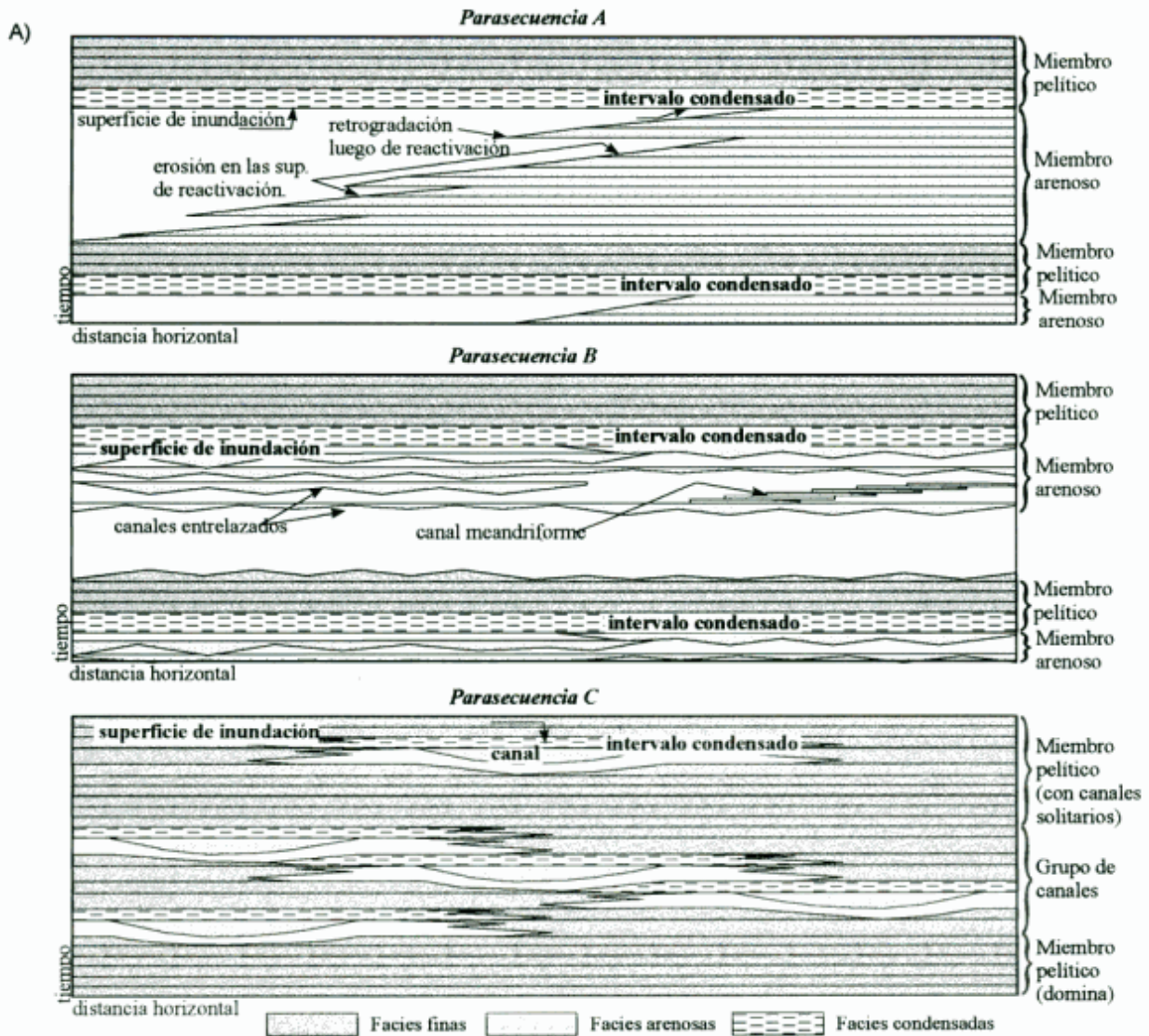


Figura 8: a, Esquema cronoestratigráfico de los tres tipos de parasecuencias en donde se observa como se ha preservado el tiempo estratigráfico. Nótese los diferentes grados de preservación, máximo en la C y mínimo en la B. b, Modelo computacional basado en un algoritmo simple de difusión, que simula el transporte en el delta de las parasecuencias tipo A, y la generación de las superficies de truncamiento observadas. Luego que la progradación normal se restablece, el espacio generado por erosión del frente deltaico produce una retrogradación menor favoreciendo la depositación de pelitas en partes del frente deltaico. c, Configuración del relleno lacustre en dos dimensiones, paralelo a la línea de costa, explicando la heterogeneidad de registro de jerarquías de superficies de inundación.

Interpretación. La presencia de depósitos de carbón con restos vegetales en las bases de las Pacs, sugiere que los conocidos mantos de carbón triásicos (de Qa. de la Peña) no son autóctonos. La conservación de los restos plantíferos es tan buena en niveles adyacentes que hace pensar que son autóctonos (J.Parrish, com. verb.). Sin embargo, junto con restos bien preservados existe una innumerable cantidad de restos fragmentados que indican cierto transporte. Por otra parte, el grado de conservación no difiere del encontrado en el prodelta (proximal y distal) en las Pacs tipo A, aunque la densidad no es tan alta allí. Esto sugiere que los vegetales terrestres no son autóctonos, aunque parece existir una alta componente autóctona definida por restos algales. Estos restos son evidenciados en análisis palinológicos en otros sectores del lago (Zavattieri y Melchor 1997) y además por los altos valores de índice de saturación de hidrógeno, comunes en carbones de origen algal y no en los de origen celulósico cierto. A diferencia de las lutitas de la Pac A, la gran cantidad de detrito vegetal poco transportado, la presencia de estructuras de oscilación, la mayor bioturbación y la ocasional presencia de marcas de raíces sugieren un lago mucho más somero, probablemente desarrollando una costa anegadiza y muy vegetada causante de la bioturbación y marcas de raíces y que además aprovisionaría de restos vegetales a la parte pelítica de la Pac.

Miembro arenoso

Descripción. Sobreyace al miembro pelítico a través de una superficie erosiva basal plana a ondulada, que eventualmente puede presentar intervalos no erosivos (interdigitada con el miembro pelítico) o canales localizados. Se compone de arenas medias, con menor cantidad de arenas gruesas y niveles de gravas. La distribución de superficies erosivas internas permiten definir dos clases principales de cuerpos. La geometría interna más común está dada por una serie de superficies erosivas planas, lateralmente continuas (Fig. 7). Estas superficies pueden presentar canalizaciones localizadas pero luego continúan lateralmente. El cuerpo arenoso está compuesto en casi un 90% por arenas medias, mientras que a lo largo de estas superficies es frecuente detectar niveles de grava acompañados por secuencias de 30 a 40 cm de arena gruesa. Por debajo de los sectores convexos de estas superficies se encuentran algunos niveles de arena fina con ondulitas, indicando que este miembro puede estar compuesto de varios ciclos de tipo granodecreciente. Las estructuras sedimentarias más frecuentes son la laminación plana y los entrecruzamientos de bajo ángulo. Se han observado entrecruzamientos en artesa de 40-50 cm de espesor principalmente cerca

del techo de los cuerpos. En corte perpendicular no forman *cosets*, sino que forman una capa de espesor de un *set* compuesta por varios *sets* pero limitada por laminación plana abajo y arriba. A pesar de las secuencias internas gradadas y que el arreglo general del cuerpo es granodecreciente, el tope puede estar definido por una corta secuencia de 40 a 80 cm de espesor de arena gruesa. La segunda morfología, mucho menos frecuente, consiste en una superficie basal erosiva seguida por un intervalo de 0,5 a 1 m, de areniscas con entrecruzamiento en artesa, sobre las que se observa una serie de estratos inclinados muy similares a las clinofomas de la Pac A (Fig. 7D). Estos estratos inclinados llegan hasta la superficie superior en forma asintótica donde mueren en contra de la superficie de inundación que marca el techo de la Pac. En muchos casos es posible observar un depósito residual basal con racimos de gravas y la presencia de gran cantidad de troncos muy achatados, algunos alcanzando 25 cm de ancho y 2 m de largo, los cuales están orientados en forma paralela a la corriente tal como lo indican las estructuras direccionales tractivas observadas.

Interpretación. En base a la disposición y morfología de las superficies erosivas y las secuencias de estructuras observadas, se interpreta que el primer tipo de geometría de cuerpos arenosos fue generada por la actividad de canales someros, de base plana, interrelacionados lateralmente y con una dominante carga de lecho. Estas características son las típicamente indicadas para ríos entrelazados (Miall 1985, Bridge 1993, Bristow 1996). Dado que estos cuerpos fluviales han progradado sobre un cuerpo de agua y no disectado depósitos de planicie de inundación, se interpreta que estos canales componían un sistema depositacional similar a los *braid-deltas* (cf. McPherson *et al.* 1987) en el cual el espacio de acomodamiento fue tan escaso que la progradación del sistema de canales del delta superior, erosionó parte de los depósitos del frente deltaico, como ha sido descrito para otras secuencias deltaicas comparables (Elliot 1974; Glover y O'Beirne 1994). Una evidencia de esta afinidad deltaica de estos cuerpos es el intervalo granodecreciente superior en gran cantidad de las Pacs revisadas, lo que indica que luego de producirse el avance erosivo de los canales distributarios entrelazados, el sistema de progradación deltaica se restableció en las partes más superiores del cuerpo. En cambio, el segundo diseño sugiere la existencia de algunos canales meandriformes ya que los estratos inclinados son interpretables como superficies de acreción lateral, ya que las paleocorrientes indican flujo perpendicular a la dirección de máxima pendiente de estas capas. Así, esta geometría es comparable al entrecruzamiento ϵ de Allen (1964) o el elemento

LA de Miall (1985). Dado que el paquete de estratos inclinados está compuesto por capas arenosas alternantes con pelíticas, indica regímenes de flujo mucho más tranquilos, quizás estacionales. Por ello se sugiere que estos canales eran secundarios y de menor pendiente, probablemente característicos de las bahías interdistributarias y no representando la progradación de un río mayor sobre el cuerpo lacustre.

Anatomía y distribución del tiempo estratigráfico

Al igual que las Pacs A, en las tipo B hay numerosas superficies en las cuales se pierde registro estratigráfico, sin embargo la distribución de dichas pérdidas es notablemente diferente. La historia del miembro pelítico es bastante similar a la Pac A (condensamiento inicial y aumento gradual de la tasa de sedimentación), hasta el truncamiento cuspidal del mismo. En la mayoría de los sistemas deltaicos, la erosión en la base de los canales distributarios puede ser evaluada lateralmente, en las terminaciones del mismo, generalmente hacia lóbulos deltaicos o bahías interdistributarias (Elliot 1974, Glover y O'Beirne 1994). Por esta razón, ha sido posible en los casos de ríos meandriiformes detectar terminaciones laterales de la erosividad. Sin embargo, en el caso de *braid-deltas*, ello se ve casi imposibilitado por la persistencia lateral del sistema de canales distributarios que suele ocupar gran parte del ancho del sistema deltaico (Mc Pherson *et al.* 1987). Si bien los canales de este tipo no son muy profundos (comparables a los de las *braidplains*, Rust y Koster 1984) es virtualmente imposible definir desde un punto de vista morfológico, la cantidad de tiempo estratigráfico enmarcado por dicha erosión. En sistemas con mayor espacio de acomodamiento, los sistemas de ríos entrelazados cubren naturalmente los depósitos del frente deltaico, y si bien se reconocen superficies erosivas locales la tendencia general del intervalo arenoso (o de gravas) es granocreciente.

En nuestro caso, el poco espacio disponible causó que la progradación del sistema involucrara la erosión parcial del frente deltaico superior. Este proceso fue ayudado por la escasa profundidad del lago asociado, ya indicada por el tipo de depósitos pelíticos observados. Por ello se estima una profundidad del lago de aproximadamente 3 m, en los lugares en los que progradaron los deltas. Aunque no existen indicadores seguros de profundidad de canales, el espesor de las superficies de acreción lateral sugiere profundidades máximas de 3,5 m para los canales meandriiformes (Fig. 7D). Se estima una profundidad similar para los canales entrelazados lo que coincide con el relieve de las dunas subáreas observadas. La escasa profundidad del lago habría

causado una rápida progradación de estos sistemas, subsecuente abandono e inicio de una nueva Pac, generando así un intervalo predominantemente arenoso. Como resultado de la mecánica descrita el nivel de conservación en esta Pac es mucho menor al definido para la de tipo A, lo que queda evidenciado al ser ploteado en una carta cronoestratigráfica. Las Pacs asociadas a canales entrelazados como a meandriiformes muestran una drástica pérdida de tiempo. Sin embargo, la pérdida hacia el techo de los canales meandriiformes disminuye, mientras que en los entrelazados es bastante aleatoria a lo largo del intervalo arenoso.

Es destacable que estas secuencias podrían confundirse con un sistema fluvial dado que se trata de la alternancia de canales entrelazados con sedimentos pelíticos, a veces con ciertas características de planicie de inundación (e.g. marcas de raíces). Sin embargo, la sedimentación del miembro pelítico fue predominantemente lacustre, no habiéndose detectado sectores de acumulación propiamente subárea en el mismo. Por otra parte, la gradación observada de todo el miembro es característico de sistemas lacustres en los que ocurre progradación. Algunos trabajos describen sistemas similares a este, canales entrelazados alternando con depósitos lacustres, como fluviales (véase Browne y Plint 1994) aunque se prefiere la presente interpretación que es totalmente compatible con los caracteres lacustres y fluviales observados.

Parasecuencias tipo C: lago somero, mucho espacio

Contrastando con las demás parasecuencias, en donde se observa un miembro fino lateralmente persistente seguido por un intervalo arenoso, en estas parasecuencias, el miembro fino engloba al grueso que es de extensión lateral muy limitada. Como se verá, esto se debe a que los eventos de acumulación provienen del relleno de canales simples o compuestos, rápidamente abandonados. Estas Pacs caracterizan el intervalo inicial del paleolago estudiado, dominando a lo largo de los primeros 140 m de la sedimentación lacustre.

Miembro pelítico

Descripción. La parte pelítica de las Pacs tipo C presenta grano generalmente más grueso que las restantes, caracterizándose por una alternancia de estratos de arena fina de 20 a 30 cm de espesor con laminación paralela y ondulítica interna, separados por limos verdosos y a veces marrón rojizos. La bioturbación es mayor que en el resto de las Pacs. Se observan intervalos más arcillosos de 20 a 40 cm de espesor los que, a veces, al ser trazados lateralmente coinciden con el techo de alguno de los numerosos

cuerpos de arena aislados. Las ondulitas observadas son principalmente de corriente con una menor proporción de óndulas oscilatorias. Excepto por la presencia de muy pocos niveles con escasos detritos vegetales, no se observaron restos de plantas, como así tampoco litologías con posible contenido de materia orgánica.

Interpretación. Las características de este depósito sugieren una planicie fangosa anegada, con ocasionales intervalos más expuestos, que permitieron la oxidación de algunos sectores y una vegetación moderada a pobre, dado que, según las condiciones indicadas, el nivel de bioturbación no es tan alto. Las indicaciones de que estos depósitos todavía podrían asignarse a un lago, es debida a la presencia de la fuerte tabularidad de las capas que componen los intervalos finos y la presencia de ondulitas de oscilación, sin haberse observado indicaciones claras de desecación.

Miembro arenoso

Descripción: está compuesto por cuerpos arenosos canalizados unitarios o múltiples (*clustered*), limitados por una base erosiva fuertemente cóncava, con relieve de 2 a 2,5 m y un techo muy plano cubierto por un estrato más fino (arcilloso) que el resto. Algunos de estos canales unitarios muestran un relleno interno muy homogéneo (Fig. 4D), con pocas o sin superficies internas y en algunos grupos de canales se observa una escasa migración lateral. El relleno es en general de arena gruesa, con menor proporción de arena media. Hacia las márgenes se puede observar una variación a arena fina, algunos niveles pelíticos pueden hallarse separando los estratos arenosos internos, y a veces, algunas de estas capas se digitan hacia los depósitos del miembro pelítico. Las superficies erosivas pueden estar acompañadas de depósitos residuales con gravas que llegan hasta unos 30 cm de espesor. En general, se observa una gradación normal en cada componente unitario de estos grupos de canales, salvo en los de relleno masivo que no muestran una tendencia vertical granulométrica definida.

Interpretación. La presencia de canales con relleno masivo o con pocas estructuras, sugiere que el relleno de los mismos fue muy rápido y centralizado por el eje del canal. En los canales con baja relación ancho/espesor (Fig. 4D) esto causó que todo el canal se llenara de manera homogénea, mientras que en los más expandidos lateralmente, la variación de grano hacia las márgenes del mismo sugiere corrientes agradativas centralizadas por el eje del canal. La presencia de interdigitaciones laterales entre los canales arenosos y la planicie fangosa

(miembro pelítico) sugiere que el relleno de estos canales ocurrió sincrónicamente con la agradación en la planicie fangosa. Este régimen sedimentario, en donde canales solitarios o formando grupos pequeños muestran acusados relieves erosivos, pero que crecen en forma simultánea a una planicie fangosa, ha sido caracterizado para márgenes lacustres muy someros y planos (Fernández *et al.* 1993). La planicie fangosa marginal del lago fue surcada por canales distributarios sencillos, a veces subdivididos en dos o a lo sumo tres canales que permanecieron en el lugar, pero que fueron rápidamente abandonados debido al rápido relleno documentado por la composición interna de los mismos. Es frecuente que estas condiciones se describan para la zona limítrofe entre el pie de un abanico aluvial progradando en un lago somero fangoso o evaporítico (Fernández *et al.* 1993), también han sido descritas para canales distributarios fijos de *fan-deltas* (Orton 1988) y para la zona transicional de una *fan-delta*, tipo plataforma (*"shelf-type"*, Colella 1988). Muchas de las características arquitecturales de los canales con relleno mixto han sido también observadas por Fernández *et al.* (1993) y comparten características con los de relleno arenoso descritos por Ortom (1988). Por ello, se concluye que el ambiente asociado fue caracterizado por un fan delta, progradando en un lago somero de márgenes planas y fangosas. Las condiciones paleogeográficas coinciden con esta interpretación ya que la FVF, supuestamente con gran actividad de *rifting* (evidenciada por algunas efusiones basálticas, subaéreas en este perfil) se localizaba sólo 6 km al este de la localidad de estudio.

Anatomía y distribución del tiempo estratigráfico

Contrastando con las Pacs A y B, las de tipo C muestran muy poca pérdida de tiempo estratigráfico. Esto ha sido posible por el hecho que los canales se acumulaban al mismo tiempo que la planicie fangosa hospedante. Por ello, es posible encontrar en sucesiones de este tipo una secuencia continua de acumulación sólo marcada por variaciones en la tasa de acumulación, principalmente disminuciones cerca del techo de los canales (debido al abandono temporal del sistema de transporte detrítico). Estos intervalos de poca acumulación, poseen una vaga similitud a las secuencias condensadas por encima de las superficies de inundación en los otros sistemas. Sin embargo, debido a la importante dinámica de este medio, el corte del aporte detrítico parece haber sido de muy escasa duración, debido al permanente reposicionamiento de los canales discretos surcando la planicie fangosa. Las únicas rupturas en el registro estratigráfico están dadas en las bases de los canales. Sin embargo, estas rupturas

están lateralmente representadas por acumulación continua en la planicie fangosa.

En este tipo de ambiente, las Pacs no llegan a desarrollarse en forma tan continua lateralmente debido a las condiciones del medio: mucho espacio de acomodamiento. Fernández *et al.* (1993) utilizaron la tendencia vertical observada entre los canales aislados y agrupados para definir diferentes intervalos, los que asociaron a la dinámica del nivel del lago. Sin embargo, en el caso estudiado, no se determinó ninguna secuencia que evidenciara un control externo como el citado, dominando una disposición aleatoria de canales unitarios o agrupados. Los grupos de canales podrían tipificar la progradación de lóbulos del fan delta asociados a varios canales digitados. A pesar de ello, no existe una superficie mayor de inundación cubriendo todo el complejo, que pudiera indicar un orden jerárquico de estas Pacs. Es un problema de practicidad definir una Pac al tope de cada canal aislado, por lo que probablemente sea más acertado utilizar los grupos mayores de canales para definir límites de Pacs y considerar las otras superficies como límites comparables a los FS2 y FS3 de las Pacs A.

La mayor preservación de tiempo estratigráfico contrasta con las restantes parasecuencias. El aporte detrítico en fan deltas suele ser alto, lo que, conjugado con una alta tasa de generación de espacio de acomodamiento, permitió mantener el nivel lacustre por el intervalo que dominan estas Pacs, que es de aproximadamente 100 m. La permanente subsidencia del sistema causó la eventual transgresión del lago y la instalación de Pacs tipo A en un lago más profundo. La alta preservación observada es compatible con la indicada por Wright y Marriot (1993) para planicies costeras asociadas a intervalos transgresivos. Estos autores citan que el incremento en espacio de acomodamiento, además de producir una mayor preservación, facilita la acumulación de canales aislados. Un poco diferente es lo propuesto por Shanley y McCabe (1994) y Gibling y Bird (1994) que sugieren la mayor preservación de canales aislados durante episodios de nivel alto. En todo caso, este alto nivel de acumulación y poca profundidad del lago, parecen haber limitado la preservación de detritos vegetales, el que fue muy diluido por el alto aporte detrítico.

Calidad de la roca madre asociada a las parasecuencias

Un muestreo dirigido a inspeccionar la calidad de la roca madre fue llevado a cabo a lo largo de los depósitos del Lago Ischichuca-Los Rastros en dos perfiles: el del Cañón de La Peña y el del Río Ischigualasto (20 km al sur del primero). Los resultados generales indican que la materia orgánica es

pobre en saturación de hidrógeno, por lo cual es tendiente a generar gas. Debido a que se muestrearon litologías más prospectivas como roca madre, el mayor número de muestras se extrajo de las Pacs tipo A, menor cantidad de las tipo B, y ninguna de las tipo C. Para efectuar posibles cubicaciones y definir las tendencias a lo largo de las Pacs, se tomaron muestras cerca de la base y techo de algunos de los miembros pelíticos más espesos. Se extrajeron unas 12 muestras por sección, 71% de Pacs tipo A y un 29% de las tipo B. Los valores promedios de carbono orgánico total (TOC) y de índice de hidrógeno (Hi) para las Pacs A (n=17, TOC=2.27%, Hi=82) y para las Pacs tipo B (N=7, TOC=3.32%; Hi=81) no difieren en forma marcada. El mayor valor promedio de TOC para las parasecuencias tipo B se debe al muestreo de carbones de los intervalos condensados, los que no se observan en las Pacs A. Sin embargo, la materia orgánica de las Pacs A es comparativamente más rica en saturación de hidrógeno y por ello, más adecuada para la generación de hidrocarburos. Esta diferencia se observa al comparar la muestra más rica en TOC de la Pac A (lutita negra: TOC=3.98, Hi=231) con la de la Pac B (lutita carbonosa: TOC=10.39, Hi=233).

Los datos más interesantes surgen al evaluar la variación de la calidad de la materia orgánica en sentido ascendente en la parasecuencia. En seis de los miembros pelíticos de Pacs (tipos A y B) se extrajeron entre 2 y 3 muestras (Fig. 9). Tres de estos intervalos mostraron que tanto los niveles de TOC como los de Hi disminuyeron hacia el techo (prodelta proximal), lo que resulta lógico debido a una progresiva dilución de la materia orgánica por el aporte detrítico. Sin embargo en las tres restantes, el valor del TOC se incrementó. El valor del Hi disminuyó en dos de las mismas, excepto en una en que aumentó. Aunque el número de muestras no es suficiente para efectuar generalizaciones estadísticas, los datos son orientativos acerca de la evolución de la materia orgánica en los diferentes subambientes del lago. La única Pac donde aumenta el valor del índice de hidrógeno, podría ser explicado por la existencia de superficies de inundación tipo FS2 y FS3 cerca del tope de ese intervalo muestreado. Lo cierto es que existe una fuerte tendencia a que el tipo de materia orgánica cambie probablemente de kerógenos tipo III a tipo IV, ambos muy frecuentes en cuencas de tipo rift (Katz 1995, Williams *et al.* 1995, Kreuser 1995). Si bien ambos tipos de kerógeno son de origen vegetal, el primero está más relacionada a la existencia de materia vegetal de tipo algal, mientras que el tipo IV está más relacionado a tejidos celulósicos de origen terrestre parcialmente oxidados (retrabajados por transporte). Esta tendencia sugiere que si bien el contenido de materia orgánica puede no variar, la progradación

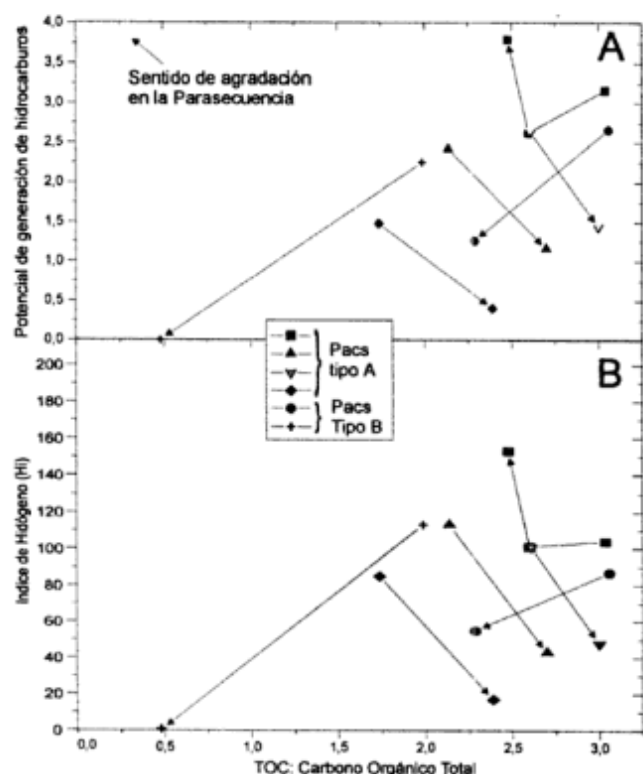


Figura 9: Diagrama que relaciona la variación de la cantidad de materia orgánica (TOC, %) y el potencial de generación de hidrocarburos (mg HC/g roca) a lo largo de seis parasecuencias. Nótese que excepto una, en todas las parasecuencias se observa que el potencial de generación disminuye, a pesar que la cantidad de materia orgánica puede aumentar. Lo mismo se observa al ubicar las muestras en el diagrama modificado de Van Crevelin (HI vs TOC), sugiriendo un cambio entre un tipo de materia orgánica III a un IV. La única muestra anómala podría representar el efecto de alguna superficie de inundación de menor orden presente en ese intervalo lutítico.

de la Pac es evidenciada por el cambio en el tipo de materia orgánica, de materia vegetal principalmente autóctona a materia celulósica transportada.

El progresivo empobrecimiento del kerógeno en saturación de hidrógeno a lo largo de una parasecuencia es comparable a lo que se observa a mayor escala en las secuencias depositacionales. Por ejemplo, Creaney y Passey (1993) observaron que la materia orgánica de origen terrígeno (Tipo III y IV) alcanza un mínimo en la base de los intervalos condensados, mientras que la materia orgánica marina (Tipo II) alcanza un máximo, definiendo así las litologías más apropiadas para la generación de hidrocarburos. Al llegar al estadio de nivel eustático alto, la progradación es favorecida provocando que la materia orgánica se transforme en más adecuada para generar gas. Lo mismo ha sido observado en cuencas de tipo rift, como la de Songliao en China (Desheng 1995), en donde la secuencia de formaciones denominada QYN, muestra los mejores tipos de roca madre durante las épocas de máxima inunda-

ción (Q1 y N1, Xue y Galloway 1993, Katz 1995, Desheng 1995).

Discusión

Las descripciones efectuadas sugieren que puede existir una importante variabilidad en la composición de las parasecuencias, y fundamentalmente una intergradación entre los tipos de Pacs lateralmente continuos con aquellas variedades de muy escasa extensión lateral. Además, hemos visto en este estudio que el tipo de Pac se ve influenciado por el régimen tectónico reinante, el tipo de aporte detrítico y profundidad de progradación, a lo que se suma notablemente el tipo de ambiente costero (Van Wagoner *et al.* 1990). No hay ninguna indicación en esta secuencia lacustre sobre cambios notables de nivel, lo cual se ve reflejado en (a) la falta de discontinuidades que se sigan a lo largo de toda o parte de la cuenca y (b) la falta de correlatividad de perfiles laterales poco espaciados (López 1995). Los posibles ascensos del nivel de base (NB), definidos por las FS1, pasan lateralmente a superficies de inundación menores y eventualmente desaparecen en secuencias de lutitas homogéneas, indicando que la FS1 se ha generado por una interrupción del influjo detrítico, que en un entorno de subsidencia constante se ve reflejado en una súbita profundización. Por otra parte, los posibles descensos del NB, que podrían estar representados por superficies erosivas acompañadas de depósitos más someros sobre más profundos (regresiones forzadas) no han sido observados (aunque sí progradaciones "forzadas" por empuje fluvial). Los descensos del NB también podrían estar indicados por las superficies erosivas que separan los miembros arenosos y pelítico de las Pacs B, pero se prefiere la explicación dada, debido a que la ciclicidad de estas parasecuencias es similar a la de las Pacs A, evidentemente autocíclicas.

Probablemente, en un ciclo de cambio del nivel de base, la arquitectura de las Pacs depositadas tendrán una tendencia parecida a la descrita y por lo tanto, podrían ayudar a definir a que cortejo sedimentario pertenecen. Por ejemplo, las Pacs B y C, ambas componiendo paquetes estratigráficos espesos, parecen bastante similares ya que ambas muestran canales fluviales erosionando depósitos pelíticos de lago somero. Sin embargo, la contrastante anatomía interna indica que corresponde a diferentes estados dinámicos del lago. Como se indicó antes, la arquitectura observada en los cuerpos de canal en la base y techo del ciclo lacustre, correlaciona muy bien con la indicada por Wright y Marriot (1993) para la arquitectura de una planicie aluvial afectada por un ciclo de cambio de base. Dichos autores sugieren que las mayores tasas de creación de espacio de acomodamiento durante los

intervalos transgresivos (expansión lacustre) favorecen la generación de canales aislados con un máximo de preservación estratigráfica. Por otra parte, bajas tasas de acomodamiento promueven depósitos de corriente lateralmente continuos como los meandriformes o en ciertos casos los entrelazados, y además la secuencia estará interrumpida por importantes hiatos estratigráficos, generalmente representados por suelos maduros.

En la secuencia estudiada, durante el tiempo de aumento relativo del nivel lacustre, las Pacs C fueron promovidas, mostrando canales aislados y el mayor índice de preservación. A medida que el nivel del lago va llegando a una condición estable cerca de su máximo, el sistema debe retrogradar y aparecen las Pacs A, que si bien caracterizan un lago más profundo, presentan menor grado de preservación que las primeras. Evidentemente, el importante flujo detrítico (caracterizado por la profusión de Pacs y la geoquímica orgánica), no permitió que este lago avanzara a etapas más profundas a pesar del continuo *rifting*. Este equilibrio dinámico se rompe al comenzar a disminuir la generación de espacio depositacional. El alto flujo detrítico, llevó rápidamente a disminuir la profundidad, en la cual las Pacs B se depositaron. Justamente estas Pacs parecen ser las más incompletas en el registro estratigráfico, como lo indicara el modelo de secuencias de planicies aluviales (Wright y Marriot 1993).

El estudio de la variación del tipo de materia orgánica a lo largo de las parasecuencias permite corroborar que existe el mismo comportamiento que el observado a escala de secuencias depositacionales (cf. Creaney y Passey 1993). En ambos casos, se observa una mejor calidad de la roca madre en los intervalos condensados, independientemente de la batimetría presente, empeorando al mezclarse con componentes transportados terrígenos. Esto sugiere que la restricción de aporte terrígeno puede tener mucho mejor efecto que la profundidad en la generación de litologías aptas para la generación de hidrocarburos, corroborando lo indicado por Creaney y Passey (1993). Desde un punto de vista geoquímico, el lago generado es muy comparable al de la cuenca de Richmond (Newark Series), en donde el aporte excede a la evaporación, lo que explica la mayor cantidad de carbones, escasa profundidad y grandes macroformas sedimentarias como deltas (Katz 1995). Esto lo hace muy diferente respecto al lago generado en la cuenca Cuyana, probablemente más similar al que presenta un balance entre flujo y evaporación (Tipo Tanganyica o cuenca de Songliao), en donde se deposita materia orgánica más propensa a petróleos. Por ello, es que mientras en la cuenca de Ischigualasto es posible reconocer intervalos de progradación de arenas en las épocas de lago más pro-

fundo, ello no se observa en la cuenca Cuyana, la que no contó con sistemas de flujo detrítico tan desarrollados como en Ischigualasto. Aún así, podrían existir en la cuenca de Ischigualasto, sectores más centrales del paleolago en subsuelo, con materia orgánica de mejor calidad para la generación de hidrocarburos (como es frecuente en la mayoría de los lagos rift, Katz 1995).

El punto más crucial de este análisis es si aceptamos la limitada extensión de las Pacs. Utilizando la típica Pac A, no se pudieron encontrar correlaciones entre ellas en perfiles sólo separados 10 km (López 1995). Esto se explica fácilmente con la Fig. 4B que muestra dos Pacs progradando en forma a contraria. Dado que el aporte al lago puede ser un proceso muy puntual y altamente variable en su posición (cf. Xue y Galloway 1993), cada Pac sería un evento depositacional muy localizado (Frazier 1967) y por ello, difícil de correlacionar. Dado que el reposicionamiento de lóbulos deltaicos es un proceso autocíclico que no tiene ninguna relación con cambios en el nivel de base, no se necesitan cambios de nivel para explicar esta ciclicidad. Hemos visto que ocurren cambios paleobatimétricos en el transcurso de una Pac. La progresiva somerización es fácilmente explicable por el efecto de progradación del sistema. Sin embargo es más difícil explicar la superficie tan neta en su techo, que pareciera indicar una rápida inundación. Es justamente una inundación aparente, ya que no sucede ningún cambio en el nivel del lago. Al producirse el abandono del sistema lacustre, el área queda desprovista temporalmente de aporte detrítico facilitando la sedimentación orgánica. Esta área comienza a hundirse por subsidencia natural y al alcanzar una cierta profundidad, comienza a captar algo de flujo detrítico debido a que se ha restablecido la pendiente necesaria para facilitar la progradación de un nuevo delta. Este proceso es ampliamente conocido para deltas (cf. Frazier 1967, Galloway 1975) y permite explicar perfectamente los cambios paleobatimétricos sin necesidad de variaciones en el nivel del lago. Por otra parte, la limitada extensión de la Pac hace que la superficie de inundación cambie lateralmente desde un tipo FS1 en el eje de progradación, a una FS2 en áreas intermedias, FS3 en áreas marginales, desapareciendo luego dentro de las lititas del miembro fino (Fig. 8C). El caso extremo de no correlatividad lo hace la Pac C, que claramente representa un evento de progradación. Estos conceptos quizás no sean directamente aplicables a sistemas marinos en donde las construcciones son más grandes y tienden a mantenerse en una línea (la costa) debido a la importante acción de corrientes costeras. Sin embargo, estas conclusiones permiten tener en consideración posibles variaciones dentro de los esquemas tradicionales aplicados a los sistemas marinos.

Conclusiones

La inspección de los ciclos sedimentarios del Lago Ischichuca-Los Rastros de la cuenca de Ischigualasto, permitió reconocer tres tipos principales de parasecuencias (Pacs), las que resultan de la interacción entre el espacio de acomodamiento y la profundidad del lago. La distribución de las mismas permiten reconocer que el ciclo lacustre tuvo un arreglo general transgresivo, agradacional y luego regresivo, que en el cañón de La Peña presenta espesores de 140 m, 200 m y 320 m respectivamente, pero que son variables lateralmente. Las características básicas reconocidas son:

A) Las Pacs A, son similares a las típicas secuencias granocrecientes somerizantes y debido a la baja energía de los agentes de retrabajo, muestran cliniformas bien definidas asociadas a deltas tipo Gilbert. La inclinación de las capas frontales varía entre 10-20° pero es truncada por paquetes de menor inclinación (5-8°) que caracterizan eventos de crecientes fluviales y provocan una fuerte progradación de arenas hacia el prodelta. Los datos sirvieron para elaborar un modelo de progradación de arenas en áreas pelíticas. Las lutitas de prodelta son muy rítmicas sugiriendo un régimen estacional de descargas. Estas Pacs están asociadas a la máxima profundidad y altos ritmos de acomodamiento. El lago asociado fue poco profundo (20-30 m prof. máx.), meromítico con termoclina ubicada a 4 a 8 m, con gran influjo detrítico (superando la evaporación). La calidad de la materia orgánica en relación a hidrocarburos empeora desde la superficie de inundación hacia el techo del intervalo lutítico, aunque el contenido total (TOC) no lo hace notablemente.

B) Las Pacs B son granocrecientes hasta una superficie erosiva, luego de lo cual son granodecrecientes, e indican eventos progradacionales de deltas entrelazados (*braid-deltas*) en un lago muy somero (de 3-5 en el frente deltaico). Cerca de la base de las Pacs, coincidente con el intervalo condensado asociado a la inundación, predominan los carbones y lutitas carbonosas, en los que participarían componentes algales. La superficie erosiva que trunca la secuencia granocreciente sobrepone depósitos fluviales entrelazados o meandriiformes, interpretados como distributarios cuya extensión lateral es producto de las condiciones imperantes: poco acomodamiento y lago muy somero. Al igual que la Pac A, la saturación en hidrógeno de la materia orgánica decrece desde el intervalo condensado hacia arriba, siendo la de tipo III remplazada por la de tipo IV.

C) Las Pacs C son las más diferentes a las tradicionales, dado que no muestran la clásica superficie de inundación, son muy limitadas lateralmente y al igual que las de tipo B, son granocrecientes y luego granodecrecientes. Aún así, representan eventos de progradación de canales distributarios aislados o en

grupos reducidos, de un fan delta, en un margen lacustre fangoso y muy somero, en partes subaéreo. La generación de éstas se debe a un alto acomodamiento sumado a escasa profundidad del lago (en formación) e importante aporte detrítico. Las lutitas de estas Pacs están desprovistas de materia orgánica o bien en baja proporción, lo que se atribuye a la escasa profundidad y alta dilución con el aporte detrítico.

D) Ninguna de estas Pacs son correlacionables ni a distancias de 10 km, debido a que han sido generadas como eventos de sedimentación alimentados desde un punto. La variabilidad tridimensional se traduce en que, al efectuar cualquier perfil vertical, se observará una mezcla entre Pacs proximales con distales. Esto no será el efecto de variaciones en la posición de la costa o el nivel del lago, sino que resultará de seccionar a lo largo de un perfil las partes centrales, intermedias y marginales de estos eventos depositacionales (Fig. 8C). Por ello, se considera inapropiado efectuar reconstrucciones de variaciones del nivel del lago con las Pacs, a pesar de la importante heterogeneidad batimétrica que se observe.

E) La evolución de la materia orgánica a lo largo de la parasecuencia medianamente sigue los modelos establecidos para las secuencias depositacionales de mayor orden. Si bien los valores de TOC no varían notablemente a lo largo del miembro pelítico de la Pac, la saturación de hidrógeno disminuye, sugiriendo el reemplazo progresivo de materia orgánica autóctona del lago, por otra más oxidada de origen terrígeno, con menor potencial de generación de hidrocarburos. En la escala del ciclo lacustre completo, la calidad de la roca como generadora potencial de hidrocarburos no varía entre los intervalos de lago más profundo (Pacs A) y de lago más somero (Pacs B), aunque si la cantidad de posible roca madre. De esta forma se corrobora que el rol más importante que influyó en la calidad de la roca madre fue la restricción de influjo detrítico y no la profundidad. Por ello, dado que este lago es comparable al de la cuenca de Richmond (aporte > evaporación), la roca madre no alcanzó alto nivel de calidad.

Agradecimientos

Deseo agradecer a la empresa BHP Petroleum (R. Gilbertson y M. Mozetic) que aportó los datos geoquímicos utilizados y costeoó parte del trabajo de campo. Agradezco también a O. Alcober y R.N. Martínez (Museo Ciencias Naturales, UNSJ), quienes me introdujeron al estudio de la cuenca triásica de Ischigualasto, y con quienes compartí gratos momentos de campaña, a S. López, cuyo trabajo de correlación permitió comprobar algunas de las presentes conclusiones, y a A.M. Zavattieri, que revisó

el borrador inicial. Se agradecen las sugerencias de los árbitros de la Revista, particularmente la excelente crítica de D. Kokogian, que permitió mejorar notablemente esta contribución. También se contó con el financiamiento de un proyecto de investigación del CICITCA (Univ. Nac. de San Juan).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alcober, O. A., 1993. Análisis paleoambiental de la Formación Ischigualasto, Cuenca de Ischigualasto, San Juan. Tesis de Licenciatura, Universidad Nacional de San Juan, 123 p. (inédito)
- Allen, J. R. L., 1964. Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo-Welsh Basin. *Sedimentology*, 3: 163-198.
- Anderson, R. Y. y Dean, W. E., 1988. Lacustrine varve formation through time. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 62: 215-235.
- Baldis, B. A. J. y Beresi, M., 1990. Presencia de hidrocarburos en las formaciones Zonda y San Roque (Cámbrico y Ordovícico de la Precordillera) y posibilidades prospectivas. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 1: 183-186, San Juan.
- Bradley, W. H., 1931. Non-glacial marine varves. *American Journal of Sciences*, Ser.5, 328-330.
- Bridge, J. S., 1993. Description and interpretation of fluvial deposits: A critical perspective. *Sedimentology*, 40: 801-810.
- Bristow, C., 1996. Reconstructing fluvial channel morphology from sedimentary sequences. En: Carling, P.A. y Dawson, M. R. (Eds.): *Advances in fluvial dynamics and stratigraphy*. pp. 351-371, John Wiley & Sons, Chichester.
- Browne, G. H., y Plint, A. G. 1994. Alternating braidplain and lacustrine sedimentation in a strike-slip setting: The Pennsylvanian Boss Point Formation of the Cumberland basin, Maritime Canada. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 40-59.
- Colella, A., 1988. Pliocene-Holocene fan deltas and braid-deltas in the Crati Basin, southern Italy: a consequence of varying tectonic conditions. En: Nemeč, W. y Steel, R.J. (Eds.): *Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings*. pp. 50-71, Blackie, London.
- Dam, G. y Surlik, F., 1992. Forced regression in a large wave- and storm-dominated anoxic lake, Rhaetian-Sinemurian Kap Stewart Formation, East Greenland. *Geology*, 20: 749-752.
- Dam, G., Surlyk, F., Mathiesen, A. y Christiansen, F. G., 1995. Exploration significance of lacustrine forced regressions of the Rhaetian-Sinemurian Kap Stewart Formation, Jameson Land, East Greenland. En: Steel, R.J. *et al.* (Eds.): *Sequence stratigraphy of the Northwestern European Margin*. Special Publication 5: 511-527, Norwegian Petroleum Society.
- Desheng, L., 1995. Hydrocarbon habitat in the Songliao rift basin, China. En: Lambiase, J.J., (Ed.): *Hydrocarbon habitat in Rift basins*. Special Publication 80: 317-330, Geological Society of London.
- Elliot, T., 1974. Interdistributary bay sequences and their genesis. *Sedimentology*, 21: 611-622.
- Fernandez, J., Bluck, B. J. y Viseras, C., 1993. The effects of fluctuating base level on the structure of alluvial fan and associated fan delta deposits: an example from the Tertiary of the Betic Cordillera, Spain. *Sedimentology*, 40: 879-893.
- Fernández Seveso, F., y Tankard, A. J., 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its Regional Implications. En: Tankard, A.J., Suarez, S., y Welsink, H.J. (Eds.): *Petroleum basins of South America*. Memoir 62: 285-301, American Association of Petroleum Geologists
- Fernández Seveso, F., Perez, M. A., Brisson, E. I. y Alvarez, L. A., 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo Basin, Western Argentina. *Comptes Rendus XII ICC-P*, 2: 223-260.
- Fischer, A. G. y Roberts, L. T., 1991. Cyclicity in the Green River Formation (lacustrine Eocene) of Wyoming. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61 (7): 1063-1069.
- Frazier, D. E., 1967. Recent deltaic deposits of the Mississippi river: their development and chronology. *Transactions of the Gulf Coast Association of Geological Societies*, 17: 287-315.
- Frazier, D. E., 1974. Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework of the northwestern portion of the Gulf basin. Bureau of Economic Geology, Geological Circular 74-1, University of Texas at Austin, 29 p., Austin.
- Galloway, W. E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. En: Broussard, M. L. (Ed.): *Deltas Models for Exploration*. pp. 87-98, Houston Geological Society, Houston.
- Galloway, W. E., 1989. genetic stratigraphic sequence in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 125-142.
- García-Mondejar, J., 1990. Sequence analysis of marine Gilbert-type delta, La Miel, Albian Lunada Formation of northern Spain. En: Colella, A. y Prior, D.B. (Eds.): *Coarse-Grained Deltas*. International Association of Sedimentologists Special Publication 10: 255-269.
- Gawthorpe, R. L. y Colella, A., 1990. tectonic controls on coarse grained delta depositional systems in rift basins. En: Colella, A. y Prior, D. B. (Eds.): *Coarse-Grained Deltas*. Special Publication 10: 113-128, International Association of Sedimentologists.
- Gibling, M. R. y Bird, D. J., 1994. Late Carboniferous cyclothems and alluvial paleovalleys in the Sydney Basin, Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin*, 106: 105-117.
- Glover, B. W. y O'Beirne, A. M., 1994. Anatomy hydrodynamics and depositional setting of a Westphalian C lacustrine delta complex, West midlands, England. *Sedimentology*, 41: 115-132.
- Hunt, D. y Tucker, M. D., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge system tract: Deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81: 1-9.
- Katz, B. J., 1995. A survey of rift basin source rocks. En: Lambiase, J.J., (Ed.): *Hydrocarbon habitat in rift basins*. Special Publication 80: 213-240, Geological Society of London.
- Kenyon, P. M. y Turcotte, D. L. (1985) Morphology of a delta prograding by bulk sediment transport. *Geological Society of America, Bulletin*, 96: 1457-1465.
- Kokogian, D. A., Boggetti, D. A. y Rebay, G., 1989. Cuenca Cuyana: el análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos estratigráficos sutiles. Actas 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos, 2: 649-675, Buenos Aires.
- Kokogian, D. A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. En: Ramos, V. A., (Ed.): *Geología y Recursos Naturales de Mendoza, Relatorio 12 Congreso Geológico Argentino*, 1(7): 65-78, Mendoza.
- Kokogian, D. A. y Mancilla, O., 1989. Análisis Estratigráfico Secuencial de la Cuenca Cuyana. *Cuencas Sedimentarias Argentinas*. Serie Correlación Geológica 6: 169-201, Universidad Nacional de Tucumán
- Kreuser, T., 1995. Rift to drift evolution in Permian-Jurassic basins of East Africa. En: Lambiase, J.J., (Ed.): *Hydrocarbon habitat in Rift basins*. Special Publication 80: 297-316, Geological Society of London.

- Liro, L. M. y Pardus, Y. C., 1990. Seismic facies analysis of fluvial-deltaic lacustrine systems - Upper Fort Union Formation (paleocene), Wind River basin, Wyoming. En: Katz, B.J. (Ed.): Lacustrine Basin Exploration. Memoir 50: 225-242, American Association of Petroleum Geologists.
- López, S., 1995. Estudio Estratigráfico Secuencial y Oleoquímico del paleolago Ischichuca-Los Rastros en el Parque Ischigualasto, comparación con los sistemas de Mendoza Norte, y su relación con la exploración de Hidrocarburos. Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología, Universidad Nacional de San Juan, 114 p., Inédito.
- Masari, F. y Parea, G. C., 1990. Wave-dominated Gilbert-type gravel deltas in the hinterland of the Gulf of Tranto (Pleistocene, southern Italy). En: Colella, A. y Prior, D.B. (Eds.): Coarse-Grained Deltas. Special Publication 10: 311-331, International Association of Sedimentologists.
- McPherson, J. G., Shanmugan, G. y Moiola, R., 1987, Fan deltas and braid-deltas: Varieties of coarse-grained deltas: Geological Society of America Bulletin, 99: 331-340.
- Mellere, D. y Steel, R., 1995. Variability of lowstand wedges and their distinction from forced-regressive wedges in the Mesaverde Group, southeast Wyoming. *Geology*, 23: 803-806.
- Miall, A. D., 1985. Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22: 261-30
- Milana, J. P. y Alcober, O., 1994. Modelo de funcionamiento tectosedimentario de la cuenca Triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 49 (3-4): 217-235.
- Mitchum, R. M. Jr., Vail, P. R. y Thompson, S. III., (1977). Seismic stratigraphy and global changes in sea-level, part 2 - the depositional sequences as a basic unit for stratigraphic analysis. En: Payton, C. E., (Ed.) Seismic stratigraphy: Application to hydrocarbon exploration. Memoir 26: 53-62, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Ortiz, A., 1968. Los denominados Estratos de Ischichuca como sección media de la Formación Los Rastros. *Actas 3° Jornadas Argentinas de Geología*, 1: 333-341, Buenos Aires.
- Orton, G. J., 1988. A spectrum of middle Ordovician fan deltas and braidplain deltas, North Wales: a consequence of varying clastic input. En: Nemeq, W. y Steel, R.J. (Eds.): Fan deltas: Sedimentology and tectonic settings. pp. 23-49, Blackie, London.
- Posamentier, H. W., Allen, G. P., James, D. P., Tesson, M., 1992. Forced regressions in a Sequence Stratigraphic framework: Concepts, examples and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 76: 1687-1709.
- Ripepe, M., Roberts, L. T. y Fischer, A. G., 1991. Enso and sunspot cycles in varved eocene shales from image analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61 (7), 1155-1163
- Rust, B. R. y Koster, E. H., 1984. Coarse alluvial deposits. En: Walker, R.G. (Ed.): Facies Models (2nd ed.), pp. 53-70, Geoscience Canada.
- Schlische, R. W., 1991. Half-graben basin filling models: new constraints on continental extensional basin development. *Basin Research*. 3: 123-141.
- Scholz, C. A. y Rosendahl, B. R., 1990. Coarse-clastic facies and stratigraphic sequence models from Lakes Malawi and Tanganyika, East Africa. En: Katz, B.J. (Ed.): Lacustrine Basin Exploration. Memoir 50: 151-167, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Scholz, C. A., 1995. Seismic stratigraphy of an accommodation-zone margin rift-lake delta, Lake Malawi, Africa. En: Lambiase, J.J., (Ed.): Hydrocarbon habitat in Rift basins. Special Publication 80: 183-196, Geological Society of London.
- Shanley, K. W. y McCabe, P. J., 1994, Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 78: 544-568.
- Sloss, L. L., Krumbein, W. C. y Dapples, E. C., 1949. Integrated facies analysis. En: Longwell, C.R. (Ed.): Sedimentary facies - Geologic history. Memoir 39: 91-124, Geological Society of America.
- Stipanovic, A. y Bonaparte, J. F., 1979. Cuenca Triásica de Ischigualasto. En: Turner, J. C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. 1: 523-575, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Van Wagoner, J. C., Mitchum, R. M. Jr., Campion K. M. y Rahmanian, V. D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *Methods in Exploration* 7: 1-55, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Van Wagoner, J. C., Posamentier, H. H., Mitchum, R. M., Vail, P. R., Sarg, J. F., Loutit, T. S., y Handerbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, C. K., Hastings, B. S., Kendall, C. G., Posamentier, H. W., Ross, C. A. y Van Wagoner, J. C. (Eds.): Sea-level changes: An integrated approach. Special Publication 42: 19-30. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.
- Williams, H. H., Fowler, M., Eubank, R. T., 1996. Characteristics of selected Paleogene and Cretaceous lacustrine source basins of Southeast Asia. En: Lambiase, J.J., (Ed.): Hydrocarbon habitat in Rift basins. Special Publication 80: 241-282, Geological Society of London.
- Wright, B. P. y Marriot, S. B., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86: 203-210.
- Wright, L. D., 1977. Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 857-868.
- Xue, L. y Galloway, W. E., 1993. genetic sequence stratigraphic framework, depositional style and hydrocarbon occurrence of the Upper Cretaceous QYN Formations in the Songliao lacustrine basin, northeastern China. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 77: 1792-1808.
- Zapata, T. R. y Allmendinger, R. W., 1996. Growth stratal records of instantaneous and progressive limb rotation in the Precordillera thrust belt and Bermejo basin, Argentina. *Tectonics*, 15: 1065-1083.
- Zavattieri, A. M. y Melchor, R., 1997. Estudios palinológicos preliminares de la Fm Ischichuca, localidad tipo (Qa. de Ischichuca chica), sur del Cerro Bola. Pcia. de la Rioja. *Actas 10° Simposio de Paleobotánica y Palinología*, p. 59, Mendoza.

Recibido: 7 de noviembre, 1997

Aceptado: 30 de noviembre, 1998

Arquitectura y Secuencias de los sistemas fluviales triásicos (Formación Río Blanco) en la Cuenca Cuyana, Argentina

Luis A. SPALLETTI¹ y Claudio A. BARRIO²

¹Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de La Plata - CONICET.
Calle 1 n° 644, 1900 La Plata, República Argentina.

²Shell CAPSA, Avda. Pte. R. S. Peña 788, 1383 Buenos Aires, República Argentina.

ABSTRACT. *Channel - flood plain architecture and sequences: Triassic fluvial systems of western Argentina.* To develop a 3D geological model for the Ventana-Vacas Muertas oil field in the Cuyo Basin (western Argentina), we studied the fluvial architecture of the Río Blanco Formation (RBF) along and across the excellent exposures of the Potrerillos area. The RBF has been divided into three informal sequences. The lower one is composed of a progradational systems tract in which Gilbert-type or homopycnal deltaic clinoforms prograded upon lacustrine shales. Mouth bar deposits and distributary channel deposits are located at the top of this deltaic system. The middle and upper sections of the RBF are characterized by repeated cycles of amalgamated channel-fill deposits (L) and aggradational flood plain deposits (H). Based on the vertical arrangement of lithofacies, primary sedimentary structures and geometry of sandstone/conglomerate bodies, a mixed-load fluvial system is proposed. In comparison with the classic conceptual models, the fluvial system of the RBF shows more frequent down-stream and lateral-accreting gravelly macroforms, and a sharp transition between the channel-fills and the flood-plain deposits. Fluvial channels are composed of tractional deposits produced by both downstream and lateral accreting gravel bars and sand bars. The sharp vertical transition from channel facies to fine-grained flood plain facies suggests avulsive processes for channel abandonment. As shown by the coarsening upward arrangement at their base, fluvial channels evolved from previously formed crevasse channels and splays. From the sequence stratigraphical viewpoint, the middle section of the RBF may be defined as a back-stepping system tract in which thick narrow and wide ribbon channel- fill deposits (L1) evolved into flood-plain mudstones and thin crevasse-channel deposits (H1). This was the result of a progressive increase in accommodation controlled by both tectonic subsidence and a gradual decrease in coarse-grained clastic supply. In the upper section of the RBF, an aggradational systems tract is defined. It is composed of two main cycles of channel amalgamation (L2 and L3) - flood plain mudstones associated to minor channel fills and splay lobes (H2, H3). This cyclical arrangement suggests a repeated variation in accommodation associated with changes in tectonic subsidence and clastic supply. In the RBF, large variations in channel interconnection are related to the development of different sequential tracts. Sections characterized by low accommodation and high values of the avulsion/subsidence ratio show the highest linear interconnection of channel fills, ribbons, and sand and gravel sheets.

Introducción

Durante los últimos años se han producido significativos avances en el modelado tridimensional cuantitativo de los reservorios de hidrocarburos. Estos modelos numéricos y de simulación permiten conocer en detalle las características y comportamiento petrofísico de los cuerpos de roca, por lo que resultan esenciales para planificar la ampliación de áreas de explotación y en los procesos de recuperación secundaria y terciaria.

Para predecir la geometría, orientación y

conectividad de los cuerpos de arena, así como la escala y continuidad de las barreras permeables, se tornan importantes los estudios sedimentológicos en afloramientos, en especial de las litofacies, la arquitectura de los litosomas y la secuencialidad de las sucesiones.

En este trabajo, y a los fines del modelado 3D determinístico/probabilístico de yacimientos de hidrocarburos localizados en el Triásico de la cuenca Cuyana, se analizan los afloramientos de sedimentitas fluviales de la Formación Río Blanco, localizados en la región de Potrerillos (Fig. 1). El modelado geológico conceptual de esta unidad se ha

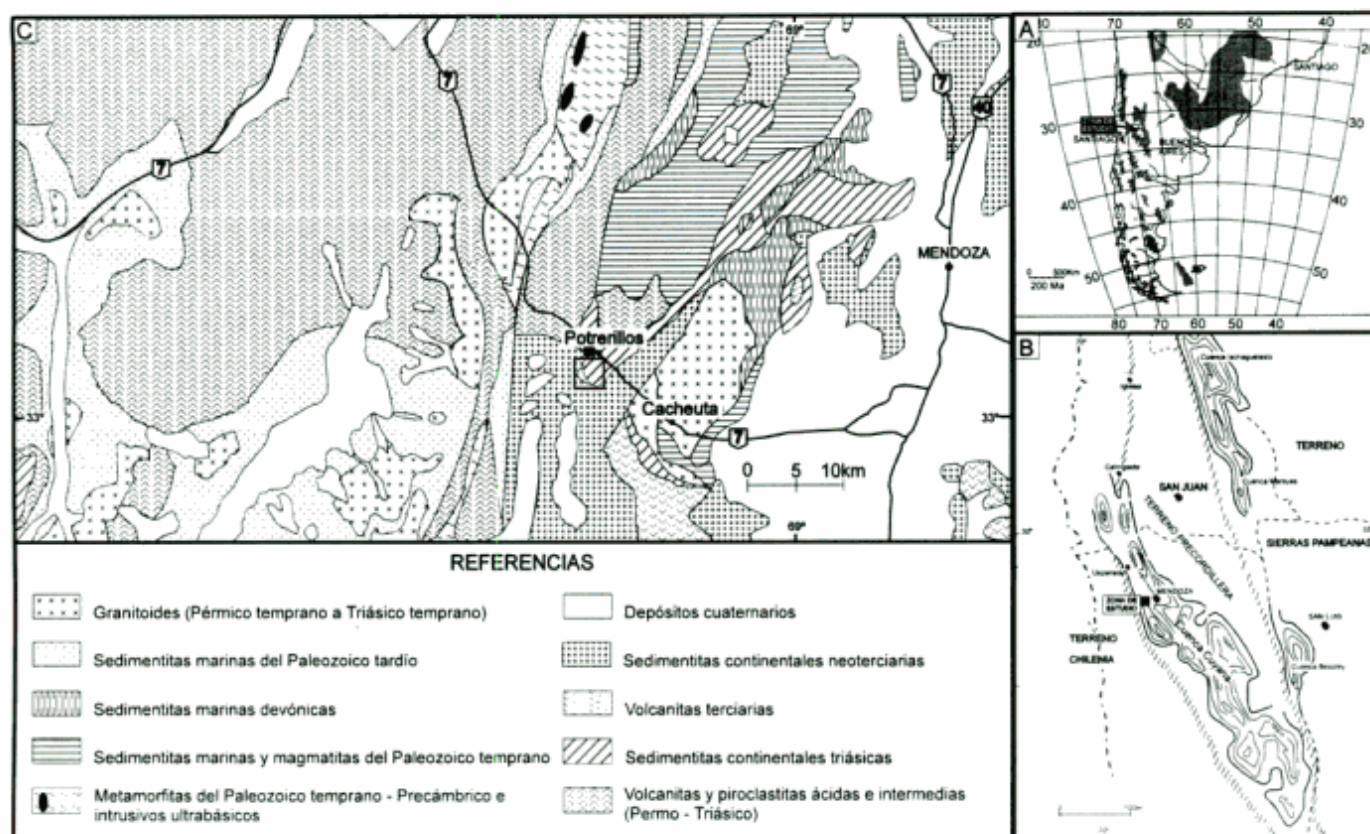


Figura 1: A: mapa de ubicación de la cuenca Cuyana. B: mapa general de la cuenca Cuyana y localización del área de estudio, C: mapa geológico regional y ubicación de los afloramientos estudiados en la región de Potrerillos.

de la geometría deposicional. En particular, se consideran las litofacies y sus asociaciones espaciales, la geometría, dimensiones, orientación y conectividad de los litosomas permeables, y la relación vertical y lateral entre los cuerpos permeables (arenisca - conglomerado) e impermeables (intervalos y niveles pelíticos, duricostras).

Ubicación regional y caracteres principales de la Formación Río Blanco

En el oeste argentino, con posterioridad a un episodio magmático muy generalizado que se caracterizó por el dominio de volcanitas ácidas del Grupo Choiyoi (Stipanovic *et al.* 1968) o de la Provincia Magmática Choiyoi (Kay *et al.* 1989) y que se formó en condiciones extensionales, se produjo la apertura de una serie de depocentros elongados en sentido NO-SE (Charrier 1979), entre los cuales el de mayor desarrollo se conoce como cuenca Cuyana (Fig. 1). El relleno sedimentario de esta depresión tiene fundamentalmente edad triásica y está constituido por un conjunto de sedimentitas silicoclásticas continentales que alcanza los 2.650 m de espesor (Stipanovic 1983).

Desde el punto de vista estratigráfico, estos depósitos han sido reunidos por Stipanovic (1979) en el Grupo Uspallata. Como se muestra en la figura 2, Mancilla *et al.* (1989), Kokogíán *et al.* (1989) y Kokogíán y Mancilla (1989) han reconocido dos supersecuencias. La inferior (Las Peñas) involucra a las formaciones Río Mendoza y Las Cabras, mientras que la superior (Cerro Cocodrilo) incluye a las formaciones Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco.

La presente investigación está referida a la Formación Río Blanco, un conjunto de capas rojas que alcanza espesores de unos 230 m, en el que participan cuerpos de areniscas, areniscas conglomerádicas, sabulitas y conglomerados de guijas y guijarros, estrechamente asociados con intervalos dominados por depósitos pelíticos. Estratigráficamente, la Formación Río Blanco (también llamada Formación del Pozo Víctor o simplemente Víctor) ha sido siempre subdividida de un modo informal. Así, en subsuelo los geólogos petroleros reconocían de base a techo tres "sectores": gris, oscuro y claro, respectivamente. No obstante Lluch (1971) y Strelkov y Alvarez (1984) propusieron incorporar el sector gris a la subyacente Formación Cacheuta. Una discusión más exhaustiva sobre las relaciones estratigráficas de la Formación Río Blanco y su

desarrollo en diversas situaciones dentro de la cuenca se puede consultar en Spalletti *et al.* (1995).

Estudios específicos de esta unidad (Lluch 1971, Strelkov y Álvarez 1984, Kokogián y Boggetti 1986, Frey y Rosenfeld 1992, Spalletti *et al.* 1995) han mostrado que su acumulación se produjo en distintos medios continentales, tales como sistemas lacustres holomícticos, deltaicos, fluviales meandrosos de alta sinuosidad (rellenos gravo-arenosos de canales y depósitos de planicies de inundación con dominio de sedimentos finos de decantación, frecuentes paleosuelos y areniscas atribuidas a canales y conos de desbordamiento) y planicies con dominio de acumulación loésica - piroclástica y de retrabajo hídrico de tales depósitos (Spalletti *et al.* 1995). Sobre la base de estudios tafonómicos y paleoecológicos de restos plantíferos, estos autores han sugerido que la unidad se formó bajo clima templado cálido con estacionalidad marcada. La información composicional, los cambios en las asociaciones de facies sedimentarias y la llamativa ausencia de registro paleoflorístico hacia las secciones altas de la Formación Río Blanco han sido consideradas indicativas de una progresiva tendencia hacia condiciones climáticas más secas (Lluch 1971, Spalletti *et al.* 1995).

Metodología del trabajo de campo

El presente estudio se basó en el levantamiento e integración de secciones parciales a escala de detalle (1:100) en la región de Potrerillos (Fig. 1), conducente a la definición de facies observacionales. A partir de las columnas elaboradas se definieron las principales asociaciones de facies, y para esta tarea se tuvo especialmente en cuenta la proporción entre facies gruesas y finas (relación vertical arena:pelita), así como el desarrollo de secuencias sedimentarias elementales (granocrecientes y decrecientes).

Con esa información y mediante la comparación con estudios realizados con anterioridad, se efectuó en primer lugar un análisis de la relación de base de la Formación Río Blanco respecto a la Formación Cacheuta y luego se pasó a la definición de la arquitectura secuencial, de las principales superficies de delimitación y la relación entre caracteres del registro, aportes y espacio de acomodación.

La siguiente etapa estuvo destinada al análisis arquitectural de los litosomas de textura gruesa o de roca potencialmente permeable. La tarea consistió en ubicar a los litosomas en el espacio, así como definir su morfología, la relación vertical y lateral con otros tipos de sedimentos, las dimensiones ancho/espesor, su continuidad lateral, simetría y constitución facial, así como la orientación de las

estructuras primarias. Por último, el análisis arquitectural se completó con un estudio sobre diseños de apilamiento y de interconexión entre los litosomas potencialmente permeables.

Resultados

Relación de base

El contacto entre las formaciones Cacheuta y Río Blanco es marcadamente transicional (Días y Massabie 1974, Kokogián y Mancilla 1989) y así se aprecia en la sección relevada (Fig. 3). Tanto en los sectores de centro de cuenca (Kokogián *et al.* 1989) como en las áreas marginales (Spalletti *et al.* 1995), la zona de contacto es un límite entre dos unidades lacustres. La inferior (Cacheuta) tiene carácter meromíctico, con neto dominio de facies hipolimnias anóxicas, y la superior (Río Blanco Basal o Víctor Oscuro) está constituida por facies finas, rojizas, acumuladas en un medio holomíctico bien oxigenado, sobre las que progradan rápidamente depósitos que aquí se consideran pertenecientes a un sistema deltaico (Fig. 3).

Arquitectura secuencial

En Potrerillos, la Formación Río Blanco muestra tres grandes tramos o sectores que se definen por el diseño de apilamiento de las facies sedimentarias y las proporciones entre cuerpos de grano grueso (gravo-arenosos) e intervalos pelíticos (Fig. 3). En términos estratigráficos informales hemos denominado a estos tramos Río Blanco inferior (o Víctor Oscuro), Víctor Claro inferior y Víctor Claro superior. A su vez, y bajo los mismos criterios, estos últimos sectores de la columna estratigráfica admiten una subdivisión en ciclos de menor escala o jerarquización (Fig. 3).

Con el advenimiento de la estratigrafía secuencial, y especialmente en los últimos años, ha habido una tendencia a describir las sucesiones continentales siguiendo esquemas aplicados a sistemas marinos marginales (Shanley y McCabe 1991, 1993, 1994, Wright y Marriott 1994). Este procedimiento fue aplicado con intensidad en la Argentina y particularmente en el estudio de los registros continentales de la Cuenca Cuyana (Kokogián *et al.* 1989, 1993, Kokogián y Mancilla 1989, Mancilla *et al.* 1989, Spalletti *et al.* 1995).

En tal contexto, el tramo Río Blanco inferior muestra un diseño de apilamiento característico de progradación deltaica sobre pelitas lacustres y los correspondientes a Víctor Claro inferior y superior son netamente fluviales, con depósitos de relleno de canal y de planicie de inundación (Fig. 3). Para todo

EDAD	FORMACIÓN	ETAPA EVOLUTIVA	CONJUNTO DE SECUENCIAS	AMBIENTES SEDIMENTARIOS
JURÁSICO				
TRIÁSICO	RÍO BLANCO	TRANSTENSIONAL	RÍO BLANCO	Sistemas fluviales de alta a moderada sinuosidad. Lacustres someros.
	CACHEUTA	POSTRIFT	POTRERILLOS - CACHEUTA	Lacustre
	POTRERILLOS			Deltaico lacustre Fluvial con cursos entrelazados y anastomosados
	LAS CABRAS	SINRIFT	LAS PEÑAS SUPERIOR	Lacustre somero Fluvial efímero
RÍO MENDOZA	LAS PEÑAS INFERIOR		Lacustre Fluvial con cursos efímeros Barreales o lacustre efímero Abanicos aluviales	

Figura 2: Estratigrafía del Triásico en la cuenca Cuyana (Kokogián *et al.* 1993, modificado).

el conjunto puede aplicarse, con ligeras modificaciones, el modelo secuencial propuesto por Xue y Galloway (1993). Así, Río Blanco inferior representa al tracto progradacional en el que se verifica pérdida progresiva en el espacio de acomodación; por su parte, el conjunto Víctor claro inferior y superior constituye el tracto retrogradacional que se caracteriza por la gradual recuperación del espacio de acomodación del sistema (Fig. 3).

Si se siguen los esquemas secuenciales propuestos por Kokogián *et al.* (1989, 1993), Legarreta *et al.* (1993) y Spalletti *et al.* (1995), el tramo Río Blanco inferior se puede asignar a un tracto de nivel (de base) alto. En su porción inferior prevalece la acumulación de pelitas de fondo lacustre, sobre las que más tarde se apilan camadas de clinofomas progradacionales (deltas de tipo Gilbert, según Spalletti *et al.*, 1995), depósitos de barra de desembocadura y de relleno de canales distributarios.

En el conjunto Víctor Claro inferior el arreglo sedimentario granodecreciente y el dominio de depósitos fluviales de carga mixta sugiere incremento progresivo del espacio de acomodación. Estos atributos han sido destacados por Legarreta *et al.* (1993) para caracterizar a los tractos retrogradacionales (*backstepping*). En cambio, el tramo Víctor Claro superior, con elevado tenor de depósitos pelíticos de suspensión y mayor abundancia de perfiles de suelos, coincidentes con condiciones de bajo gradiente superficial, puede asimilarse a un tracto agradacional, según la nomenclatura propuesta por Legarreta *et al.* (1993) (Fig. 3).

Como se mencionara más arriba, en las secciones de Víctor Claro inferior y superior se reconocen

ciclos internos, de menor jerarquía. Una particularidad de estos ciclos fluviales es que no muestran disposiciones estratales que definan tendencias, sino que se organizan en paquetes, caracterizados por mayor o menor valor de la relación entre depósitos del miembro grueso y del miembro fino, por lo que no resulta posible aplicar en el nivel de alta resolución la terminología propuesta por Legarreta *et al.* (1993) para secuencias aluviales. Según se muestra en la figura 3, los paquetes con predominio de depósitos del miembro grueso se han designado L1, L2 y L3, mientras que aquellos en los que abunda el miembro fino son H1, H2 y H3.

Una de las cuestiones más debatidas de los conceptos estratigráficos secuenciales en sucesiones continentales radica en ponderar los controles sobre su desarrollo. En diversas investigaciones sobre el tema (Kokogián *et al.* 1989, 1993, Shanley y McCabe 1991, 1993, 1994, Legarreta *et al.* 1993, Wright y Marriott 1994, Olsen *et al.* 1995) se concluye que las secuencias continentales están ligadas a cambios relativos en el nivel de base (geomorfológico), que resultan de la combinación entre fluctuación de dicho nivel de base y la subsidencia. Al respecto, debemos señalar que las secuencias son -sin embargo- el producto de la interacción de dos grandes parámetros: el espacio de acomodación y los aportes sedimentarios. Además, en las sucesiones con dominio de sedimentación fluvial, el espacio está relacionado con el nivel de base estratigráfico o perfil de base (Quirk 1996).

En la Cuenca Cuyana, donde no ha sido posible establecer conexiones consistentes con sistemas marinos y donde se produjo colmatación relativa-

mente rápida, con depósitos continentales vinculados a zonas positivas muy adyacentes a los depocentros, se considera que el aporte sedimentario estuvo vinculado con pendientes tectónicas, factores climáticos regionales y volcanismo explosivo sinsedimentario, mientras que las variaciones en el espacio de acomodación se relacionan con cambios periódicos en el ritmo de subsidencia de la cuenca (Cross *et al.* 1993). Se definen así situaciones con alta acomodación en las que domina la subsidencia tectónica y hay reducción de contribuciones detríticas de textura gruesa (paquetes H1, H2, H3), y situaciones con baja acomodación en las que la subsidencia está atenuada y hay incremento en el aporte de materiales gruesos (paquetes L1, L2, L3) (Fig. 3).

Facies sedimentarias, asociaciones de facies y sistemas de acumulación

Para la definición de facies observacionales se ha seguido el criterio desarrollado previamente en otras investigaciones sobre el Triásico del oeste argentino (Spalletti *et al.* 1988, Spalletti y Morel 1992, Spalletti *et al.* 1995, Spalletti 1994).

El análisis de las relaciones verticales de facies permite definir dos sistemas de acumulación principales en las sucesiones fluviales de Víctor Claro. Por una parte los depósitos asignados a planicies de inundación (intercanales, según Hastings 1990) y por otra los correspondientes a los rellenos de canal. Obviamente, los primeros dominan en los paquetes secuenciales H y los segundos en los L (Fig. 3); no obstante, asociaciones de planicie de inundación están también presentes a modo de intercalaciones en estos paquetes de baja tasa de acomodación.

Sistemas de planicie de inundación. Están caracterizados por dos asociaciones de facies, una en la que prevalecen los depósitos finos de decantación y otra en la que se identifican materiales más gruesos producidos por acumulaciones de carga traccional. El miembro fino se compone de secciones de fangolitas rojas masivas (F) y chonitas masivas de igual tonalidad (Ch) entre las que suelen intercalarse tobas masivas y afiricas de grano fino y tonalidades rojizas hasta blanquecinas. Tanto las chonitas como las tobas reflejan la existencia de frecuentes fenómenos de volcanismo explosivo sinsedimentario con acumulación piroclástica por lluvias de polvos y cenizas. En estos tramos aparecen con relativa frecuencia niveles de paleosuelos (P) con marcada continuidad lateral y caracterizados por aumento en la rubefacción (ferrilitización), desarrollo de estructuras prismáticas en columnas irregulares y bioturbaciones por raíces.

Los intervalos gruesos se componen de cuerpos arenosos y gravosos de espesores variables desde unos pocos centímetros hasta 1,5 m (Fig. 4). En su mayoría son litosomas lenticulares con discreta continuidad lateral, desarrollados sobre una superficie de erosión. Estos depósitos, que se interpretan como rellenos de canales de desbordamiento (*crevasses*), pueden mostrar en su tope tanto pasajes abruptos a sedimentos pelíticos como tendencia granodecreciente progresiva, culminando incluso con horizontes bioturbados y con paleosuelos. En ellos no se aprecia relación directa entre ancho y espesor; así, algunas capas delgadas poseen significativa continuidad, en tanto que cuerpos más espesos se restringen lateralmente a unos pocos metros (relación ancho : espesor entre 14 : 1 y 28 : 1). Se componen de facies arenosas (Sm, Sh, Sp, St, Sl), en menor medida gravosas y areno-gravosas (Gm, Gl, Gi, Gt, SGl, SGt), encontrándose también delgados paleocanales rellenos con material piroclástico reelaborado (TSm, TSh).

En algunas oportunidades el pasaje desde los finos de decantación suspensiva a estos cuerpos más gruesos está definido por un delgado apilamiento granocreciente de tobas reelaboradas y arenas masivas o con capa plana (STm, Sm, STh, Sh), lo que se interpreta como el depósito de conos de desbordamiento (*crevasse splays*) sobre los que finalmente progresa el canal *crevasse* (Fig. 4).

Los depósitos de relleno de canales *crevasse* y de conos de desbordamiento son muy frecuentes en el ciclo H1, aunque también aparecen como intercalaciones en paquetes con predominio de depósitos de canal fluvial. En las planicies de inundación correspondientes a H2 y H3 predominan los depósitos de decantación epi - piroclástica, aunque localmente se definen delgados ciclos de tracción/decantación (Sm-F o TSm-F) atribuibles a ambiente de albardón.

Sistemas de relleno de canales. Los rellenos de canales fluviales están constituidos por facies de areniscas, areniscas conglomerádicas y conglomerados de gránulos, guijas y guijarros en unidades amalgamadas vertical y lateralmente, sin que participen intercalaciones pelíticas. Estos depósitos suelen desarrollarse sobre una superficie de corte o erosión, tienen espesores variables entre 1,5 y 6 m y -con frecuencia- incipiente tendencia granodecreciente al tope (Fig. 4). Un atributo frecuente es que los depósitos se disponen arriba de pequeñas secuencias negativas atribuidas a conos de desbordamiento. Aunque el criterio es algo esquemático, en este trabajo nos hemos basado en Clemente y Pérez Arlucea (1993) para discriminar por sus dimensiones entre depósitos de canales fluviales y canales de *crevasse*.

Ciclos de menor jerarquía y trectos		Secciones estratigráficas informales	Sistema deposicional	Acomodación			
A	B			Muy baja	Baja	Alta	
TRACTO AGRADACIONAL	TRACTO RETROGRADACIONAL	VICTOR CLARO SUPERIOR	H3.- Fangolitas de planicie de inundación L3.-Amalgamación de rellenos de canal y de lóbulos de desbordamiento Secciones estrato-crecientes de relleno de canal H2.- Fangolitas de planicie de inundación L2.- Depósitos espesos de relleno de canal	FLUVIAL (ALTA SINUOSIDAD)			
TRACTO RETROGRADACIONAL		VICTOR CLARO INFERIOR	H1.- Depósitos delgados de relleno de canal (crevasses) y fangolitas de planicie de inundación L1.-Depósitos espesos de relleno de canal.				
TRACTO DE NIVEL ALTO	TRACTO PROGRADACIONAL	RIO BLANCO INFERIOR (VICTOR OSCURO)	Barras de desembocadura y canales distributarios. Clinofomas progradacionales. Fangolitas lacustres depocentrales				

Figura 3: Columna general de la Formación Río Blanco en el área de Potrerillos: subdivisión estratigráfica, distribución vertical de cuerpos permeables y de intervalos pelíticos, ciclos y trectos secuenciales, sistemas depositacionales y grado de acomodación. A: terminología de Legarreta et al. (1993), B: terminología de Xue y Galloway (1993).

Las estructuras primarias más frecuentes son las entrecruzadas en artesa (Gt, SGt, St) generadas por migración y acreción frontal de dunas subcúeas o megaóndulas tridimensionales. Los sets varían entre 0,4 y 1 m de espesor y amplitudes que van de los 2 a los 6 m. Se agrupan en *cosets* (Fig. 4) y se asocian tanto vertical como lateralmente con unidades de sedimentación con estructura de capa plana y de bajo ángulo (Gh, Gl, SGl, Sl, Sh), formadas por corrientes de mayor energía cinética. Como se aprecia en la figura 4, los depósitos más gruesos pueden también exhibir imbricación (Gi) o capas masivas (Gm) y constituyen los núcleos de barras gravosas formadas en condiciones de alto a mediano régimen de flujo.

En los cuerpos de relleno de canal aparecen, aunque no siempre, capas generadas por flujo helicoidal y acreción lateral (Gε, SGε, Sε). Estas macroformas representan acumulaciones de barras de punta y/o diagonales y se ubican por lo común hacia la base de los litosomas, aunque a veces intercalan entre niveles de megaóndulas de acreción frontal (Fig. 4).

La geometría de los litosomas, su ordenamiento de facies y su vinculación con amplios tramos dominados por materiales finos de planicie de inundación y depósitos de crecidas, son evidencia de sistemas fluviales de carga mixta (Collinson 1996). Sin embargo, estos depósitos guardan algunas diferencias con los reservorios atribuidos a sistemas meandrosos clásicos o de alta sinuosidad (Hastings 1990, Werren *et al.* 1990). Por una parte, las facies gravosas (Gm, Gi, Gε, Gt, Gl, Gh) no se encuentran como depósitos residuales (*lags*) de fondo de canal, sino que forman parte del cuerpo de macroformas gravosas de acreción frontal y lateral. Por otra, el pasaje superior hacia los depósitos de planicie de inundación es siempre muy abrupto y está representado por un marcado salto textural, aún en los cuerpos en los que se insinúa tendencia granodecreciente. Estos atributos pueden ser empleados como indicios de sistemas meandrosos de carga mixta pero de baja sinuosidad (Spalletti 1994).

Vale destacar que si bien la mayor parte de los depósitos del miembro grueso es atribuible a relleno de canales fluviales, en un nivel stratigráfico bien definido (Fig. 4) se han identificado tres litosomas alineados de base plana y techo convexo hacia arriba que están constituidos por depósitos arenosos y gravosos de alto régimen (Gl, Sl, Sh, Sm) y alcanzan un espesor máximo de 3 m. Estos cuerpos se interpretan como acumulaciones muy proximales de conos de desbordamiento (Smith *et al.* 1989) producidos por crecidas excepcionales.

Análisis arquitectural de los paleocanales. Por la calidad de los afloramientos este estudio ha sido

efectuado en los sectores medio y superior del intervalo Víctor Claro (paleocanales 5 hasta 16, Fig. 4). Sobre la base de la terminología establecida por Friend (1983) y Miall (1988), los paleocauces pueden subdividirse morfológicamente en tres variedades: cordones, fajas y mantos (figs. 5 a, b y c), aunque entre todos estos extremos pueden darse geometrías intermedias.

Los **cordones** son litosomas restringidos en sentido lateral, con menos de 50 m de amplitud relativa, y por lo común del orden de la decena de metros. Para su ancho, son relativamente profundos (2 a 2,6 m), por lo que la relación w/t va tan sólo de 4:1 a 20:1. Son cuerpos de base cóncava hacia arriba y contorno simétrico o con ligera asimetría, pero nunca llegan a desarrollar alas extendidas. Pueden presentarse aislados entre depósitos de la planicie de inundación o encontrarse en contacto vertical o lateral con otros tipos de paleocanales. Nunca amalgaman entre sí. Su parte central está rellena con facies St, Gt, Sl o Gl y las alas con capas de alto régimen (Gh, Sh, Sl). Por su morfología y arreglo de facies resultan semejantes a los denominados *channel-fill deposits* de Cuevas Gonzalo y Martinus (1993), generados por procesos de acreción vertical y abandono.

Las **fajas** son rellenos más potentes y amplios que los anteriores (3 a 4 m por 65 a 70 m) y su relación w/t es del orden de 20:1. La base de los litosomas es fuertemente cóncava hacia arriba y el techo plano o con suaves irregularidades; su contorno puede ser simétrico, con márgenes empinados, o asimétrico con un borde empinado y otro (ala) extendido y cuneiforme. Cuando poseen geometría simétrica su relleno es simple, con macroformas de acreción frontal (St), mientras que en los casos en que desarrollan fuerte asimetría se componen de rellenos más complejos en los que predominan formas de acreción lateral (Sε, SGε), incluso hasta en direcciones contrapuestas, combinadas con capas de alto régimen (Sl) y de acreción frontal (St), estas últimas mucho más conspicuas de la parte más espesa o central de los paleocanales. Estos paleocanales pueden amalgamar vertical y lateralmente entre sí, con cuerpos cordoniformes o mantiformes (figuras 5 a, b y c).

Los mantos son depósitos con una amplitud relativa considerable, entre 125 y 500 m, aunque el espesor es comparable al de los cuerpos en fajas (de 3,3 a 4,8 m). En cuanto a su morfología, muestran tendencias asimétricas con alas extensas acunadas y margen opuesto empinado, de modo que la sección más potente del relleno se ubica muy cerca de dicho extremo. La base de estos litosomas es neta, con muy suave concavidad hacia arriba, la que suele acentuarse en las porciones del eje del paleocauce. El tope es -por su parte- bastante aplanado. Los

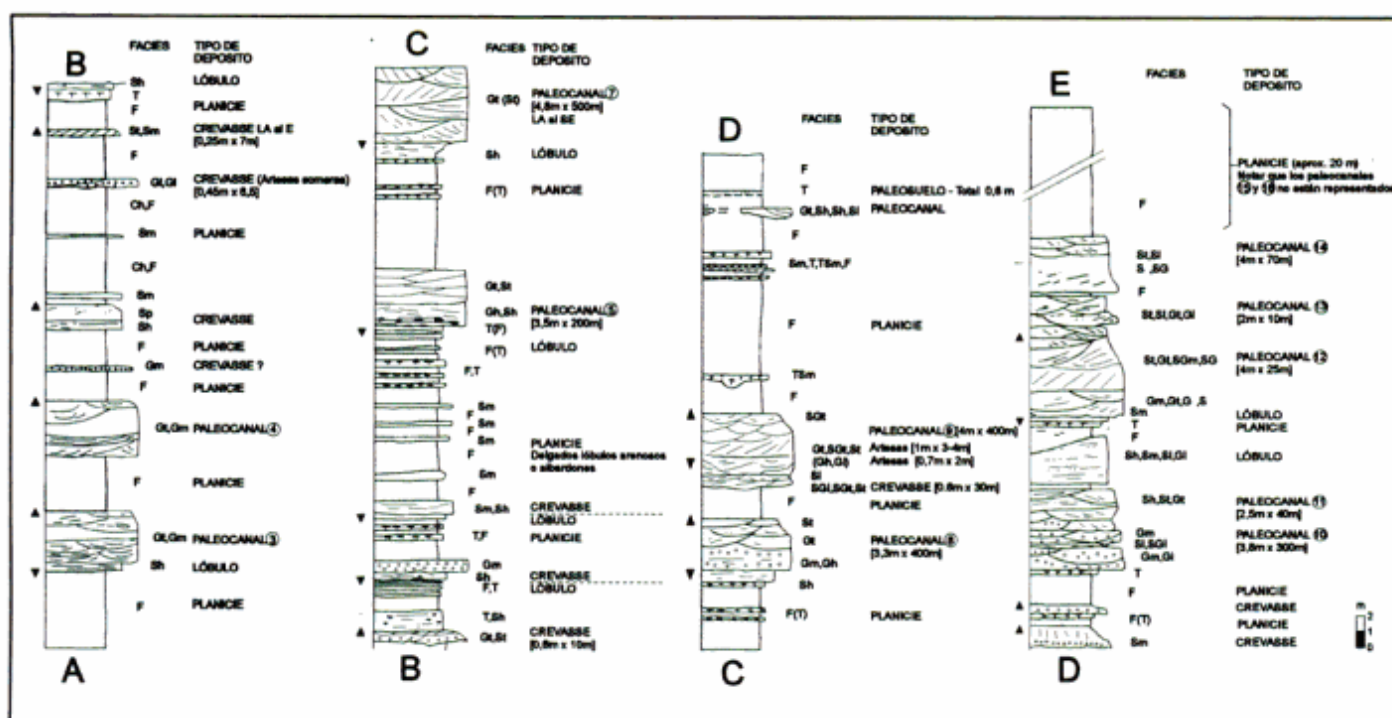


Figura 4: Sección estratigráfica de detalle de la Formación Río Blanco en Potrerillos. Principales facies sedimentarias, litosomas y sistemas deposicionales.

mantos no aparecen conectados directamente entre sí, pero pueden mostrar vinculaciones verticales con rellenos de fajas y de cordones (Figs. 5 a, b y c).

En la configuración interna de los mantos se definen dos elementos arquitecturales principales, uno de acreción lateral (S_ε, SG_ε, G_ε), generalmente muy continuo y con crecimiento en una sola dirección, y otro de acreción frontal con neto predominio de facies con estratificación entrecruzada 3D (St, Gt, SGt), el que se ubica con preferencia hacia el tope y en las secciones con mayor espesor de los litosomas. En pocos casos (paleocanales 5 y 8) las macroformas de acreción lateral están ausentes o muy pobremente desarrolladas. Los caracteres mencionados permiten comparar nuestro modelo de mantos fluviales con el atribuido por Marzo *et al.* (1988) a combinación pulsatoria de migración y relocalización de canales.

La relación entre ancho y espesor es variable (31:1 a 121:1). Friend (1983) y Miall (1988) han mostrado que los cuerpos en manto con valores de esa relación superiores a 100, corresponden a sistemas multicanales entrelazados; no obstante las cifras obtenidas se acercan a aquellas definidas por Fielding y Crane (1987) para canales meandrosos. La presencia de capas de acreción lateral orientadas en forma paralela a los afloramientos, sugiere que los paleocanales están dispuestos en posiciones bastante próximas al rumbo deposicional. En este sentido, y si se considera que la profundidad de los

canales es 0,55 el espesor del cuerpo de arena (Fielding y Crane 1987), la aplicación de la relación empírica de Collinson (1978*) para cauces meandrosos modernos da valores de amplitud muy similares a los medidos directamente en el campo.

En cuanto a la arquitectura de los distintos paquetes secuenciales, en el intervalo L1 prevalecen rellenos en cordón y en faja, en el L2 (Figs. 5 a y b) se encuentran litosomas en manto, mientras que en el tramo L3 hay un apilamiento complejo de las tres geometrías, incluso relacionadas con importantes depósitos de lóbulos o conos de desbordamiento (Fig. 5c).

Procesos de colonización, desarrollo y abandono de los canales y controles sobre su evolución. Los cuerpos canalizados se desarrollan muy frecuentemente sobre delgadas secuencias negativas. Este carácter permite inferir que la colonización de la planicie de inundación por canales fluviales se produjo a través de conos y canales de desbordamiento.

Los litosomas cordoniformes se caracterizan por la rápida agradación de macroformas de acreción frontal, mientras que en las fajas y mantos se combinan los procesos de acreción frontal y migración lateral. En todos los casos, el relleno de los canales está constituido por capas de textura gruesa formadas por deposición de carga traccional, sin que se encuentre ningún ejemplo de fases de abandono o tapones de fango (Werren *et al.* 1990, Davies *et al.*

1993, Sánchez Moya *et al.* 1996). Es así que cualquiera sea su geometría, la última etapa de relleno del canal está representada por la agradación de macroformas de acreción frontal, a las que sigue una fase de súbito abandono.

En el caso particular de los mantos canalizados, el proceso de evolución responde al esquema mencionado, aunque internamente se pueden apreciar pulsos repetitivos de migración lateral y tendencia agradacional de macroformas de acreción frontal (véanse paleocanales 7, 9 y 10, Figs. 5 b y c). En algunos ejemplos (paleocanales 5 y 8, figuras 5a y b) la faja se compone de sucesivas relocalizaciones laterales de macroformas de acreción frontal, sin que se haya apreciado buen desarrollo de acreciones laterales por acción de flujos helicoidales.

Es evidente que los canales desarrollados en la sección Víctor Gris de la Formación Río Blanco han evolucionado internamente por procesos de agradación de barras tridimensionales y migración lateral (concepto en el que incluimos tanto la acreción lateral como la relocalización de macroformas de acreción frontal). En cambio, el abandono definitivo de cordones, fajas y mantos fue resultado de avulsión (Smith *et al.* 1989) y colonización de la planicie de inundación a partir de canales y conos de desbordamiento.

Estos caracteres permiten sugerir que los sistemas fluviales estudiados se desarrollaron en valles amplios con escaso a nulo grado de incisión, donde no había impedimentos para los procesos de avulsión y migración de las fajas de canales (Spalletti 1997).

Comentarios adicionales surgen de la persistente orientación E - SE de las capas de acreción lateral (Figs. 5 a, b y c), mientras que en el caso del paquete L3 la disposición de los sucesivos paleocanales refleja claro escalonamiento al O - NO (Fig. 5c). Este diseño deposicional se explica por la generación de espacio de acomodación diferencial en sentido perpendicular al valle fluvial, lo que puede atribuirse a una combinación entre variaciones en la subsidencia tectónica (Leeder y Alexander 1987, Alexander y Leeder 1987, 1990) y distinto grado de compactación de la planicie de inundación (Bridge y Mackey 1993). Ante tales condiciones se produce la conservación preferencial de registros de barras en espolón correspondientes a arcos de meandros cuya convexidad se orienta en sentido opuesto a la pendiente regional (Leeder y Alexander 1987, Colombo y Vergés 1992). En un modelo más reciente, Alexander *et al.* (1994) señalan acreciones laterales orientadas en forma paralela al escalonamiento, lo que interpretan como producto de degradación y formación de terrazas. Nuestro caso muestra relación inversa entre las direcciones de acreción lateral y escalonamiento (Fig. 5 b), que atribuimos a un

registro fluvial carente de incisión, es decir que aún en las etapas de baja tasa de acomodación (paquetes L1, L2, L3) el sistema mostraba significativa agradación de la planicie aluvial.

Análisis de heterogeneidades y conectividad de cuerpos potencialmente permeables. En los sistemas fluviales de la Formación Río Blanco, las heterogeneidades megascópicas están definidas por la aparición de cuerpos correspondientes a los sistemas de canales y a interdepósitos predominantemente pelíticos, los que pueden considerarse barreras de importancia para la migración vertical y lateral de fluidos y pueden constituir los principales sellos de presión. Estas heterogeneidades mayores guardan relación con la arquitectura secuencial de la unidad y son el resultado del apilamiento (*stacking*) de las asociaciones de facies, lo que está en función de procesos alocíclicos (Bryant y Flint 1993). Así, las barreras permeables están mucho mejor desarrolladas en los paquetes (H1, H2, H3) producidos en condiciones de alta tasa de acomodación.

A escala de mayor detalle, y como se aprecia en las figuras 4 y 5, las barreras pelíticas están también presentes dentro de los paquetes de baja acomodación, ya que el sistema fluvial mantuvo siempre su condición mixta, con amplios depósitos finos de planicie de inundación acompañando a las sucesivas etapas de relleno de canales. En este nivel (mesoarquitectura, según Leeder 1993) resultan significativos factores tales como la naturaleza de la avulsión, la migración, la incisión y la agradación del sistema fluvial. Como viéramos más arriba, en nuestro caso podríamos descartar la incisión como factor de control de estas barreras permeables, las que alcanzan mejor desarrollo cuando hay menor frecuencia de avulsión y migración, y se incrementa la agradación.

Por su parte, los episodios autocíclicos vinculados al sistema fluvial no han generado heterogeneidades mesoscópicas de importancia, ya que los cuerpos potencialmente permeables carecen de barreras pelíticas internas de escala significativa, dada la ausencia de fases de abandono o destructivas. Por el contrario, en su relleno interno, las barras traccionales muestran rasgos favorables para el entrapamiento y extracción de hidrocarburos, como son la potencia individual de sets y macroformas, y su llamativa amalgamación lateral y vertical. Por tal motivo, la totalidad de los depósitos de los paleocanales constituyen excelentes unidades de flujo potencial para la migración de fluidos.

Con todo, a nivel mesoscópico de menor escala, deben tenerse en cuenta las heterogeneidades debidas a los contactos entre distintas facies sedimentarias y al desarrollo de superficies internas de delimitación. En tal sentido, los pasajes entre capas

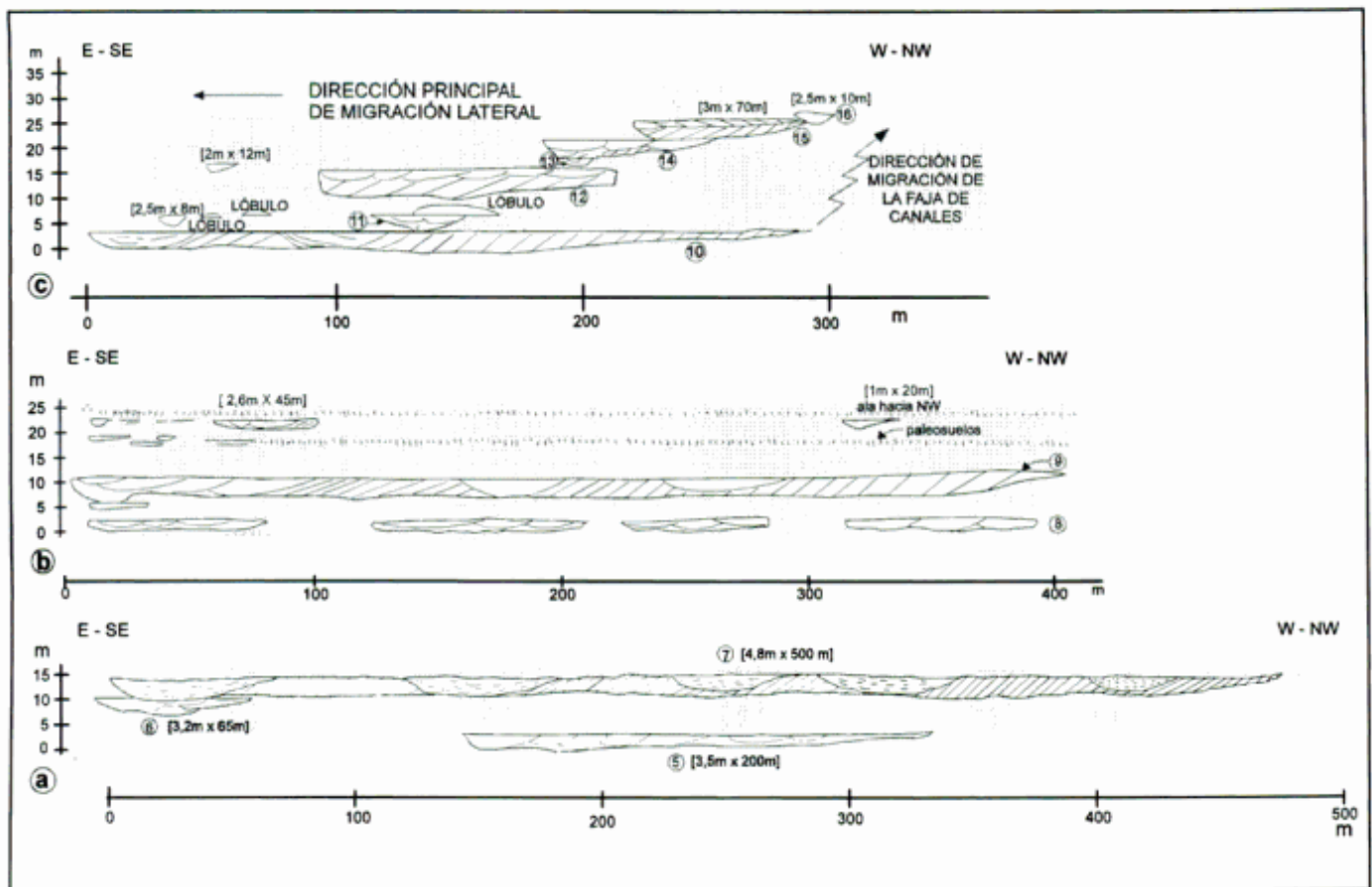


Figura 5: Arquitectura bidimensional de los cuerpos arenosos y areno-conglomerádicos. **a,** Arquitectura bidimensional en el paquete L2 inferior: paleocanales 5, 6 y 7. **b,** Arquitectura bidimensional en el paquete L2 superior: paleocanales 9 y 10. **c,** Arquitectura bidimensional en el paquete L3: paleocanales 10 a 16. Ver ubicación estratigráfica en figuras 3 y 4.

masivas, laminares y con estratificación entrecruzada pueden constituir subunidades de flujo que afectan la transmisividad de fluidos por cambios horizontales y verticales en la permeabilidad de los litosomas (Ebanks 1987, Miall 1988).

En lo que hace a la conectividad, los cuerpos de relleno de canal de la Formación Río Blanco muestran relaciones de contacto significativamente inferiores a las de otros sistemas fluviales, entrelazados (Atkinson *et al.* 1993, Jones y Hartley 1993), anastomosados (Putnam 1993) e inclusive meandrosos pero con marcada incisión (Hastings 1990). En nuestro caso se aprecian grandes variaciones en la interconexión que se vinculan con el apilamiento de diferentes tratos secuenciales, siendo mayores los contactos entre paleocauces en los paquetes de baja acomodación, caracterizados por Blackey y Gubitosa (1984) y Clemente y Pérez Arlucea (1993) como intervalos estratigráficos con alto valor de la relación avulsión/subsidencia.

En nuestro caso las interconexiones verticales están dadas por complejos apilamientos de cuerpos cordoniformes (*channel-fills*), en fajas y mantiformes. Las fajas pueden amalgamar entre sí, mien-

tras que no se han definido pasajes entre-cordones ni entre-mantos. No se puede descartar tampoco la conexión entre rellenos de canal y los depósitos traccionales de la planicie de inundación, como canales y conos de desbordamiento, especialmente cuando estos últimos tienen potencia y desarrollo lateral significativo. Un aspecto esencial en el análisis de conectividad radica en considerar el escalonamiento en los rellenos de canales y arcos de meandros, el que se registra en direcciones preferenciales, paralelas al rumbo deposicional.

En síntesis, las conexiones en un sistema como el de la Formación Río Blanco son discretas, pero efectivas, lo que favorece la migración lateral y vertical de fluidos y aumenta la potencia total de las unidades permeables. Los contactos entre depósitos de relleno de canal son consecuencia de un sistema avulsivo de canales de discreta profundidad desarrollado en un valle no confinado en el que prevaleció la agradación sobre la incisión. El apilamiento estuvo controlado por variaciones periódicas en la acomodación, mientras que el escalonamiento fue el resultado de fenómenos de subsidencia y/o compactación diferenciales a través del valle. Si bien se

postula un modelo conceptual fluvial de carga mixta y alta sinuosidad, los contactos entre rellenos de canales con distintas geometrías sugieren cambios permanentes en la evolución del régimen fluvial, con pasajes desde canales fijos y con fuerte acreción vertical, hasta canales con importante migración (acreción y relocalización) lateral.

Conclusiones

En el área estudiada la Formación Río Blanco muestra tres tramos caracterizados por el diseño de superposición de las facies sedimentarias y por las proporciones entre cuerpos de grano grueso e intervalos pelíticos. El primero (Río Blanco inferior) se interpreta como producto de progradación deltaica sobre depósitos lacustres, mientras que los otros dos (Víctor Claro inferior y superior) corresponden a ambientes fluviales.

Los conjuntos fluviales están organizados en paquetes definidos por las proporciones entre depósitos del miembro grueso y del miembro fino. Se denominaron L1, L2 y L3, aquéllos en los que predomina el miembro grueso, y H1, H2 y H3 los que poseen abundancia de sedimentos pelíticos. En los primeros la acomodación es baja debido a condiciones de subsidencia atenuada y marcado aporte de detritos. En los paquetes finos, la acomodación es alta por aumento generalizado de subsidencia y reducción de las contribuciones clásticas de grano grueso.

Desde el punto de vista de la interpretación paleoambiental se reconocen en los sectores medio y superior de la Formación Río Blanco (Víctor Claro) sistemas de planicie de inundación y de relleno de canales. El análisis arquitectural de los paleocanales ha permitido reconocer tres tipos de cuerpos: cordones, fajas y mantos. En el intervalo L1 dominan los depósitos en cordón y en faja, en L2 en manto y en L3 se registran superposiciones variadas de las tres geometrías.

La colonización de canales se produjo a través de conos y canales de desbordamiento, mientras que el abandono tuvo carácter avulsivo. Los cuerpos se han generado por acumulación de carga traccional, con agradación de macroformas de acreción frontal y procesos de migración lateral persistentes al E y SE que se aprecian en los litosomas en fajas y mantos.

En el paquete L3 los depósitos de acreción lateral exhiben la mencionada orientación, pero el escalonamiento de los paleocauces es hacia el O-NO. Este diseño deposicional se explica por generación de espacio de acomodación diferencial en forma transversal al valle fluvial, lo que se atribuye a variaciones regionales en la subsidencia tectónica, a

compactación diferencial en la planicie de inundación y al desarrollo de sistemas fluviales carentes de incisión y con progresiva agradación de la planicie aluvial.

Las principales barreras para la circulación de fluidos están determinadas por los interdepósitos pelíticos (paquetes H1, H2 y H3). Su desarrollo guarda estrecha vinculación con el diseño de apilamiento secuencial, ya que se generaron cuando prevalecieron condiciones con elevada tasa de acomodación. A nivel de mesoarquitectura, aparecen intervalos pelíticos asociados a los rellenos de canales individuales o de fajas de canales, los que reflejan períodos con predominio de agradación de la planicie aluvial, así como escaso grado de avulsión y migración de los sistemas de canales.

Los cuerpos permeables de la Formación Río Blanco muestran discreta conectividad. La mayor frecuencia de contactos entre paleocauces se da en intervalos estratigráficos caracterizados por alto valor de la relación avulsión/subsidencia.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su reconocimiento a Ferrán Colombo por la revisión crítica de la versión original del trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Alexander, J. y Leeder, M., 1987. Active tectonic control of alluvial architecture. En: Ethridge, F., Flores, R. y Harvey, M. (Eds.): *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39: 243-252.
- Alexander, J. y Leeder, M., 1990. Geomorphology and surface tilting in an active extensional basin, SW Montana, USA. *Journal of the Geological Society of London*, 147: 461-467.
- Alexander, J., Bridge, J., Leeder, M., Collier, R. y Gawthorpe, R., 1994. Holocene meander-belt evolution in an active extensional basin, southwestern Montana. *Journal of Sedimentary Research*, B64: 542-559.
- Atkinson, C., McGowen, J., Bloch, S., Lundell, L y Trumbly, P., 1990. Braidplain and deltaic reservoir, Prudhoe Bay Field, Alaska. En: Barwis, J., McPherson, J. y Studlick (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, 7-30. Springer Verlag Berlin.
- Blakey, R. y Gubitosa, R. 1984. Controls of sandstone body geometry and architecture in the Chinle Formation (Upper Triassic), Colorado Plateau. *Sedimentary Geology*, 38: 51-86.
- Bridge, J. y Mackey, S., 1993. A theoretical study of fluvial sandstone bodies. En: Flint, S. y Bryant, I (Eds.): *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 15: 213-236.
- Bryant, I. y Flint, S., 1993. Quantitative clastic reservoir geological modelling: problems and perspectives. En: Flint, S. y Bryant, I (Eds.): *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 15: 3-20.

- Clemente, P. y Pérez Arlucea, M., 1993. Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63: 437-452.
- Colombo, F. y Vergés, J., 1992. Geometría del margen S.E. de la Cuenca del Ebro: discordancias progresivas en el Grupo Scala Dei. Serra de La Llena. (Tarragona). *Acta Geológica Hispánica*, 27: 33-53.
- Collinson, J., 1978. Vertical sequence and sand body shape in alluvial sequences. En Miall, A. (Ed.): *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5: 577-588.
- Collinson, J., 1996. Alluvial sediments. En: Reading, H. (Ed.): *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd. Edition): 37-82. Blackwell Science, Oxford.
- Cross, T., Baker, M., Chapin, M., Clark, M., Gardner, M., Hanson, M., Lassenger, M., Little, L., McDonough, K., Sonnefeld, M., Valasek, D., Williams, M. y Witter, D., 1993. Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. En: Eschard, R. y Doligez, B. (Eds.): *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*. Editions Technip: pp.11-33. París.
- Cuevas Gonzalo, M. y Martinus, A., 1993. Outcrop data-base for the geological characterization of fluvial reservoirs: an example from distal fluvial fan deposits in the Loranca Basin, Spain. En: North, C. y Proser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publication 73: 79-94. Londres.
- Charrier, R., 1979. El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37. Santiago.
- Davies, D., Williams, B. y Vessell, R., 1993. Dimensions and quality of reservoirs originating in low and high sinuosity channel systems, Lower Cretaceous, Travis Peak Formation, East Texas, USA. En: North, C. y Proser, F. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society, Special Publication 73: 95-121.
- Días, H. y Massabie, A., 1974. Estratigrafía y tectónica de las sedimentitas triásicas, Potrerillos, Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 185-204.
- Ebanks, W., 1987. Geology in enhanced oil recovery. En: Tillman, R. y Weber, K. (Eds.): *Reservoir Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 40: 1-14.
- Fielding, C. y Crane, R., 1987. An application of statistical modeling to the prediction of hydrocarbon recovery factors in fluvial reservoir sequences. En: Ethridge, F., Flores, R. y Harvey, M. (Eds.): *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 39: 321-327.
- Frey, J. y Rosenfeld, U., 1992. The strata of Potrerillos (Prov. of Mendoza / Argentina): a regionally typical profile of the continental Triassic in southern South America. *Zentralblatt Geologie und Palaontologie Teil 1*, H. 6: 1615-1632.
- Friend, P., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. En: Collinson, J. y Lewin, J. (Eds.): *Modern and Ancient Fluvial Systems*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 6: 345-354.
- Hastings, J., 1990. Coarse grained meander belt reservoirs, Rocky Ridge Field, North Dakota. En: Barwis, J., McPherson, J. y Studlick R. (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, Springer Verlag: 57-84, Berlín.
- Jones, J. y Hartley, A., 1993. Reservoir characteristics of a braidplain depositional system: the Upper Carboniferous Pennant Sandstone of South Wales. En: North, C. y Proser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*. Geological Society of London, Special Publication 73: 143-156. Londres.
- Kay, S., Ramos, V., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America. *Geology* 17: 324-328.
- Kokogían, D. y Boggetti, D., 1986. Estratigrafía y ambientes de deposición de los depósitos triásicos de la localidad de Potrerillos, Mendoza. *Primera Reunión Argentina de Sedimentología, Resúmenes Expandidos*: 161-164. La Plata.
- Kokogían, D. y Mancilla, O., 1989. Análisis estratigráfico y secuencial de la Cuenca Cuyana. En: Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.): *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica* 6: 169-201. Tucumán.
- Kokogían, D., Boggetti, D. y Rebay, G., 1989. Cuenca Cuyana. El análisis estratigráfico secuencial en la identificación de entrapamientos sutiles. *Actas 1º Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos*, 2: 649-674.
- Kokogían, D., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A., 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. *Relatorio Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 1 (7): 65-78.
- Leeder, M., 1993. Tectonic controls upon drainage basin development, river channel migration and alluvial architecture: implications for hydrocarbon reservoir development and characterization. En: North, C. y Proser, D. (Eds.): *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, Geological Society of London, Special Publication 73: 7-22, Londres.
- Leeder, M. y Alexander, J., 1987. The origin and tectonic significance of asymmetrical meander belts. *Sedimentology* 34: 217-226.
- Legarreta, L., Uliana, M., Larotonda, C. y Meconi, G., 1993. Approaches to nonmarine sequence stratigraphy - Theoretical models and examples from Argentine basins. En: Eschard, R. y Doligez, B. (Eds.): *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*, pp. 125-143. Editions Technip, París.
- Lluch, J., 1971. Sedimentología del Triásico en el área Papagallos-Divisadero Largo. Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología* 2: 93-116. Buenos Aires.
- Mancilla, O.H., Arce, L.B. de y Córscico Picollini, N., 1989. Análisis estratigráfico secuencial en el subsuelo de la Cuenca Cuyana, Provincia de Mendoza - Argentina. *Actas 1º Congreso Nacional Exploración de Hidrocarburos*, 2: 715-738. Mar del Plata.
- Marzo, M., Nijman, W. y Puigdefabregas, C. 1988. Architecture of the Castissent fluvial sheet sandstones, Eocene, South Pyrenees, Spain. *Sedimentology* 35: 719-738.
- Miall, A.D., 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 72: 682-697.
- Olsen, T., Steel, R., Hogseth, K., Skar, T. y Roe, S., 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B65: 265-280.
- Putnam, P., 1993. A multidisciplinary analysis of Belly River-Brazeau (Campanian) fluvial channel reservoirs in west-central Alberta, Canada. *Canadian Bulletin of Petroleum Geology* 41: 186-217.

- Quirk, D., 1996. "Base profile": a unifying concept in alluvial sequence stratigraphy. En: Howell, J. y Aitken, J. (Eds.): High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications. Geological Society, Special Publication 104: 37-49.
- Sánchez Moya, Y., Sopena, A. y Ramos, A., 1996. Infill architecture of a non-marine half-graben Triassic basin (central Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 66: 1122-1136.
- Shanley, K. y McCabe, P., 1991. Predicting facies architecture through sequence stratigraphy. An example from the Kaiparowits Plateau, Utah. *Geology* 19: 742-745.
- Shanley, K. y McCabe, P., 1993. Alluvial architecture in a sequence stratigraphic framework: a case history from the Upper Cretaceous of southern Utah, USA. En: Flint, S. y Bryant, I. (Eds.): *The Geological Modelling of Hydrocarbon Reservoirs and Outcrop Analogues*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 15: 21-56.
- Shanley, K. y McCabe, P., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 78: 544-568.
- Smith, N., Cross, T., Dufficy, J. y Clough S., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36: 1-23.
- Spalletti, L., 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 (2): 125-142.
- Spalletti, L., 1997. Sedimentología y arquitectura de reservorios siliciclásticos. Texto Curso de Postgrado. Facultad de Geología, Universitat de Barcelona.
- Spalletti, L.A. y Morel, E.M., 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihuí (Triásico), sur de Mendoza (Argentina). *Actas 4ª Reunión Argentina de Sedimentología* (1): 159-166.
- Spalletti, L., Arrondo, O., Morel, E. y Ganuza, D., 1988. Los depósitos fluviales de la cuenca triásica superior en el sector noroeste del Macizo Norpatagónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43, 4: 544-557.
- Spalletti, L., Artabe, A., Brea, M. y Ganuza, D., 1995. Ambientes de acumulación y paleoflora en capas rojas triásicas de la Cuenca Cuyana, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50: 175-188.
- Stipanovic, P., 1979. El Triásico del valle del Río de Los Patos (provincia de San Juan). En: Turner, J.C.M. (Ed.): *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 1: 695-744. Córdoba.
- Stipanovic, P., 1983. The Triassic of Argentina and Chile. En: Moullade, M. y Nairn, A.E.M. (Eds.): *The Phanerozoic Geology of the World: 2, The Mesozoic: 181-199*. Elsevier, Amsterdam.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martinez, C., 1968. Las formaciones preneonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23: 67-98.
- Strelkov, E. y Alvarez, L., 1984. Análisis estratigráfico y evolutivo de la cuenca triásica mendocina-sanjuanina. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino*, 3: 115-130. Bariloche.
- Werren, E., Shew, R., Adams, E. y Stancliffe, R., 1990. Meander belt reservoir geology, Mid-dip Tuscaloosa, Little Creek Field, Mississippi. En: Barwis, J, McPherson, J. y Studlick (Eds.): *Sandstone Petroleum Reservoirs*, Springer Verlag: 85-108, Berlín.
- Wright, V. y Marriott, S., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86: 203-210.
- Xue, L. y Galloway, W., 1993. Genetic sequence stratigraphic framework, depositional style, and hydrocarbon occurrence of the Upper Cretaceous QYN Formations in the Songliao lacustrine basin, northeastern China. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 77: 1792-1808.

Recibido: 12 de marzo, 1998

Aceptado: 27 de octubre, 1998

Las alteraciones y mineralizaciones de Campana Mahuida y Caicayén, Neuquén: nuevos datos para la exploración de la asociación Skarns de Cu - Pórfiros Cupríferos en la Cordillera Principal

Marta FRANCHINI¹ y Lidia MALVICINI²

¹CONICET, Dirección Provincial de Minería, Casilla de Correo 101, 8340 Zapala, Neuquén, Argentina.

²CONICET, Universidad Nacional de San Luis; Servicio Geológico Minero Argentino, Av. Julio A. Roca 651, piso 10, Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *The Campana Mahuida and Caicayén ore districts, Neuquén: a model of Cu skarns - porphyry copper deposits and implications for their exploration in the Main Cordillera.* Located in the Main Cordillera of north-west Neuquén, Argentina, the Campana Mahuida and Caicayén alterations and mineralizations share the following features with Cu skarn-porphyry copper deposits in other parts of North America as well as Asia and the South Pacific: (1) they are related to I-type, magnetite series, calc-alkaline porphyritic sills and dykes of intermediate composition (quartz diorites and diorites) with stockwork, veining, brittle fracturing and brecciation; these are features indicative of a relatively shallow environment of formation (500 bars), (2) skarns have an oxidized mineralogy dominated by garnet (Ad36-98), clinopyroxene (Hd16-60), epidote and hematite-magnetite, (3) skarns contain up to 15% (pyrite>>pyrrhothite-chalcopyrite) and locally are associated with massive magnetite and hematite lodes, (4) massive silica-pyrite bodies replaces prograde skarns and marble, (5) pyroxene-skarn and silica-pyrite alterations distal to the potassic core are Fe and Zn-enriched, respectively, (6) prograde skarns formed under lithostatic pressures from hypersaline fluids (up to 50wt % NaCl equiv.) with high to intermediate temperatures (650-320°C), whereas most retrograde facies such as chlorite, epidote, siderite, quartz, calcite and silica-pyrite formed under hydrostatic pressures from fluids with lower temperatures and salinities (320°-100°C; ~ 25wt % NaCl equiv.), (7) mineralized igneous rocks exhibit characteristic early potassic-propylitic and late phyllic alterations that can be correlated with prograde garnet-pyroxene-magnetite and retrograde silica-pyrite, respectively, in skarns and (8) Cu-Au anomalies and mineralizations occur within the potassic and phyllic halos. The abundance of silica-pyrite bodies in exposures is due to the intense retrograde alteration that affected the skarns; some apparently barren skarn and siliceous envelopes could have overlaid copper-mineralization. Overall, Caicayén and Campana Mahuida are similar to world-wide copper skarn-porphyry copper systems emplaced at shallow levels, but they lack multiple intrusive phases and successive fluid pulses, thus resulting in lower cumulative copper grades than in the in big deposits. The descriptive model for the Neuquén examples can be use as an exploration guide for Cu skarns-porphyry copper in other areas of the Andean-type convergent margin, where Tertiary calc-alkaline, I-type granitoids intrude thick calcium carbonate-rich sequences.

Introducción

La asociación skarns de cobre-plutones con alteración hidrotermal y sulfuros diseminados emplazados en rocas sedimentarias carbonáticas, ha adquirido importancia relevante como guía de exploración en los arcos de islas y a lo largo de los flancos de las cadenas montañosas de tipo andino. Este interés obedece a que la asociación de depósitos contiene reservas del orden del billón de

toneladas de cobre, de las cuales, cinco millones se obtienen exclusivamente de los skarns (Meinert 1992). Además, la mayor parte de la producción de oro en skarns proviene de los skarns de cobre asociados a los pórfiros cupríferos (Meinert 1989).

La región andina del norte y centro de Chile es una provincia metalogénica bien conocida por la presencia de numerosos e importantes pórfiros cupríferos (Munizaga *et al.* 1985; Sillitoe 1992) y algunos de estos depósitos están asociados a

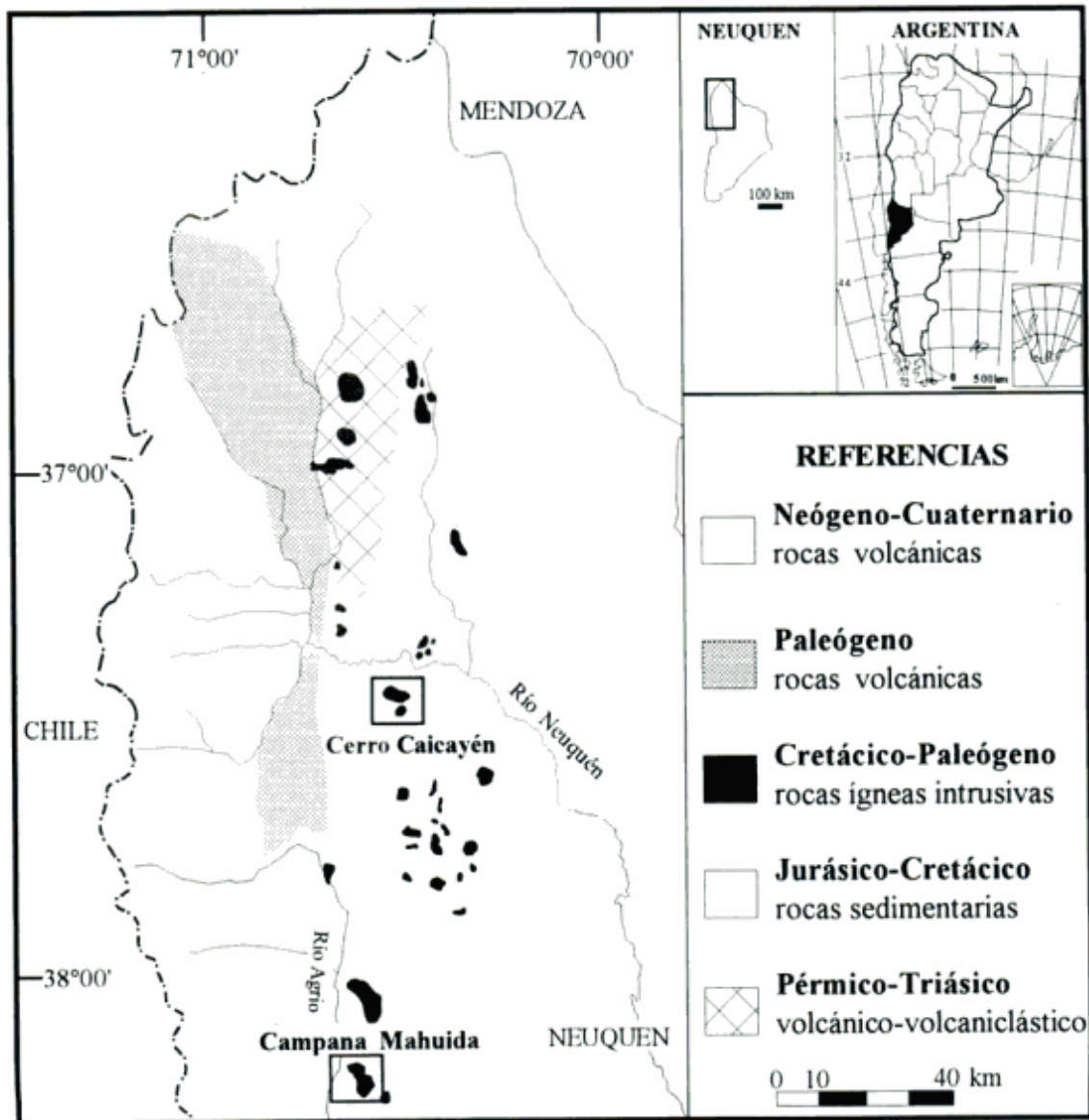


Figura 1: Ubicación de los distritos Caicayén y Campana Mahuida junto con las rocas ígneas del Cretácico tardío y Paleógeno expuestas en Neuquén (modificado de Llambías, inédito).

skarns, vetas y cuerpos de reemplazo (p. ej. Collahuasi, Dick *et al.* 1993, 1994; Candelaria, Ryan *et al.* 1994). En el sector argentino de la cordillera de los Andes, depósitos similares recién han comenzado a ser objeto de estudios más detallados. En la Cordillera Principal de Neuquén ocurren dos ejemplos de la asociación skarns-depósitos tipo pórfiro cuprífero vinculados genéticamente a rocas ígneas de los arcos volcánico-plutónicos del Cretácico tardío y del Eoceno-Oligoceno (Fig. 1). En el cerro Caicayén los skarns de Fe, las rocas ígneas asociadas y las composiciones de los fluidos hidrotermales vinculados a las alteraciones y mineralizaciones han sido estudiados por Franchini y Meinert (1991), Franchini (1992) y Franchini *et al.*

(en prensa) mientras que la manifestación tipo pórfiro cuprífero fue investigada recientemente por Casé (1996, 1997). La exploración geoquímica del distrito fue realizada por las empresas mineras Placer Dome S.A. (1993, 1994) y Gencor S.A. (1995). En Campana Mahuida el pórfiro cuprífero fue explorado en detalle por Fabricaciones Militares, Falconbridge y Minera Aconcagua S.A. Sillitoe (1977) y Zanettini (1976, 1979) resumen las alteraciones, las reservas y las leyes de cobre del depósito. Los skarns de hierro ubicados en los alrededores del pórfiro de Cu han sido analizados parcialmente por Franchini y Danieli (1991).

En este trabajo se resumen los rasgos más sobresalientes de los skarns-cuerpos de sílice-pirita aso-

ciados a las alteraciones y mineralizaciones tipo pórfiro cuprífero de Caicayén y Campana Mahuida y se los compara con los ejemplos mundiales de la asociación skarns de Cu-pórfiros cupríferos. Las alteraciones, la mineralogía y las inclusiones fluidas de los depósitos y manifestaciones neuquinas son similares a las características de los pórfiros cupríferos, skarns y cuerpos de reemplazo en otras partes del mundo y sugieren que el sector argentino de la cordillera de los Andes puede hospedar muchos más depósitos de los que se han descubierto hasta el presente.

Metodología

Los estudios analíticos de las muestras obtenidas durante el reconocimiento y cartografía de las zonas de los skarns y algunas muestras del pórfiro cuprífero de Campana Mahuida se realizaron en los laboratorios del Departamento de Geología de la Universidad del Estado de Washington, en los Estados Unidos de Norteamérica. Para conocer la composición química de los silicatos y caracterizar los skarns se realizaron 25 análisis químicos con microsonda electrónica (Cameca Cambax); los resultados se dan en las respectivas tablas y se los compara con los silicatos de los skarns de Caicayén. Los cambios de fase durante los ensayos microtermodinámicos en 125 inclusiones fluidas fueron medidos con la platina de enfriamiento-calentamiento de flujo de gas adaptada de la USGS, manufacturada por FLUID Inc. y calibrada con inclusiones fluidas sintéticas. La precisión del aparato a 374°C, 0,0°C y a -56,6°C fue de 1,2°C, 0,1°C y 0,4°C, respectivamente. Para la preparación de las muestras se empleó la metodología descrita por Meinert (1984, 1987). Para estimar las composiciones de las inclusiones fluidas se usaron las ecuaciones de Sterner *et al.* (1988). Estos datos se comparan con los resultados obtenidos previamente para los skarns y rocas ígneas de Caicayén (Franchini *et al.* en prensa).

Características Geológicas de las Manifestaciones y Depósitos Neuquinos

Los skarns y las zonas de alteración tipo pórfiro cuprífero de Caicayén y Campana Mahuida están asociados a filones capa y diques cuyas edades K/Ar son de $44,7 \pm 2,2$ Ma (Llambías y Rapela 1989) y $74 \pm 1,4$ Ma (Sillitoe 1977) y sus composiciones varían entre dioritas cuarzosas y dioritas, respectivamente. Son rocas calcoalcalinas, metaluminosas y pertenecen a la serie magnética o granitoides del tipo I (Llambías y Rapela 1989; Franchini 1992). Presentan alteración hidrotermal intensa, abundantes fracturas, textura porfirica, brechas y stock-

works; todos estos rasgos señalan un ambiente de emplazamiento y cristalización relativamente superficial.

Los filones capa y los diques están en contacto con lacolitos y stocks de microdioritas cuarzosas y granodioritas que han sido asignadas al mismo evento magmático (Zanettini 1979; Llambías y Rapela 1989). Estos cuerpos ígneos de mayores dimensiones no presentan alteraciones y mineralizaciones de interés (Figs. 2a y 3a).

Las rocas ígneas de Caicayén (Tabla 1) contienen porcentajes de SiO₂ y K₂O similares a las rocas ígneas asociadas a los skarns de Fe sin embargo la relación Fe₂O₃/(Fe₂O₃ + FeO) es mayor que en estas rocas. Con respecto a las porfiritas vinculadas a los skarns de Cu, las rocas de Caicayén poseen menor porcentaje de K₂O; si bien la relación Fe₂O₃ / (Fe₂O₃ + FeO) es algo mayor que relación promedio establecida para los skarns de Cu de la cordillera de Canadá (Ray y Webster 1991), es menor a la relación promedio publicada recientemente para los skarns de Cu del mundo (Meinert 1995) y para los skarns de Cu del Pacífico (Meinert *et al.* 1997).

Las Manifestaciones de Caicayén.

En Caicayén las mineralizaciones consisten en varios skarns de Fe y cuerpos de sílice-pirita de hasta 30 m de espesor x 40 m de longitud que rodean una zona con alteración hidrotermal y sulfuros similar a las zonas de alteración en los pórfiros cupríferos (Fig. 2b). La alteración y mineralización tipo pórfiro de Cu está hospedada en las rocas ígneas y sedimentarias y aflora en una zona de 3 km² a lo largo de la quebrada del Bronce (Fig. 2b). Casé (1997) describe 4 zonas: (1) un núcleo de alteración potásica con biotita >> feldespato potásico-cuarzoalbita, (2) una zona de alteración propilítica que rodea a la anterior, caracterizada por la asociación clorita-epidoto-calcita-tremolita, (3) una zona de cuarzo-sericita-pirita (alteración filica) sobrepuesta entre las zonas potásica y propilítica y (4) una zona delgada con caolinita-montmorillonita-sericita (alteración arcillosa) al este del núcleo potásico, controlada por estructuras (Fig. 2b). Los sulfuros pirita y calcopirita, con pirrotina, magnetita, esfalerita, enargita y oro, rellenan venillas y se distribuyen de manera irregular preferentemente en las zonas potásica y filica. La manifestación carece de una zona de enriquecimiento supergénico. Se determinaron anomalías de Cu y Au en afloramientos de las zonas potásica y filica (Placer Dome 1993, 1994; Gencor 1995).

Los parámetros fisicoquímicos de los fluidos hidrotermales responsables de las mineralizaciones y alteraciones están registrados en las dioritas

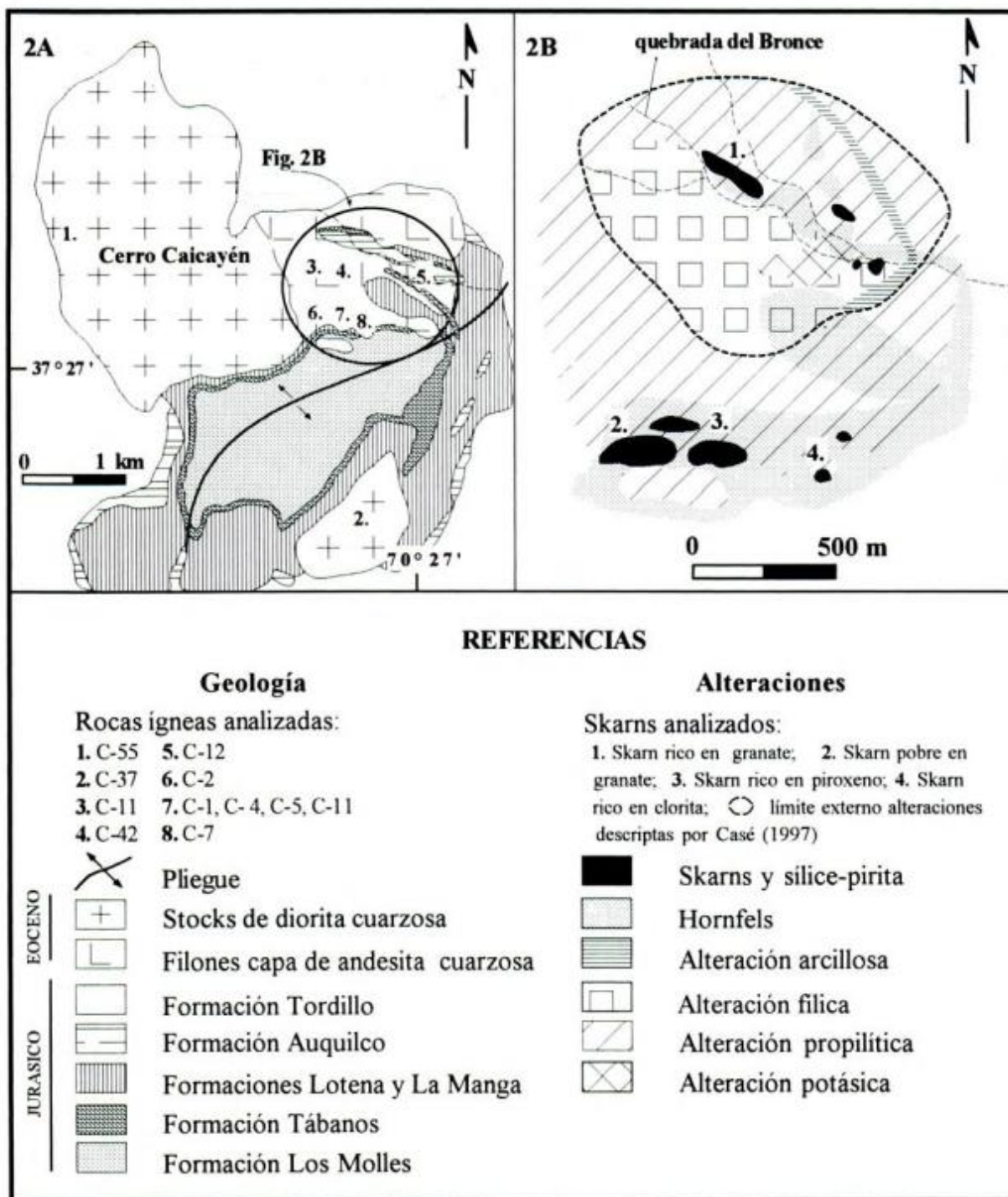


Figura 2A: Mapa Geológico simplificado del cerro Caicayén (modificado de Franchini 1992). **2B.** Ubicación de los skarns mineralizados (Franchini y Meinert 1991) y de las alteraciones y mineralizaciones de la Quebrada del Bronce (modificado de Casé 1997).

cuarzosas ubicadas en contacto con los skarns y en los alrededores. Los fenocristales de cuarzo han sido fracturados reiteradamente debido a la incurción periódica de fluidos hidrotermales y contienen tres poblaciones de inclusiones fluidas: (1) una población de inclusiones hipersalinas (47% a 67% eq. en peso NaCl + KCl; 2 a 36% eq. en peso KCl y

31 a 45% eq. en peso NaCl) que homogeneizaron por disolución de las sales entre los 355° y 400°C; se considera que estos fluidos fueron atrapadas bajo presiones litostáticas de 500 bares; (2) una segunda población de inclusiones fluidas hipersalinas (29% a 56 % eq. en peso NaCl) que homogeneizaron por desaparición de la burbuja de vapor

Tabla 1: Composición química de las rocas ígneas asociadas a los skarns de Fe, a los skarns de Cu y a los skarns de Caicayén.

Referencias:	Skarns de Fe	Skarns de Caicayén	Skarns de Cu	Skarns de Cu	Skarns de Cu en Distrito Ertzberg
	Ray y Webster 1991 Promedio	Franchini 1992 Promedio	Ray y Webster 1991 Promedio	Meinert 1995 Promedio	Meinert <i>et al.</i> 1997 Promedio
SiO ₂	61,15	60,29	63,5	64,9	53,24
Al ₂ O ₃	17,30	18,16	16,6	16,0	16,45
TiO ₂	0,8	0,42	0,6	0,52	0,53
Fe ₂ O ₃	2,0	2,08	1,9	2,5	3,38
FeO	3,8	2,89	2,8	2,36	2,47
MnO	0,1	0,33	0,2	0,08	0,1
CaO	5,7	5,25	4,3	3,81	5,16
MgO	2,3	1,66	2,2	1,82	2,06
K ₂ O	1,7	1,47	3,4	3,56	3,76
Na ₂ O	4,40	3,81	3,3	3,99	4,12
P ₂ O ₅	0,27	0,12	na	0,26	0,32
K ₂ O/Na ₂ O	0,39	0,41	1,03	0,89	0,9
Fe ₂ O ₃ / Fe ₂ O ₃ +FeO	0,34	0,42	0,40	0,54	0,57

na: no analizado

entre los 215° y 385°C y que probablemente representen fluidos atrapados a temperaturas similares al primero, pero a presiones menores y, finalmente (3) una población de inclusiones salinas (salinidad promedio 35% eq. en peso NaCl) con halita y otras sales disueltas (probablemente CaCl₂ y FeCl₂) asociadas a inclusiones ricas en vapor que homogeneizaron a temperaturas similares (326°-360°C) y que probablemente se formaron por la ebullición de un fluido acuoso de baja salinidad (hasta 8 % eq. en peso NaCl) bajo presiones hidrostáticas comprendidas entre los 120 y los 170 bares. Las poblaciones 1 y 2 constituyen las inclusiones más abundantes en las zonas propilítica y potásica, respectivamente, en tanto que la 3 se halló en la zona propilítica en contacto con los skarns.

Los skarns son cálcicos y se desarrollan preferentemente en las unidades carbonáticas del Grupo Cuyo (Formación Tábanos) aunque también reemplazan a las pelitas y areniscas de las Formaciones Los Molles y Tordillo, respectivamente. El metamorfismo de contacto de las pelitas que rodean los skarns produjo la formación de hornfels biotíticos, anfíbólicos y piroxénicos (Fig. 2b). Lentes y venillas con epidoto, piroxeno (Hd₂₈₋₄₆), cuarzo y sulfuros metasomáticos están superpuestos a la asociación metamórfica. Los skarns presentan zonación composicional desde el intrusivo hacia los protolitos sedimentarios y también con la distancia al núcleo potásico de la alteración hidrotermal expuesta en la quebrada del Bronce. En los afloramientos próximos al núcleo potásico, en contacto con los endos-

karns de epidoto-diópsido-granate o epidoto desarrollados en la roca ígnea, la caliza está reemplazada por una zona interna de granate (Ad₉₅₋₉₇) con piroxeno, lentes de pirrotina-magnetita, venillas de piritita-calcopirita-marcasita y una zona externa de sílice-pirita. Las areniscas están transformadas en exoskarns macizos de epidoto con cuarzo y venillas de sulfuros. En los bolsones situados al sureste del núcleo potásico (800 m), en contacto con el endoskarn de epidoto, el exoskarn presenta una zona interna de magnetita acicular según hematita, calcita y piroxeno subordinado (Hd₃₉₋₄₂) y una zona externa formada por piroxeno (Hd₃₃₋₆₀), sulfuros, cuarzo y magnetita con menor cantidad de minerales retrógrados (epidoto, cloritas, calcita, siderita). Los sulfuros constituyen el 15% de esta zona y consisten en piritita con pirrotina, esfalerita y escasa calcopirita; las muestras analizadas contienen 0,1% a 0,8 % de Zn, 0,02 % a 0,08% de Cu y 0,03 a 0,28 g/t Au. Los cuerpos de sílice-pirita con menores cantidades de siderita, clorita, illita, marcasita, calcopirita y esfalerita se localizan en los contactos entre los exoskarns y la caliza o las areniscas y, en las zonas más distantes al núcleo potásico, parecen reemplazar directamente a la caliza en contacto con endoskarn de clorita (clinocloro) (Fig. 2b). En este último caso el Zn, cuyo valor promedio en los skarns de Cu es de 0,05%, alcanza valores anormalmente altos (1,13%). En algunos afloramientos la sílice jasperoidal con bandeado coliforme es más abundante que el cuarzo microcristalino. Tanto los skarns como los cuerpos de sílice-pirita aflorantes

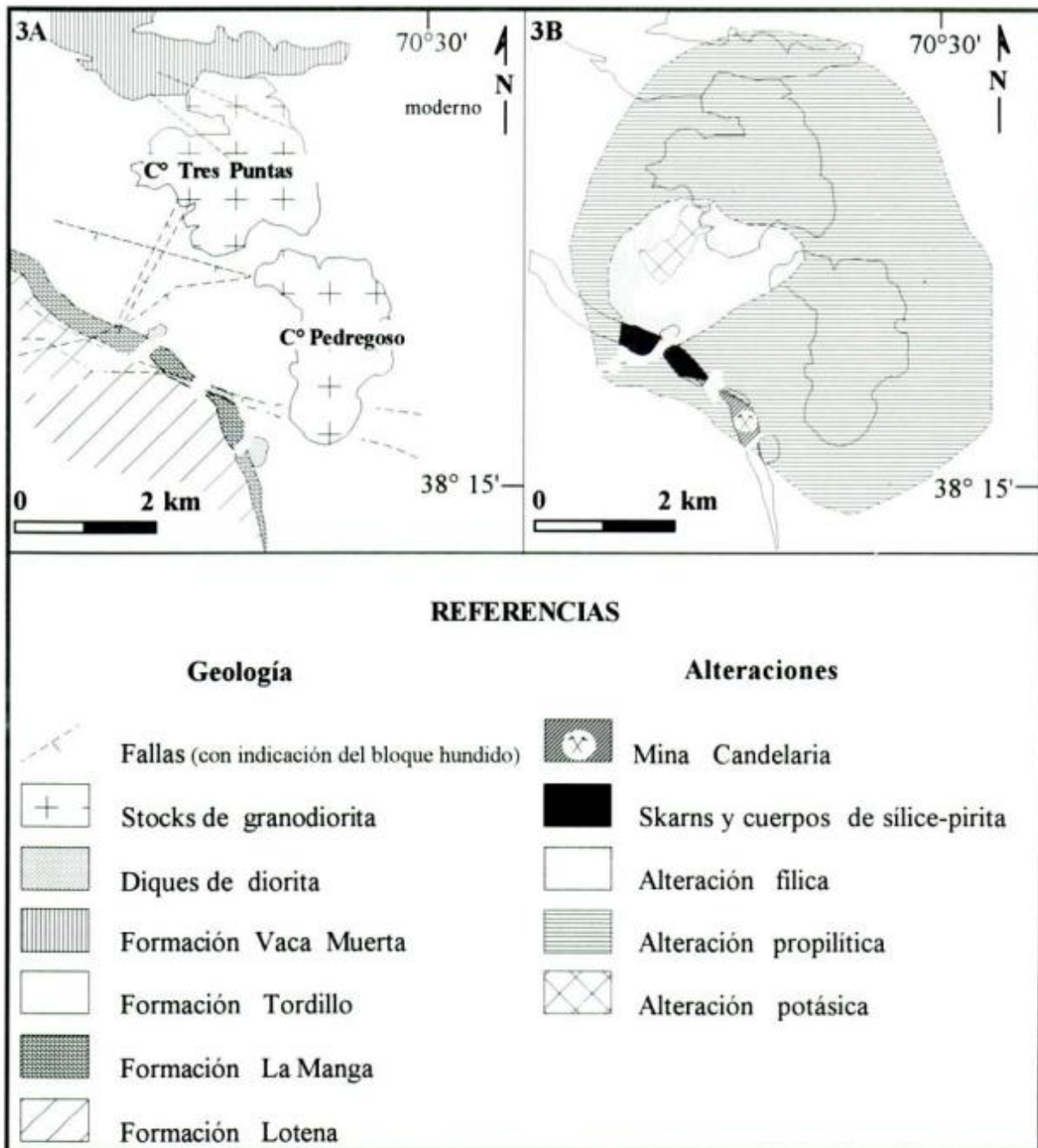


Figura 3: a, Mapa geológico simplificado del distrito Campana Mahuida (modificado de Zanettini 1979). b, Ubicación de los skarns mineralizados y las zonas de alteración del pórfiro cuprífero. El límite de la zona potásica según proyección vertical a la superficie (modificado Zanettini 1979).

están oxidados y alterados supergénicamente; estas zonas de hasta 95% de óxidos hidratados de hierro han sido explotadas en el pasado.

Las inclusiones fluidas primarias en granate, piroxeno y epidoto homogenizaron en un rango de temperaturas similar al medido en las inclusiones salinas de las rocas ígneas (348°-420°C), pero los porcentajes salinos son menores (23,3-26% eq. en peso NaCl). Si bien no se encontraron inclusiones

con minerales hijos, su presencia en las rocas ígneas y en la caliza en contacto con los skarns sugiere que los silicatos se formaron a expensas de fluidos salinos. Las evidencias de ebullición en la zona filica (Casé 1996) y de fluidos con comportamiento crítico en los cuerpos de sílice-pirita, indican que durante la alteración retrógrada de los skarns y de la alteración tipo pórfiro de Cu, el régimen de presión dominante fue hidrostático. La fase vapor pro-

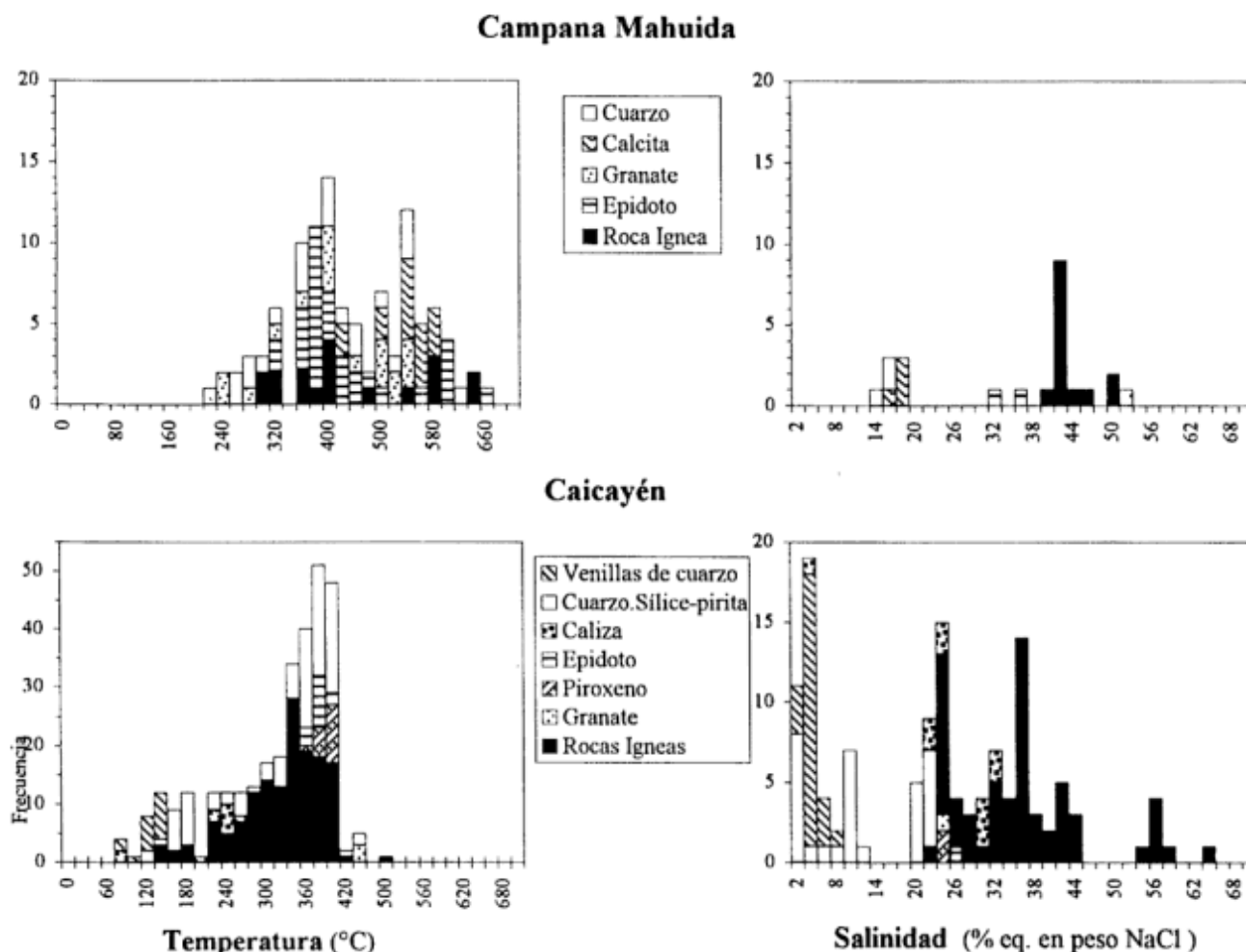


Figura 4: Histogramas que muestran las temperaturas de homogeneización y las salinidades medidas en las inclusiones fluidas de las rocas ígneas alteradas, de los skarns, cuerpos de sílice-pirita, venillas de cuarzo y caliza de Caicayén y Campana Mahuida.

ducida por la ebullición de los fluidos en las rocas ígneas en contacto con los skarns, produjo una pluma de vapor que probablemente fue la responsable de esta alteración retrógrada y de los huecos de disolución observados en la caliza en contacto con los skarns (Franchini *et al.* en prensa). Las inclusiones fluidas en cuarzo de venillas tardías tienen temperaturas y salinidades menores (112° - 179° °C; 8,5 a 0% eq. en peso NaCl) y características de fluidos con abundante agua meteórica. En la Fig. 4 se resumen las temperaturas y salinidades determinadas para las inclusiones fluidas de los skarns y las rocas ígneas.

Los depósitos de Campana Mahuida

El pórfiro cuprífero consiste en una aureola elíptica de 7 km por 5,5 km desarrollada en los filones capa y diques dioríticos. Esta alteración también

afecta a las rocas sedimentarias jurásicas y a las granodioritas (Fig. 3a). Está formado por una zona interna de alteración potásica no aflorante, una zona externa de alteración propilítica y una zona filica intermedia superpuesta entre las zonas potásica y propilítica (Fig. 3b). La zona potásica se caracteriza por la presencia de biotita secundaria y albita con escaso feldespato potásico. Las leyes más altas de cobre hipogénico (0,52% Cu) se detectaron en esta zona y están asociadas a venillas de cuarzo con calcopirita, bornita, molibdenita, magnetita, pirita y oro. La relación pirita:calcopirita es de 1:1 a 2:1 en el borde externo de la biotita diseminada, que define el límite de la zona potásica. Los porcentajes de Cu hipogénico disminuyen hacia la periferia de la zona potásica, pasando de 0,20 a 0,01% de Cu en la zona de alteración filica y ausencia de Cu en la zona propilítica. La mineralización supergénica coincide con la anterior: el manto de oxidados de cobre se localiza sobre la zona potásica y los sulfu-

Tabla 2: Composición química de los granates y piroxenos de los skarns de Campana Mahuida. Analizados con microsonda electrónica en el Departamento de Geología de la Universidad del Estado de Washington, en Estados Unidos.

Muestra nº	Granate										Piroxeno				
	B-1 diorita núcleo	B-1 diorita medio	B-1 diorita borde	B-2 diorita núcleo	B-2 diorita borde	B-9 caliza núcleo	B-9 caliza medio	B-9 caliza borde	B-10 caliza medio	B-10 caliza borde	B-11 brecha núcleo	B-11 brecha medio	B-11 brecha borde	B-5 diorita	B-5 diorita
SiO ₂	38.53	38.67	36.90	37.28	37.74	35.40	38.30	37.40	35.70	36.03	39.40	37.20	37.70	53.00	53.40
TiO ₂	0.95	0.27	0.01	1.59	1.17	0.00	0.10	0.10	0.02	0.00	0.30	0.20	0.40	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	13.27	12.00	2.65	9.59	9.44	0.00	11.40	9.20	0.11	0.48	5.60	7.50	7.90	0.30	0.30
FeO**	12.71	15.26	27.93	16.98	18.20	31.40	16.10	18.70	30.48	30.31	18.50	20.50	20.30	8.00	4.90
MnO	1.06	1.01	0.49	0.90	0.91	0.50	1.00	0.90	0.57	0.34	0.60	0.80	0.70	1.50	1.30
MgO	0.02	0.06	0.01	0.08	0.09	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	2.60	0.10	0.10	12.30	14.00
CaO	35.12	34.66	33.85	34.28	33.72	32.70	34.50	34.20	32.64	33.03	33.00	34.10	34.10	24.90	25.10
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.10	0.00	0.00	0.10
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.66	101.94	101.85	100.89	101.27	100.15	101.48	100.59	99.55	100.24	99.99	100.44	101.15	99.98	99.17
Cationes en base a 24 oxígenos															
Si	5.71	5.78	9.91	5.71	5.77	5.91	5.77	5.79	5.97	5.96	6.09	5.82	5.84	1.99	2.00
Ti	0.11	0.03	0.00	0.18	0.14	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.05	0.00	0.00
Al	2.32	2.11	0.50	1.73	1.70	0.00	2.03	1.68	0.02	0.09	1.02	1.39	1.44	0.01	0.02
Fe	1.42	1.71	3.37	1.96	2.10	3.94	1.82	2.18	3.84	3.77	2.15	2.41	2.37	0.25	0.15
Mn	0.14	0.13	0.07	0.12	0.12	0.08	0.13	0.12	0.08	0.05	0.08	0.10	0.09	0.05	0.04
Mg	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.59	0.02	0.02	0.69	0.78
Ca	5.58	5.55	5.81	5.62	5.53	5.85	5.58	5.66	5.85	5.86	5.46	5.71	5.65	1.00	1.01
Na	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cationes en base a 6 oxígenos															
Si															
Ti															
Al															
Fe															
Mn															
Mg															
Ca															
Na															
K															
Moles %															
Piralspita***	3.60	3.60	1.80	3.50	3.50	2.10	3.30	3.00	2.20	1.30	17.30	3.00	2.70	4.90	4.30
Grossularia	59.80	53.20	12.70	45.30	43.20	0.10	50.90	42.20	0.60	2.40	26.70	35.50	36.80	69.90	80.10
Andradita	36.60	43.20	85.40	51.20	53.20	97.80	45.80	54.80	97.20	96.30	56.10	61.60	60.60	25.30	15.60

*El hierro total se expresa como Fe₂O₃. **El hierro total se expresa como FeO.*** Piropro-Almandino-Espessartina

ros supergénicos forman un halo entre las zonas potásica y filica. Se han determinado reservas aproximadas de 27 Mt con un promedio de 0,67 % de Cu (Zanettini 1976, 1979). Los datos preliminares obtenidos en inclusiones fluidas de venillas con cuarzo y sulfuros procedentes del núcleo potásico indican la presencia de fluidos salinos (38-49% eq. en peso NaCl) con temperaturas medias y altas (300°-635°C) (Fig. 4).

Tres cuerpos con skarns y sílice-limonitas de hasta 400 m de largo por 150 m de ancho reemplazan a las areniscas de la Formación Lotena, a los bancos calcáreos-brecha clástica de la Formación La Manga y a la diorita en contacto con la caliza. Estos cuerpos de reemplazo están expuestos dentro de la aureola de alteración filica y propilítica del pórfiro cuprífero, distantes 1,5 a 2,5 km del núcleo

biotítico (Fig. 3b). En el skarn la facies progradante más abundante es el granate; aflora en un área de 600 m² y reemplaza a la diorita, a la caliza y a los clastos calcáreos de la brecha. En el endoskarn los cristales de granate son ricos en aluminio, los núcleos son de Ad₃₆, las zonas intermedias de Ad₄₃ y los bordes de Ad₈₅ (Tabla 2). Localmente el endoskarn consiste en una zona interna de actinolita (Tabla 3) que rodea a las fracturas y una zona externa de epidoto con granate relicto. En contacto con el endoskarn la diorita contiene calcopirita y lentes con cristales de piroxeno magnésico (Hd₁₆₋₂₆, Tabla 2) y epidoto. En la caliza el granate forma cuerpos macizos de cristales castaños amarillentos y verdes amarillentos y sus composiciones varían entre Ad₄₆ y Ad₉₈ (Tabla 2). Algunos cristales tienen zonación inversa con Ad₉₈ en los núcleos, Ad₄₆ en las zonas

Tabla 3: Composición química de los anfíboles y epidoto de los skarns de Campana Mahuida. Analizados con microsonda electrónica en el Departamento de Geología de la Universidad del Estado de Washington, en Estados Unidos.

Muestra n°. Protolito	Anfibol						Epidoto				
	B-2 diorita	B-2 diorita	B-2 diorita	B-2 diorita	B-4 diorita	B-4 diorita	B-4 diorita	B-5 diorita	B-5 diorita	B-11 brecha	
SiO ₂	63.77	54.08	53.96	53.33	54.43	55.27	SiO ₂	37.47	38.60	38.80	37.89
TiO ₂	0.06	0.09	0.08	0.06	0.08	0.07	TiO ₂	0.07	0.20	0.00	0.08
Al ₂ O ₃	1.94	1.45	1.94	1.46	1.64	1.81	Al ₂ O ₃	20.59	24.40	24.80	23.24
FeO *	10.96	15.05	15.39	16.68	10.56	11.99	FeO **	17.05	12.20	12.00	12.87
MnO	0.37	0.48	0.42	0.63	0.38	0.50	MnO	0.07	0.00	0.00	0.49
MgO	12.37	13.75	14.15	12.60	16.63	15.68	MgO	0.01	0.10	0.00	0.09
CaO	10.10	12.58	12.01	12.05	12.38	11.97	CaO	22.98	23.80	23.30	22.11
Na ₂ O	0.17	0.13	0.18	0.15	0.13	0.18	Na ₂ O	0.01	0.00	0.10	0.01
K ₂ O	0.07	0.06	0.08	0.08	0.06	0.08	K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.81	97.67	98.21	97.04	96.29	97.55	Total	98.25	99.35	98.97	96.78
Cationes en base a 23 oxígenos							Cationes en base a 12,5 oxígenos				
Si	8.69	7.77	7.70	7.77	7.76	7.82	Si	1.51	1.50	1.50	1.52
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	Ti	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	0.31	0.25	0.33	0.25	0.27	0.30	Al	0.98	1.12	1.13	1.10
Fe	1.25	1.81	1.84	2.03	1.26	1.42	Fe	0.52	0.36	0.35	0.39
Mn	0.04	0.06	0.05	0.08	0.05	0.06	Mn	0.00	0.00	0.00	0.02
Mg	2.51	2.94	3.01	2.74	3.53	3.30	Mg	0.00	0.00	0.00	0.01
Ca	1.47	1.94	1.84	1.88	1.89	1.81	Ca	0.99	0.99	0.97	0.95
Na	0.05	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	Na	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	K	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe/Fe+Mg+Mn	0.33	0.38	0.37	0.42	0.26	0.30	Fe/Fe+Al+Mn	0.35	0.24	0.24	0.26
Mg/Fe+Mg+Mn	0.66	0.61	0.61	0.56	0.73	0.69	Al/Fe+Al+Mn	0.65	0.76	0.76	0.73
Mn/Fe+Mg+Mn	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	Mn/Fe+Al+Mn	0.00	0.00	0.00	0.01
							100Fe/(Fe+Al)	34.61	24.24	23.58	26.11

* El hierro total se expresa como FeO. ** El hierro total se expresa como Fe₂O₃
Los anfíboles corresponden a actinolita (Leake 1978)

intermedias y Ad₅₅ en los bordes. Por lo general las zonas amarillas, oscuras e isótropas están enriquecidas en hierro (Ad₉₆₋₉₈) con respecto a las zonas más claras y anisótropas (Ad₄₆₋₅₅). El granate que reemplaza a los clastos de la brecha contiene más aluminio, la zonación composicional es menos pronunciada (Ad₅₁- Ad₆₂) y algunos individuos contienen hasta 17 moles % de piralspita (Tabla 2). Epidoto, hematita y magnetita acicular según hematita forman cuerpos irregulares que reemplazan a la matriz de la brecha clástica. La composición del epidoto indica la naturaleza del protolito: los cristales que reemplazan a la facies clástica contienen más manganeso que aquéllos del endoskarn (Tabla 3). El cuarzo y en menor cantidad la calcita acompañan a los silicatos del skarn.

Los cuerpos de sílice jasperoidal miden hasta 350m x 200m y reemplazan a los skarns y a la caliza. Están formados por sílice criptocristalina con limonitas (jaspe), ópalo, calcedonia, cuarzo en cristales de hasta 1 cm y brechas silicificadas con clastos de caliza y jaspe cementados por cuarzo y calcedonia. A veces se observan reemplazos pseudomórficos de granate por sílice jasperoidal. Las muestras extraídas de los afloramientos de estos cuerpos contienen entre 0,10 y 0,28 gr/t de Au y entre 0,0007 y 0,05% de Cu. Del mismo modo que en Caicayén, la alteración supergénica formó grandes cuerpos de limonitas que han sido objeto de una explotación intensiva en el pasado para obtener hierro.

Los análisis de las inclusiones fluidas en granate indican temperaturas de homogeneización comprendidas entre 240° y 540°C y fluidos salinos (hasta 50,30% eq. en peso NaCl). Para las inclusiones fluidas presentes en el epidoto se midieron temperaturas de homogeneización comprendidas entre 315° y 650°C y salinidades elevadas (hasta 36% eq. en peso NaCl), correspondiendo a los cristales del endoskarn las temperaturas más bajas (315°-415°C). Para el cuarzo y la calcita se obtuvo un rango de temperaturas comprendido entre 220° y 620°C (Fig. 4).

Discusión

Los rasgos más sobresalientes de las zonas con alteración y mineralización en las rocas ígneas y protolitos sedimentarios de Campana Mahuida y Caicayén son similares a los presentes en otros pórfiros cupríferos emplazados en los márgenes convergentes. Ellos son: (1) un núcleo de alteración potásica; (2) una zona propilítica externa; (3) una zona filica sobrepuesta a las anteriores; (4) fracturación intensa; (5) presencia de fluidos salinos e hipersalinos en las zonas potásica y propilítica y fluidos acuosos con salinidades bajas en la zona fili-

ca (6) la mineralización de cobre se localiza en la zona potásica y en el límite interno de la zona filica; (7) ausencia de sulfuros de cobre en la zona propilítica. Los depósitos neuquinos se diferencian de los ejemplos mundiales por su tamaño: mientras que los pórfiros cupríferos típicos contienen varios cientos de millones de toneladas de mena con grados promedio de 0,5 % Cu, en Campana Mahuida, si bien las leyes de Cu son similares (0,63% de Cu), sus reservas son subeconómicas (27 Mt). En Caicayén, aún no se han realizado sondeos exploratorios, por lo que resulta prematuro evaluar su potencial económico. El tamaño reducido del área con alteración y mineralización (pórfiro y skarns), la presencia de sulfuros hipogénicos en superficie y la ausencia de enriquecimiento supergénico son evidencias desalentadoras del potencial metálico de esta manifestación.

En los skarns de Campana Mahuida y Caicayén los cuerpos de limonitas han sido explotados para obtener hierro, de allí que desde el punto de vista económico se clasifican como skarns de Fe (Einaudi *et al.* 1981; Meinert 1992). No obstante los skarns de Fe contienen granate, hedenbergita, ambos enriquecidos en Fe+2, ilvaita en lugar de actinolita, abundante magnetita y escasos sulfuros (Einaudi *et al.* 1981; Meinert 1984; Malvicini 1985; Ettlinger 1990; Meinert 1992). Todas estas características no están presentes en los skarns neuquinos.

Los skarns tienen rasgos similares a los enunciados por Einaudi *et al.* (1981) y Einaudi (1982 a, b) para los skarns de cobre asociados a los pórfiros cupríferos del oeste de los Estados Unidos y del Pacífico: (1) las composiciones del granate y del piroxeno se encuentran dentro del rango de estos depósitos e indican valores de la fugacidad del oxígeno elevados (Fig. 5); (2) contienen porcentajes de sulfuros similares (hasta 15%); (3) localmente hay filones de magnetita pseudomórfica según hematita; (4) los cuerpos de sílice-pirita reemplazan en forma masiva a la caliza, (5) contienen actinolita con 20 y 40 % de Fe y epidoto, (6) los skarns de granate, piroxeno y epidoto se formaron a expensas de fluidos salinos (hasta 50% eq. en peso NaCl) a temperaturas altas a intermedias (650°-320°C); (7) los cuerpos de sílice-pirita y las venillas de cuarzo se formaron a expensas de fluidos acuosos (menor de 15% eq. en peso NaCl) a temperaturas moderadas a bajas (320°-100°C). A diferencia de los skarns de Cu, las concentraciones de sulfuros de cobre con potencial económico están ausentes en los skarns neuquinos, al menos en los afloramientos estudiados. De acuerdo con Einaudi (1982) y Ray y Webster (1991), los skarns asociados a los pórfiros cupríferos son los que presentan mayores variaciones en las composiciones de los silicatos y sulfuros ya que

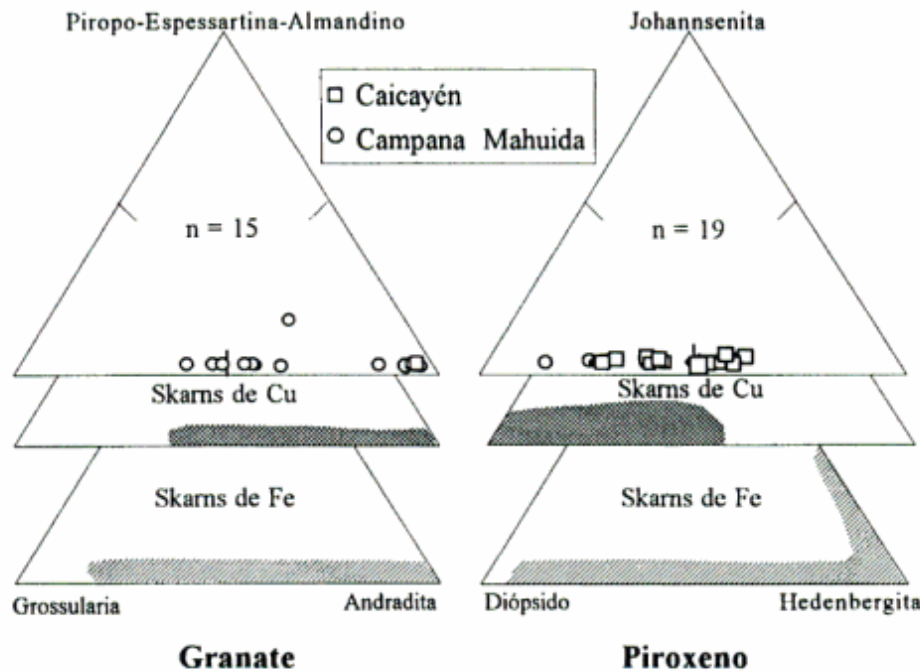


Figura 5: Diagramas triangulares que resumen las composiciones de los granates y piroxenos de Caicayén (Franchini y Meinert 1991) y Campana Mahuida (este trabajo). Para comparar se han agregado las composiciones de los granates y piroxenos de los skarns de Fe y los skarns de Cu (según Meinert 1992).

éstas dependen del grado de alteración retrógrada que afecta a los skarns durante su evolución y que a su vez está expresado en el pórfiro por el grado de alteración filica y arcillosa.

Para evaluar el efecto de la alteración retrógrada en los skarns neuquinos, en la Fig. 6a se han representado las temperaturas y salinidades de los fluidos hidrotermales medidas en un grupo de pórfiros cupríferos (Roedder 1977; Moore y Nash 1974; Gustafson y Hunt 1975; Chivas y Wilkins 1977; Eastoe 1978; Wilson *et al.* 1980; Shelton 1983; Reynolds y Beane 1985). El primer campo corresponde a fluidos salinos con temperaturas altas a moderadas que fueron determinados en muestras de la zona potásica y en la mayoría de los casos fueron responsables también de la precipitación de los sulfuros de Cu-Fe-Mo. Actualmente existe un consenso respecto al origen magmático de estos fluidos (Sheppard *et al.* 1971; Shelton 1983; Beane y Titley 1981; Titley y Beane 1981). Las temperaturas y las salinidades medidas en inclusiones de las rocas ígneas alteradas, de la caliza en contacto con los skarns y de la mayoría de los silicatos metasomáticos se ubican dentro de este campo. De allí que la alteración potásica en las rocas ígneas puede correlacionarse con la formación de los silicatos en la caliza.

La segunda población de datos proviene de las medidas realizadas en inclusiones fluidas de la

zona filica y corresponden a fluidos cuyas temperaturas y salinidades son bajas y provocan la alteración retrógrada de las alteraciones potásica y propilítica. Las temperaturas y salinidades medidas en inclusiones de los cuerpos de sílice-pirita y de las venillas con cuarzo se ubican dentro de este campo. Por lo tanto, la actual configuración de los skarns neuquinos es el resultado de la intensa alteración retrógrada y la precipitación de pirita que puede correlacionarse, en el pórfiro, con la alteración filica.

Los datos ubicados entre estos dos campos provienen de algunos silicatos de los skarns y representan la composición del fluido residual. En la caliza quedaron evidencias de nuevos frentes mineralizadores caracterizados por fluidos salinos, similares a los hallados en otros silicatos y en las rocas ígneas (inclusiones fluidas con concentraciones salinas promedio de 33 % eq. peso NaCl).

En la Fig. 6b se han dibujado los campos determinados por las temperaturas y salinidades medidas en los fluidos responsables de la precipitación de calcopirita-bornita para un grupo de skarns de Cu asociados a los pórfiros de Cu (Huang 1976; Theodore y Blake 1978; Ahmad y Rose 1980 y Shelton 1983). Estos fluidos presentan temperaturas intermedias, porcentajes salinos elevados y son similares a los medidos en inclusiones de los silicatos y de las rocas ígneas. Por lo tanto, la minerali-

zación de cobre en estos skarns se produjo a expensas de fluidos salinos análogos a los fluidos de origen magmático que provocaron en las rocas ígneas, la alteración potásica y la precipitación de los sulfuros de cobre, hierro y molibdeno y, en la caliza, la formación de los silicatos. Es difícil saber si conjuntamente con los silicatos de los skarns de Caicayén y Campana Mahuida se depositaron sulfuros de cobre y luego, durante la alteración filica, fueron lixiviados del sistema. Un hecho comprobado en Campana Mahuida es la erosión parcial de los skarns: faltan las zonas intermedias y distales de piroxeno que por lo general son las más ricas en sulfuros de cobre. Además, en ambos distritos los cuerpos de sílice-limonitas han sido explotados en el pasado, desconociéndose las leyes de cobre del material extraído.

Con respecto al potencial metálico de las áreas aquí consideradas, si se tiene en cuenta que las concentraciones metálicas de los skarns y pórfiros de Cu están directamente relacionadas al tamaño de los intrusivos y al número de episodios ígneos con mineralizaciones superpuestas (Titley y Beane 1981; Cline y Bodnar 1991), tanto en Campana Mahuida como en Caicayén la ausencia de texturas complejas y mineralizaciones superpuestas producidas por múltiples pulsos hidrotermales, como ocurre en los skarns de Cu y pórfiros cupríferos con altas leyes de cobre (p. ej. Ertsberg district, Meinert *et al.* 1997), no presentan perspectivas favorables para la exploración de concentraciones económicas de cobre.

Distancia de los skarns al núcleo del pórfiro cuprífero

En Caicayén, algunos skarns alejados del núcleo de alteración potásica (800 m, Fig. 2b) contienen piroxenos enriquecidos en Fe+2 (hasta 60 moles % de hedenbergita) y el zinc -cuyo valor promedio en los Cu skarns es de 0,05%- alcanza valores anormalmente altos (entre 0,1 % en zonas de granate y 1,13 % de Zn en cuerpos de sílice-pirita). Este aumento del Fe y del Zn ha sido observado en otros skarns distantes del núcleo del pórfiro cuprífero y constituye un elemento muy útil en la exploración de sistemas hidrotermales zonados al indicar la distancia de los skarns al núcleo con alteración potásica en el pórfiro cuprífero y la disminución de la temperatura de los fluidos hidrotermales (Einaudi 1982b).

En Campana Mahuida, las relaciones entre los cuerpos con skarns, sílice-pirita y el pórfiro cuprífero es más compleja: el cuerpo más distal al pórfiro de Cu (Mina Candelaria, Fig. 3b), contiene abundantes facies progradantes (granate dominante) formadas a temperaturas y salinidades elevadas. Si bien en un primer momento se consideró que este

skarn estaba vinculado al mismo intrusivo del pórfiro de Cu (Franchini y Danieli 1991), la distancia del skarn al núcleo de alteración potásica contradecía los estudios geoquímicos modernos: la presencia de skarn, su extensión y tenores metálicos dependen de la extensión y proximidad de la roca ígnea con alteración potásica (Einaudi 1982 a, b). Resultaba poco probable, entonces, que el skarn de la mina Candelaria se hubiera formado en el límite externo del pórfiro, a 2,5 km del núcleo mineralizado. Dos hechos podían ocurrir: que la zona con alteración potásica se extendiera en profundidad hacia el sureste, hipótesis alentadora del potencial económico del pórfiro cuprífero, o bien que este skarn estuviera relacionado a otro cuerpo ígneo. En campañas posteriores se comprobó que el skarn está vinculado a otro cuerpo ígneo subvolcánico con características geológicas y petrográficas similares a la diorita que hospeda al pórfiro cuprífero. Los cuerpos de skarn y sílice-pirita (limonitas) restantes están vinculados al cuerpo ígneo mineralizado, pero localizados dentro de la aureola de alteración filica, de allí que las leyes de Cu son bajas y los skarns poco desarrollados.

Potencial en metales preciosos de los skarns con metales bases

En los skarns de Cu asociados a los pórfiros cupríferos, el oro se extrae como subproducto del Cu debido a que las leyes de oro son bajas (entre 0,1 y 1 g/t) pero las dimensiones de los depósitos son muy grandes (Meinert 1989). También se obtiene como subproducto de los skarns de Cu y skarns de Fe enriquecidos en metales preciosos, como los skarns de British Columbia, en Canadá que han contribuido con el 40% del oro y el 7 % de la plata producidos en esta zona (Ray y Webster 1991). En este último caso y del mismo que en los pórfiros cupríferos de la cordillera canadiense, los skarns de Fe y los skarns de Cu enriquecidos en metales preciosos están genéticamente vinculados a granitoides del tipo I. Estos granitoides tienen valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ bajos a intermedios (lo cual sugiere que proceden del manto superior o corteza oceánica reciclada), y son muy similares a los valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidos en los plutones tardíos de arcos islas oceánicas (Ray y Webster 1991). Por lo tanto los sistemas hidrotermales zonados y los skarns de metales bases asociados a los granitoides primitivos, del tipo I, que caracterizan los arcos volcánicos-plutónicos cretácicos y terciarios de la cordillera de los Andes, también resultan atractivos para la prospección de metales preciosos. La naturaleza diorítica a diorítica cuarzosa de las rocas ígneas responsables de las mineralizaciones y alteraciones también puede implicar concentraciones de oro de interés económico.

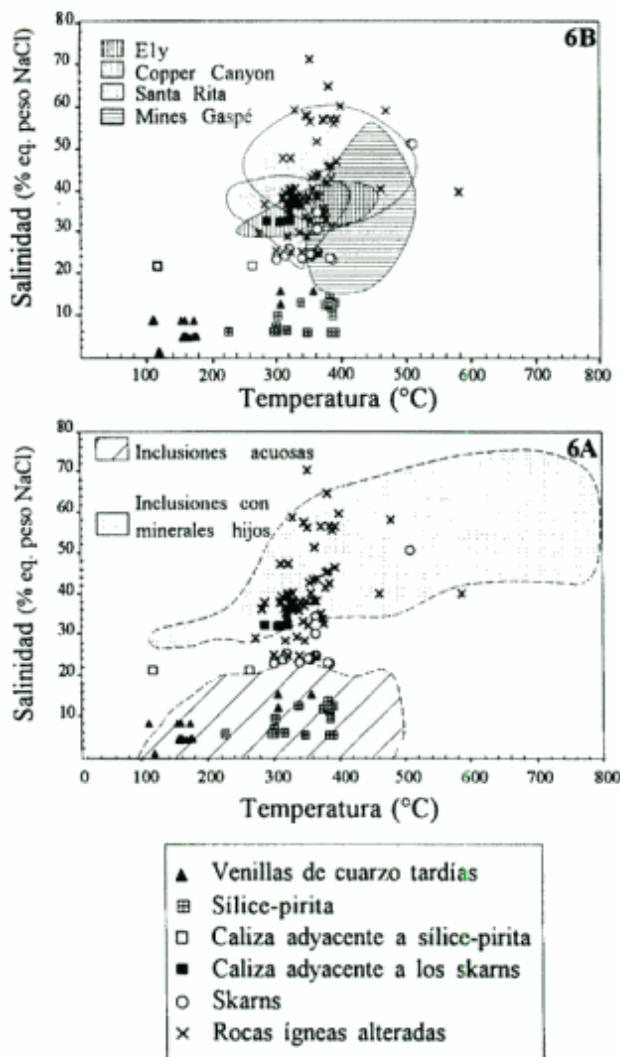


Figura 6: Diagramas de temperaturas versus salinidades medidas en las inclusiones fluidas de las rocas ígneas alteradas, skarns y cuerpos de silíce-pirita de Caicayén y Campana Mahuida. En **a**, se han dibujado los campos de temperaturas y salinidades determinados para un grupo de pórfiros cupríferos. En **b**, se muestran los campos de temperaturas y salinidades para los silicatos que acompañan a los sulfuros de cobre en los skarns asociados a los pórfiros cupríferos. Ver texto para explicación.

co: los pórfiros cupríferos más ricos en oro (> 0,8 g/t) están alojados en rocas ígneas de composición diorítica a diorítica cuarzosa (Sillitoe 1993; Andrew 1995).

Conclusiones

Las manifestaciones de sulfuros en skarns de Campana Mahuida y Caicayén forman parte de sis-

temas hidrotermales zonados y son similares a los desarrollados en los márgenes convergentes del oeste de los Estados Unidos y del Pacífico: (1) el granate (Ad_{36-98}) y el piroxeno (Hd_{16-60}) son los silicatos más abundantes; (2) contienen hasta 15% de sulfuros; (3) localmente presentan filones de magnetita pseudomórfica según hematita; (4) los cuerpos de sílice-pirita reemplazan masivamente a la caliza; (5) presentan actinolita con 20 a 40 % de Fe y epidoto; el granate y el piroxeno se formaron a temperaturas altas a intermedias (650° - 320° C) a expensas de fluidos con salinidades elevadas (hasta 50 % eq. peso NaCl), mientras que los minerales retrógrados se formaron a temperaturas intermedias a bajas (320° - 100° C) y salinidades moderadas a bajas (menores de 15% eq. peso NaCl). Las rocas ígneas exhiben las zonas potásica y fílica características que pueden correlacionarse con la generación, en los skarns, de las zonas de granate-piroxeno y de los minerales retrógrados y los cuerpos de sílice-pirita, respectivamente. La presencia de abundante pirita en las zonas de los skarns expuestas por el nivel de erosión actual es consecuencia de la intensa alteración retrógrada que los afectó.

Si bien las asociaciones skarns-pórfiros cupríferos de Campana Mahuida y Caicayén no resultan muy atractivas desde el punto de vista económico, otros sectores de la Cordillera Principal, como por ejemplo el sur de Mendoza, presenta los atributos para alojar skarns de Cu-pórfiros cupríferos (Au, Ag) con concentraciones metálicas de interés: (1) una espesa secuencia sedimentaria mesozoica rica en carbonatos; (2) arcos volcánicos calcoalcalinos muy bien desarrollados, de diferentes edades y superpuestos unos a otros, que intruyen los sedimentos mesozoicos; (3) una configuración tectónica compleja resultante de los movimientos ocurridos durante todo el Terciario, que probablemente han originado zonas favorables para el emplazamiento de los intrusivos y su posterior fracturación aumentando la permeabilidad de las rocas; (4) presencia de numerosas manifestaciones metasomáticas de hierro y cobre subordinadas, poco conocidas y localizadas en el contacto entre las sedimentitas y las rocas ígneas terciarias. Estas manifestaciones también pueden presentar zonas con cobre y metales preciosos de interés económico y estar asociadas a pórfiros cupríferos que permanecen ocultos; en ellas se deberán realizar futuras investigaciones. Se estima que el modelo descriptivo para los depósitos neuquinos puede usarse como modelo empírico para evaluar datos similares de las manifestaciones mendocinas u otros prospectos poco explorados. La correlación entre la composición mineralógica, las alteraciones, los sulfuros y óxidos presentes, las temperaturas, la composición de los fluidos hidro-

termales, la distancia de los skarns al núcleo potásico y el porcentaje de los metales hacen de este modelo una guía de exploración potencialmente útil para los skarns de Cu (Au, Ag) y para los pórfiros cupríferos.

Agradecimientos

Los estudios analíticos fueron subsidiados por la Universidad del estado de Wáshington, en los Estados Unidos de América del Norte y CONICET, a través de una beca externa otorgada a uno de los autores. Los autores expresan su reconocimiento a las empresas mineras Grupo Minero Aconcagua S.A. y CORMINE S.E.P y a la Dirección de Minería del Neuquén por el apoyo brindado para realizar las tareas de campo y los estudios petrocalcográficos de los skarns de Campana Mahuida.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahmad, S. N. y Rose, A. W., 1980. Fluid inclusions in porphyry and skarn ore at Santa Rita, New Mexico. *Economic Geology*, 75: 229-250.
- Andrew, R. L., 1995. Porphyry copper-gold deposits of the southwest Pacific. *Mining Engineering*: 47 (1): 33-38.
- Beane, R. E. y Titley, S. R., 1980. Porphyry copper deposits. Part 2. Hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 235-269 pp.
- Casé, A. M., 1996. Geología de la Quebrada del Bronce y sus mineralizaciones asociadas. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, 105 p. (Inédito).
- Casé, A. M., 1997. La Quebrada del Bronce, un modelo de pórfido de cobre asociado a skarn. *Actas 8° Congreso Geológico Chileno*, 2: 891-895, Antofagasta.
- Chivas, A. R. y Wilkins, W.T., 1977. Fluid inclusion studies in relation to hydrothermal alteration and mineralization at the Koloula porphyry copper prospect Guadalcanal. *Economic Geology*, 72: 153-169.
- Cline, J. S. y Bodnar, R. J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research*, 96: 8113-8126.
- Dick, L. A., Ossandon, G., Fitch, R.G., Swift Jr. C.M. y Watts, A., 1993. Discovery of blind copper mineralization at Collahuasi, Chile: Integrated in exploration and discovery, Conference Program and Extended Abstracts, Denver, Colorado, p. AB-21 AB 23.
- Dick, L. A., Ossandon, G., Bisso, C., Eggers, F. y Chavez, W., 1994. Cu-Ag-As-(Au) Vein Systems at Collahuasi and their Relationship to Porphyry Copper Mineralization: Historically Mined Deposits and New Discoveries. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1547-1548. Concepción.
- Eastoe, C. J., 1978. A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea. *Economic Geology*, 73: 721-748.
- Einaudi, M. T., 1982a. Descriptions of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. En: Titley, S.R., (Ed.): *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*, pp. 139-184. University of Arizona Press, Arizona.
- Einaudi, M. T., 1982b. General features and origin of skarns associated with porphyry copper plutons, southwestern North America. En: Titley, S.R., (Ed.): *Advances in Geology of the Porphyry Copper Deposits, Southwestern North America*, pp. 185-210. University of Arizona Press, Arizona.
- Einaudi, M. T., Meinert, L. D. y Newberry, R. J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 317-391 pp.
- Ettlinger, A. D., 1990. A geological analysis of gold skarns and precious metal enriched iron copper skarns in British Columbia, Canada. Ph.D. thesis, Washington State University, 246 p. (Inédito).
- Franchini, M., 1992. Las rocas intrusivas del cerro Caicayén, provincia del Neuquén y su relación con las manifestaciones de hierro en skarns. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (4): 399-408.
- Franchini, M. y Danieli, J. C., 1991. Los depósitos de hierro en skarns de Campana Mahuida. En: Brodtkorb, M. K. y Schalamuk I. B. (Eds.): *1a Reunión de Mineralogía y Metalogía*, 2: 107-120, La Plata.
- Franchini, M. y Meinert, L., 1991. Las manifestaciones de hierro en skarns del flanco suroriental del cerro Caicayén, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46 (3-4): 309-324.
- Franchini, M., Meinert, L. y Montenegro, T., en prensa. Skarns related to Porphyry-Style Mineralization at Caicayén Hill, Neuquén, Argentina. Composition and evolution of hydrothermal skarn systems. *Economic Geology*.
- Gustafson, L. B. y Hunt, J. P., 1975. The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70: 857-912.
- James, L. P., 1976. Zoned alteration in limestone at porphyry copper deposits, Ely, Nevada. *Economic Geology*, 71: 488-512.
- Huang, C., 1976. An isotopic and petrologic study of the contact metamorphism and metasomatism related to copper deposits at Ely, Nevada: Ph.D.thesis, Pennsylvania St. University, 178p. (Inédito).
- Llambías, E., y Rapela, C., 1989. Las vulcanitas de Collipilli, Neuquén y su relación con otras unidades paleógenas de la Cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44 (1-4): 224-236.
- Malvicini, L., 1985. La mina de hierro del Nevado de Acay, provincia de Salta, un depósito tipo skarn. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (1-2): 89-96.
- Meinert, L. D., 1984. Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada. *Economic Geology*, 79: 869-882.
- Meinert, L. D., 1987. Skarn zonation and fluid evolution in the Groundhog Mine, Central Mining District, New Mexico. *Economic Geology*, 82: 523-545.
- Meinert, L. D., 1989. Gold-skarn deposits- Geology and exploration criteria. En: Keays, R., Ramsey, R., and Groves, D. (Eds.). *Proceedings of Gold'88. Economic Geology Monograph* 6: 537-552.
- Meinert, L. D., 1992. Skarn and skarn deposits. *Geoscience Canada*, 19 (4): 145-162.
- Meinert, L. D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits-chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. *Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23: 401-418.
- Meinert, L. D., Hefton, K., Mayes, D., y Tasiran, I., 1997. Geology Zonation and Fluid Evolution of the Big Gossan Cu-Au Skarn Deposit, Ertsberg District, Irian Jaya. *Economic Geology*, 92: 509-534.

- Moore, W. J. y Nash, J.T., 1974. Alteration and Fluid Inclusion Studies of Porphyry Copper Ore Body at Bingham, Utah. *Economic Geology*, 69: 631- 645.
- Munizaga, F., Huete, C. y Hervé, R., 1985. Geocronología K-Ar y razones iniciales Sr87/Sr86 de la Faja Pacífica de desarrollos hidrotermales. *Actas 4° Congreso Geológico Chileno*, 3: 4-357-4-379. Antofagasta.
- Ray, G. E. y Webster, I. C., 1991. British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1991-4: 213-252. British Columbia.
- Reynolds, T. J. y Beane, R. E., 1985. Evolution of hydrothermal fluid characteristics at the Santa Rita, New Mexico, porphyry copper deposit. *Economic Geology*, 80: 1328-1347.
- Roedder, E., 1971. Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Butte, Montana, and Climax, Colorado. *Economic Geology*, 66: 98-120.
- Ryan, P. J., Lawrence, A. I., Jenkins, R. A., Matthews, J. P., Zamora, J. C. y Marino, E., 1994. The Candelaria Copper-Gold Deposit, Chile. *Actas 7° Congreso Geológico Chileno*, 2: 1616-1617. Concepción.
- Shelton, K. L., 1983. Composition and origin of ore-forming fluids in a carbonate-hosted porphyry copper and skarn deposit: A fluid inclusion and stable isotope study of Mines Gaspé Quebec. *Economic Geology*, 78: 387-421.
- Sheppard, S. M. F., Nielson, R. L. y Taylor, H. P., Jr., 1971. Hydrogen and oxygen isotope ratios in minerals from porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 66: 515-542.
- Sillitoe, R. H., 1977. Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous and Miocene porphyry copper-type, mineralization in the Argentinian Andes. *Economic Geology*, 72: 99-103.
- Sillitoe, R. H., 1992. Gold and copper metallogeny of the Central Andes-Past, present and future exploration objectives. *Economic Geology*, 87: 2205-2216.
- Sillitoe, R. H., 1993. Gold - rich porphyry copper deposits: geological model and exploration implications. Geological Association of Canada. Special Paper 40: 465-478.
- Sterner, S. M., Hall, D. L. y Bodnar, R. J., 1988. Synthetic fluid inclusions, 5. Solubility relations in the system NaCl-KCl-H₂O under vapor-saturated conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 989-1000.
- Theodore, T. G., y Blake, D. W., 1978. Geology and Geochemistry of the West ore body and associated skarns, Copper Canyon porphyry copper deposits, Lander County, Nevada: U.S. Geological Survey Professional Paper 798-C, 85p., Nevada.
- Titley, S. R. y Beane, R. E., 1981. Porphyry copper deposits. Part 1. Geologic settings, petrology, and tectogenesis. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, pp., 214-235.
- Wilson, J. W., Kesler, S. E., Cloke, P. L. y Kelly, W. C., 1980. Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia. *Economic Geology*, 75: 45-61.
- Zanettini, J. C., 1976. Exploración geológico-minera de la zona Campana Mahuida, área de reserva n°54, provincia del Neuquén. Dirección General de Fabricaciones Militares (CEGM I), Mendoza. (Inédito).
- Zanettini, J. C., 1979. Geología del pórfiro cuprífero Campana Mahuida, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34 (3): 224-234.

Recibido: 13 de noviembre, 1997

Aceptado: 27 de octubre, 1998

Análisis del inusual gradiente gravimétrico horizontal entre la cuenca del Bermejo y la sierra de Valle Fértil (Provincia de San Juan)

Mario Ernesto GIMENEZ¹, Myriam Patricia MARTÍNEZ² y Antonio INTROCASO³

¹Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica, CONICET, Entre Ríos y Mendoza s/n. 5301 Anillaco La Rioja

²Centro Regional de Investigaciones Científicas y Transferencia Tecnológica, CONICET, Instituto Sismológico F. S. Volponi, Universidad Nacional de San Juan

³Instituto de Física de Rosario. Universidad Nacional de Rosario. CONICET. Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe

ABSTRACT. Analysis of an unusual horizontal gravity gradient between Bermejo basin and Valle Fértil range (San Juan Province). Four gravity profiles crossing Bermejo basin and Valle Fértil range (north-east San Juan Province) were analyzed along latitudes 30°S, 30° 30' S, 31°S and 31° 30'. The most significant result is the unusual horizontal gravity gradient ascending from west to east over the Desaguadero-Bermejo megafault. After removing the effect of the sedimentary infill in the basins close to the range, the horizontal gravity gradient, although lower, is still present. The gravity model shows that the gravity gradient can only be explained by the presence of a sedimentary wedge under the megafault together with high density masses on it and under Valle Fértil Range.

Introducción

La zona de estudio comprende el noreste de la Provincia de San Juan, República Argentina. Se ubica dentro del ámbito del sistema de Sierras Pampeanas noroccidentales (Fig. 1a). Ha sido considerada como una serie de bloques montañosos separados entre sí por valles tectónicos (Rapela *et al.* 1992). Esta morfología actual es el resultado del levantamiento a lo largo de fallas inversas generados por la orogenia Andina durante el Terciario superior (Jordan y Allmendinger 1986, Castro de Machuca 1990).

La cuenca del Bermejo es una cuenca de antepaís, con un ancho máximo de 60 km. Su origen, se remonta al Carbónico, pero su espesa columna sedimentaria es mayormente de edad terciaria y cuaternaria (Fernández Seveso *et al.* 1993). Se encuentra separada de la sierra de Valle Fértil por una megafactura, que ha permitido el ascenso de la sierra hasta los niveles actuales.

En la sierra de Valle Fértil, situada en el límite entre las sierras Pampeanas Occidentales y las Orientales, se encuentran cuerpos ultramáficos diferenciados constituidos por noritas, harzburgitas y perknitas, emplazados en gneises y anfibolitas

que siguen el rumbo general NNO-SSE de la sierra (Mirre 1971). Se ha considerado como alternativa la ubicación de una paleosutura en la zona de *melange* entre la cuenca del Bermejo y la sierra de Valle Fértil, (Martínez 1997). En la Fig. 1b se observa que la señal gravimétrica presenta características de una zona de paleosutura (Gibb y Thomas 1976; Marangoni *et al.* 1995; Ramé *et al.* 1995), indicadas por el inusual gradiente gravimétrico horizontal entre la cuenca del Bermejo y la sierra de Valle Fértil.

El objetivo de este trabajo es justificar el elevado gradiente gravimétrico coincidente con la Megafactura Desaguadero-Bermejo a través de un modelo que contemple la espesa secuencia sedimentaria en la cuenca del Bermejo y masas densas en la sierra de Valle Fértil.

Adquisición y procesamiento de los datos

Se realizó un relevamiento gravimétrico areal (más de 300 estaciones gravimétricas) con un gravímetro Lacoste & Romberg G981 perteneciente al Instituto de Física de Rosario. Se utilizó la clásica metodología de medición en rulo, permitiendo reali-

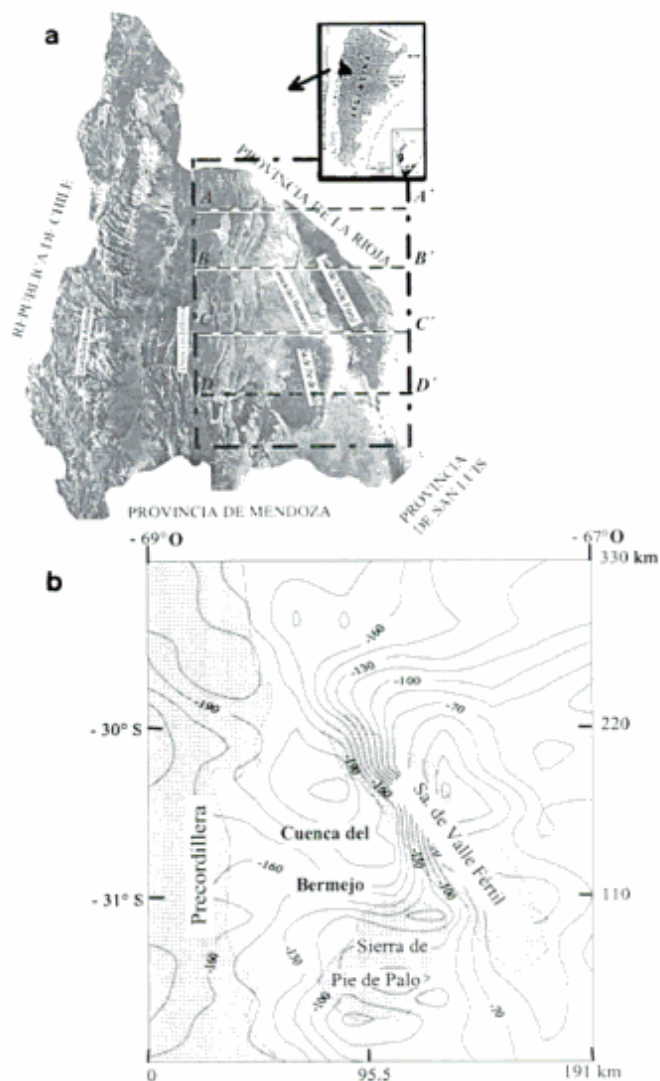


Figura 1: a, Situación geográfica de la zona de trabajo (rectángulo marcado con dos líneas de trazos largas y una corta), y ubicación de los perfiles estudiados (A-A', B-B', C-C', D-D') representados sobre una imagen Landsat de la Provincia de San Juan (Instituto de Fotogrametría de la UNSJ). b, Carta de anomalías de Bouguer para la Sierra de Valle Fértil - Cuenca del Bermejo y regiones aledañas. Base de datos del Instituto Sismológico F.S. Volpini (UNSJ) e Instituto de Física de Rosario (UNR). Isoanómalas cada 15 mGal.

zar las correcciones por deriva instrumental. Para la reducción de Aire Libre (CAL), se siguió la propuesta por Swick (1942), que asimila la tierra a un elipsoide con:

$$CAL = (0,3085 + 0,00022 \times \cos 2\Phi) \times h - 0,072 \times (h/1000)^2 \quad (1)$$

siendo: h = cota en metros; Φ = latitud de observación

En tanto que para la reducción Simple de Bouguer (CB) se asumió una densidad convencional

de $2,67 \text{ g/cm}^3$, de modo que CB queda expresada como:

$$CB = 0,1118 \times h \quad (2)$$

Las anomalías de gravedad fueron calculadas en base a las clásicas expresiones:

$$AAL \text{ (mGal)} = g_{\text{obs}} - (Go - CAL) \quad (3)$$

$$AB \text{ (mGal)} = g_{\text{obs}} - (Go - CAL + CB) \quad (4)$$

donde: AAL = Anomalía de Aire Libre; AB = Anomalía Simple de Bouguer; g_{obs} = Gravedad Observada (referida al valor fundamental 979690,03 mGal); Go = Gravedad Normal a la latitud de la estación; CAL = Reducción de Aire Libre; CB = Reducción simple de Bouguer

Se calcularon las anomalías en el Sistema de 1967 (o prácticamente IGSN 1971), vinculando la gravedad observada con la estación fundamental de Miguelete = 979705,0 mGal, valor que se afectó de la corrección $-14,97 \text{ mGal}$ (ajuste a la Red Gravimétrica Mundial).

A nuestros datos se anexaron todos los disponibles para esta región, que se encuentra en el archivo de datos del Instituto de Física de Rosario y del Instituto Sismológico Ing. F. S. Volpini. La interpolación de los puntos datos de anomalía de Bouguer se realizó mediante el método Kriging, obteniendo una grilla regular de 25×25 puntos dato (Fig. 1b).

Análisis de gradientes en perfiles

Se realizaron cuatro perfiles este-oeste que atraviesan completamente la carta de anomalías de Bouguer (Fig. 1b). Se extienden desde el meridiano 69° O hasta el 67° O , y se ubican en las latitudes 30° S , $30^\circ 30' \text{ S}$, 31° S y $31^\circ 30' \text{ S}$ (Figs. 2 y 3), contando con un punto dato cada 8 km aproximadamente en cada perfil. Estos han sido corregidos por efecto gravimétrico de los sedimentos que rellenan las cuencas vecinas a la Sierra de Valle Fértil, a partir de isóbatas de basamento de Y.P.F. (para más detalles ver Martínez *et al.* 1996). Así en estas figuras se han graficado: anomalías de Bouguer (AB), anomalías de Bouguer corregida por efecto del relleno sedimentario (ABC), y perfiles topográficos.

Siguiendo de norte a sur los perfiles topográficos, notamos que la sierra de Valle Fértil, desvía su rumbo de NO-SE a NNO-SSE, tal como se observa en las cartas topográficas comunes.

Curiosamente en el perfil $31^\circ 30' \text{ S}$ el máximo altimétrico corresponde a la sierra de Pie de Palo y solo una pequeña variación topográfica para la sierra de Valle Fértil. No obstante analizando del perfil de isoanómalas de Bouguer de la Fig. 3, destacamos una anomalía de corta longitud de onda (señalada en la figura), la cual nos permite inferir la continuidad de la sierra de Valle Fértil en el subsuelo.

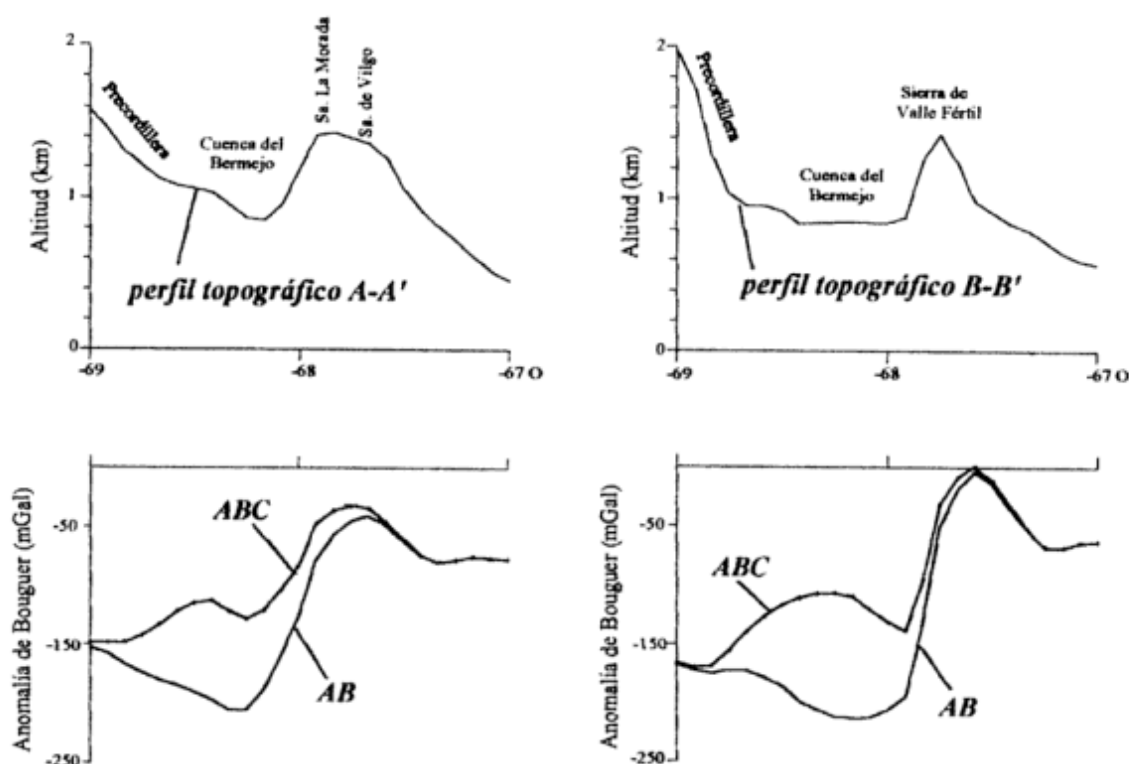


Figura 2. Superior izquierda: sección topográfica este-oeste, a los 30° S, entre 69° y 67° de longitud oeste. Inferior izquierda: sección este-oeste, a los 30° S, entre 69° y 67° de longitud oeste. Representando AB (anomalía de Bouguer), ABC (anomalía de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos de la cuenca del Bermejo). Superior derecha: sección topográfica este-oeste, a los 30° 30' S, entre 69° y 67° de longitud oeste. Inferior derecha: sección este-oeste, a los 30° 30' S, entre 69° y 67° de longitud oeste. Representando AB (anomalía de Bouguer), ABC (anomalía de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos de la cuenca del Bermejo).

Tabla 1. Columna de la izquierda: ubicación de las secciones estudiadas. Columna central (izquierda): gradientes horizontales brutos al pasar del este de la cuenca al oeste de la sierra. Columna central (derecha): gradientes horizontales luego de corregido el efecto gravimétrico del relleno sedimentario de la cuenca. Columna de la derecha: residuos.

Perfil	Gradiente AB (mGal / km)	Gradiente ABC (mGal / km)	Diferencia (mGal / km)
30°S	3,4	2,0	1,4
30°30'S	6,0	4,4	1,6
31°S	3,6	2,3	1,3
31°30'S	1,4	0,5	0,9

Notamos la gran influencia gravimétrica 'negativa' de la cuenca sobre la sierra. La corrección es mayor hacia el norte de la sierra y va disminuyendo gradualmente hacia el sur, coincidiendo con las investigaciones realizadas por Gimenez *et al.* (1995) que señalan para la cuenca del Bermejo un incremento de la potencia sedimentaria hacia el norte, centrando el mínimo gravimétrico a los 30° 15' S.

No obstante los perfiles gravimétricos (ABC) muestran un mínimo residual hacia el occidente de la sierra, indicando que ha sido insuficiente la corrección por efecto sedimentario.

Se ha calculado el gradiente que se corresponde con la falla Desaguadero-Bermejo, antes y después de la corrección por efecto de los sedimentos (Tabla 1). El más abrupto se encuentra a la latitud de 30° 30' S. Las diferencias en los gradientes de AB y ABC varían entre 1,6 a 0,9 mGal/km.

Estos resultados indican que, una vez realizada la corrección por sedimentos, el gradiente, si bien disminuye, no puede ser eliminado.

Intrusión de materiales magmáticos en corteza superior y justificación del gradiente

Asumimos que existen materiales pesados (densos), por varias razones:

i, existen evidencias de manifestaciones máficas-ultramáficas en el complejo Valle Fértil- La Huerta (Mirré 1971, 1976; Caminos 1979; Castro de Machuca 1990; Vujovich 1993; entre otros), instalados en corteza superior por sobre el nivel medio del mar. Toubes (1983) asigna a las anfibolitas de la sierra de Valle Fértil edades de 800 50 Ma.

ii, ya ha sido postulada la existencia de magmas máficos en la corteza pampeana (Introcaso y Lion 1988; Regnier *et al.* 1994; Martínez 1997).

iii, también se ha determinado que la profundi-

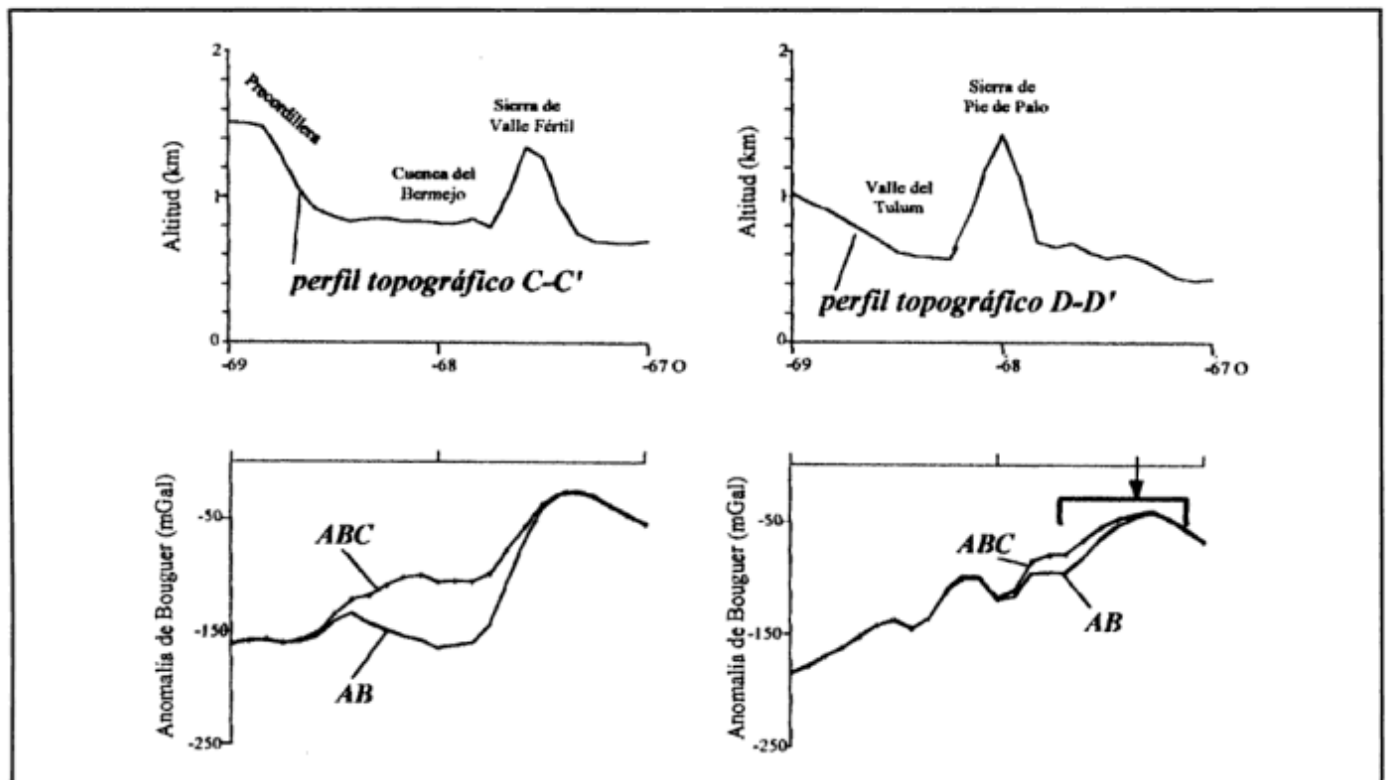


Figura 3. Superior izquierda: sección topográfica este-oeste, a los 31° S, entre 69° y 67° de longitud oeste. Inferior izquierda: sección este-oeste, a los 31° S, entre 69° y 67° de longitud oeste. Representando AB (anomalía de Bouguer), ABC (anomalía de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos de la cuenca del Bermejo). Superior derecha: sección topográfica este-oeste, a los 31° 30' S, entre 69° y 67° de longitud oeste. Inferior derecha: sección este-oeste, a los 31° 30' S, entre 69° y 67° de longitud oeste. Representando AB (anomalía de Bouguer), ABC (anomalía de Bouguer corregida por el efecto de los sedimentos de la cuenca del Bermejo).

dad promedio de la masa residual "positiva" varía entre 6 y 19 km que se corresponde con corteza superior (Martínez *et al.* 1996, 1997).

Por otro lado en el punto anterior observamos la falta de una total confiabilidad de la corrección por efecto sedimentario realizada a partir de isóbatas de basamento de Y.P.F., que corresponde sólo a la sedimentación neógena ignorando la porción pérmica-carbónica. Además como veremos a continuación no existe consistencia entre la respuesta de gravedad y la carta isobática en la zona de la megafractura.

En efecto para justificar el elevado gradiente en la anomalía de Bouguer al cruzar la falla de Valle Fértil necesitamos: 1) que los sedimentos se acúen bajo la falla de Valle Fértil y, 2) que existan materiales densos intruídos en corteza superior. Esto queda demostrado en la Fig. 4, en donde se observa la anomalía residual sin corrección por efecto de los sedimentos (obtenida a partir de la inversión de la anomalía de Bouguer corregida por efecto de la placa de Nazca', Martínez *et al.* com. pers. 1997). Los pasos realizados para reproducir el gradiente observado se muestran también en Fig. 4.

Los materiales densos se modelaron con un contraste de densidad promedio de $+0,47\text{g/cm}^3$

(Kostadinoff com. pers. 1996) y, se les dio forma de polígonos irregulares con sus lados paralelos e inclinados (buzante al E) incorporando así el concepto de corteza estructurada propuesta por Comínguez y Ramos (1990). La modelización se realizó utilizando el método de Talwani *et al.* (1959).

La geometría de la cuenca obtenida a partir de la carta de isóbatas de basamento de Y.P.F. (inérita) debe ser modificada adicionando el acúñamiento bajo la sierra con máxima profundidad de unos 10 km.

Conclusiones

Se ha calculado el gradiente gravimétrico que se corresponde con la falla Desaguadero-Bermejo, antes y después de la corrección por efecto de los sedimentos. Las diferencias en los gradientes calculados a partir de AB (anomalía de Bouguer) y de ABC (anomalía de Bouguer corregida por efecto del relleno sedimentario) varían entre 1,5 a 1 mGal/km. Indicando que después de realizada la corrección por sedimentos, el gradiente calculado, si bien disminuye, no es eliminado.

Mediante modelos que contemplan anomalías en

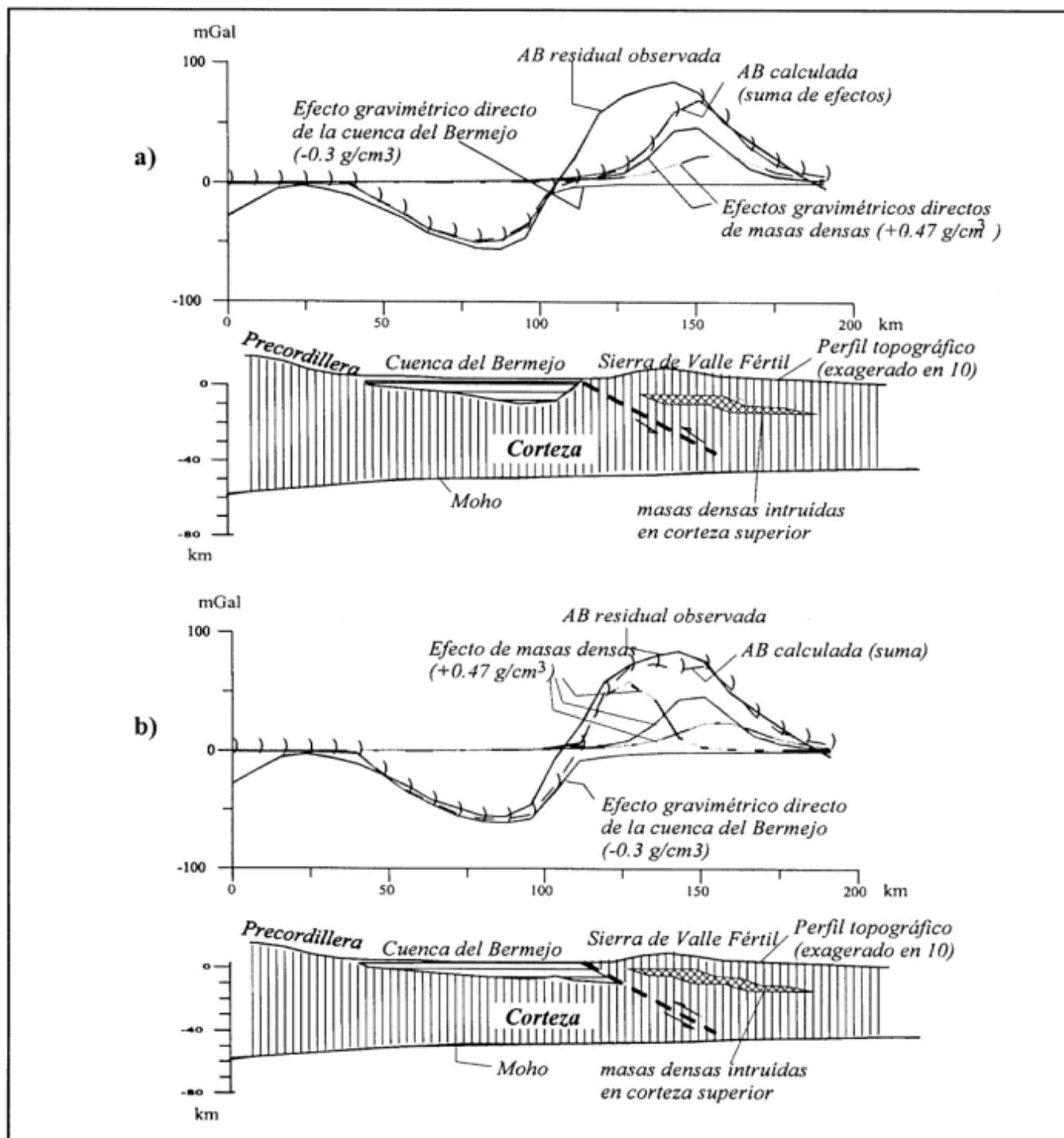


Figura 4. Arriba (a) se ha modelado la cuenca del Bermejo según las isóbatas de YPF; sin embargo para reproducir el elevado gradiente de la anomalía de Bouguer en (b) es necesario acuar la cuenca bajo la Sierra de Valle Fértil y ubicar materiales densos sobre la megafactura Desaguadero - Bermejo. Con el símbolo \bullet , se han marcado las estaciones de medición.

corteza superior, cuenca sedimentaria no simétrica e intrusiones bajo la sierra de Valle Fértil, se logró reproducir el gradiente gravimétrico entre ambas estructuras. Ello fue posible sólo incorporando tanto sedimentos acuarados bajo la megafactura,

como masas positivas correspondientes a la sierra de Valle Fértil sobre la misma megafactura. Cualquier modelo que se realice tanto de la cuenca como de la sierra deberá involucrar necesariamente ambos tipos de heterogeneidades.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En: Turner, J.C. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, 1: 225-291. Academia Nacional de Ciencias. Córdoba.
- Castro de Machuca, B., 1990. El Basamento Cristalino Precámbrico de la Provincia de San Juan. En: Bordonaro, O. (Ed.): Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan. 11° Congreso Geológico Argentino y 1° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, pp. 2-16. San Juan.
- Cominguez, A.H. y Ramos, V.A., 1990. Sísmica de reflexión profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas. Actas 11° Congreso Geológico Argentino, 2: 311-314. San Juan.
- Fernandez Seveso, F., Perez, M.A., Brisson, I.E. y Alvarez, L.A., 1993. Sequence Stratigraphy and Tectonic analysis of the Paganzo Basin, Western Argentina. 12° International Congress on Carboniferous-Permian, 2: 223-260. San Juan. Argentina
- Gimenez, M.E., Introcaso, A. y Martínez, M.P., 1995. Ubicación de la máxima potencia sedimentaria de la Cuenca del Bermejo-San Juan, Argentina. Actas 4° Congreso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. 1° Conferência da União Latino-Americana de Geofísica, 2: 1045-1048. Rio de Janeiro.
- Introcaso, A. y Lion, A., 1988. Modelos gravimétricos preliminares sobre las Sierras Pampeanas de Pie de Palo, de La Huerta y Chepes. Actas 5° Congreso Geológico Chileno, 2: 11-24. Santiago.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R.W., 1986. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of rocky mountain foreland deformation. American Journal of Science, 286: 737-764.
- Marangoni, Y.R., Assumpção, M. y Fernandes, E.P., 1995. Gravimetria em Goiás, Brasil. Revista Brasileira de Geofísica, 13(3): 205-220.
- Martínez, M.P., 1997. Estudio del levantamiento de la Sierra de Valle Fértil. (Provincia de San Juan). Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional de Rosario, 170p. (inédito).
- Martínez, M.P., Gimenez, M.E. e Introcaso, A., 1996. Análisis de Cartas Gravimétricas para la Sierra de Valle Fértil, San Juan-Argentina. Actas 12° Congreso Geológico Boliviano, 3: 1115-1124. Tarija.
- Martínez, M.P., Gimenez, M. E., Introcaso, A., 1997. Analisis frecuencial de cuatro perfiles de "g" en la Sierra de Valle Fértil-San Juan - Argentina. Actas 5° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, São Paulo, 2: 1027 - 1030.
- Mirre, J.C., 1971. Características de una comarca de metamorfismo regional espizonal de alto grado: La Sierra de Valle Fértil, Provincia de San Juan, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 26 (1): 113-127.
- Mirre, J.C., 1976. Descripción geológica de la hoja 19e, Valle Fértil (Provincia de San Juan y La Rioja). Boletín N° 147, Servicio Geológico Nacional, 70p, Buenos Aires.
- Ramé, G.A., Kraemer, P.E. e Introcaso, A., 1995. Evidencia geofísica de un Orógeno Colisional para el basamento Proterozoico de las Sierras de Córdoba. Argentina. Actas 4° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. 1° Conferência da União Latino-Americana de Geofísica. 2: 1041-1044. Rio de Janeiro.
- Rapela, C.W., Coira, B., Toselli, A. y Saavedra, J., 1992. El magmatismo del Paleozoico Inferior en el Sudoeste de Gondwana. En: Gutiérrez Marco, J.C., Saavedra, J. y Rábano, I. (Eds.): Paleozoico Inferior de Ibero-América. pp. 21-68. Universidad de Extremadura.
- Regnier, M., Chiu, J.M., Smalley, R., Isacks, B.L. y Araujo, M., 1994. Crustal Thickness Variation in the Andean Foreland, Argentina, from Converted Waves. Bulletin of the Seismological Society of America, 8 (44): 1097-1111.
- Swick, C.H., 1942. Pendulum Gravity Measurements and Isostatic Reductions. U.S. Coast and Geodetic Survey. Special Publications N°232.
- Talwani, M., Worzel, J.L. y Landisman, M., 1959. Rapid gravity computations for two dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture zone. Journal of Geophysical Research, 64 (1): 49-58.
- Toubes Spinelli, R.O., 1983. Edades potasio-argón de algunas rocas de la Sierra de Valle Fértil, Provincia de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38(3-4): 405-411.
- Vujovich, G.I., 1993. Arcos Magmáticos islándicos en el Sector Occidental del Terreno Pampia. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 16-22. Mendoza.

Recibido: 28 de julio, 1997

Aceptado: 3 de agosto, 1998

DISCUSIONES

Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental**Comentario**

En su reciente contribución López Gamundí y Rossello (1995) analizan el origen de estrías en la Formación Leoncito, tema al que ya se refirieron anteriormente (Rossello *et al.* 1992). En este comentario se señalan problemas comunes a ambas contribuciones y se discuten los criterios de interpretación utilizados.

El problema más evidente surge de la comparación de los datos direccionales. En un trabajo del cual es objeto principal la diferenciación genética entre estriaciones resultan de singular importancia los datos direccionales. Sin embargo, tal como puede observarse en la Tabla 1, resulta imposible formarse una imagen coherente de la situación a partir de los datos proporcionados (u omitidos) en los trabajos citados.

¿Cuál es la verdadera actitud de los planos que contienen las estrías, (125°, 24° SO) o (137°, 21° SO)? ¿Cuál de estos valores se utilizó para horizontalizar las estrías glaciares en la contribución de 1995? ¿Cuáles son los buzamientos de las estrías glaciares con respecto a la paleohorizontal? ¿Cuál es la actitud de las estrías supuestamente tectónicas, buzando 21° al 137° como se muestra en la Fig. 2 de 1992 y en su epígrafe o realmente buzando 10° al 185° como se expresa en el texto? ¿Por qué se omite esta información en el trabajo de 1995, a pesar de su relevancia? ¿Qué tipo de estadística direccional se utilizó para determinar el valor X en la Fig. 5 de la contribución de 1995? ¿Cuál es el significado geológico del valor +/- 9 en esa Figura? Con respecto a las características de las superficies estriadas caben varias acotaciones. En ambas contribuciones las estrías, acanaladuras y abregamientos están labrados sobre una superficie de estratificación cuya actitud difiere según se trate de la versión de 1992 o 1995. Los autores destacan las importantes variaciones en el espesor del banco de areniscas portador del pavimento estriado: su forma lenticular (techo plano y base cóncava), el hecho de ser circunstancialmente "protruido" por clastos infrayacentes y que en muchas ocasiones desaparece o es reducido a parches.

¿Son coincidentes las actitudes de los planos de depositación y de erosión glaciaria? ¿La geometría señalada para el banco de arenisca es el resultado de su depositación en canales labrados previamente en la diamictita inferior? ¿O es el resultado de flujos interestratales? ¿La "protrusión" de los bloques de esta diamictita en el banco de arenisca es causada por el hecho de destacarse sobre el relieve original o por el contrario se trata simplemente de

un problema de compactación diferencial?

Según cuáles sean las respuestas a estas preguntas la asignación de las estrías puede hacerse con mayor o menor seguridad a un ambiente superficial o a uno intraestratal. Al lector le resulta imposible evaluar esta instancia con los datos proporcionados.

Con respecto a las estrías de origen tectónico, las mismas estarían labradas sobre "superficies planas bien definidas" (cuya actitud es 137°, 21° en 1992 y 125°, 24° en 1995) y se asociarían a "clastos cizallados, desmembrados y decapitados". Esto se ilustra en la figura 2 de Rossello *et al.* (1992), equivalente a la figura 3 de López Gamundí y Rossello (1995).

¿Cuál es la verdadera actitud del plano portador de las estrías tectónicas? ¿Es coincidente o no con la del pavimento glaciario? ¿Pueden ser interpretados como planos de estratificación superficies de cizalla que atraviesan clastos?

Los planos de estratificación pueden sin duda ser activados como planos de cizalla, pero de ninguna manera todos los planos de cizalla presentes en una masa deformada (aún cuando sean paralelos a la estratificación) pueden ser considerados superficies primarias, máxime frente a la evidencia de que cortan a través de clastos. La concentración de la cizalla en planos discretos, paralelos entre sí y a las superficies primarias (en lugar de asumir una distribución más homogénea y penetrativa) merecía ser tenida en cuenta al interpretar el origen de las superficies estriadas en la Fm. Leoncito.

Al analizar la dirección de transporte del hielo, los autores utilizan las estructuras denominadas *nail-head* para establecer criterios de movimiento relativo. Creo necesario señalar que la marca producida por el deslizamiento de un clasto alojado en la base del hielo sobre el material infrayacente (incisión cada vez más profunda y luego traza semilunar al final de la trayectoria) es semejante a la producida por un clasto que, habiendo labrado un pequeño hoyo por compactación sobre un material inicialmente poco consolidado, es paulatinamente separado de ese lugar al incorporarse a un flujo viscoso, dejando sobre la superficie infrayacente un surco cada vez más delgado. Las direcciones de desplazamiento relativo entre la herramienta y el sustrato son contrarias en cada caso pero la distinción a partir de las evidencias de campo es harto difícil. Ambos procesos, abrasión subglacial y flujo intraestratal son procesos activos en ambientes glaciares que no deben ser descartados sin discusión.

Además de los aspectos señalados existen otros, vinculados a las interpretaciones realizadas que se detallan a continuación.

Los autores indican que los materiales del pavimento estarían "semi-consolidados" al momento de ser labradas las estrías. La preservación de estrías sobre un material clástico exige que el mismo no pueda desintegrarse con posterioridad a su incisión.

Tabla 1: Comparación de los valores direccionales entre las contribuciones de Rossello *et al.* 1992 y López Gamundi y Rossello 1995. Véase discusión en el texto.

	Texto 1992	Figura 2 1992	Texto 1995	Figura 5 1995
Ss	125° 24° SO	Sin datos	125° 24° SO	Sin datos
S. Estriada	137° 21° SO	Sin datos	Sin datos	Sin datos
Estrias Glac.	buz. 15° al 140/150	buz. 15° al 150	dir NO-SE	328° 9°
Estrias Tect.	buz. 10-11° al 185	buz 21° al 137	Sin datos	Sin datos

Ello excluye la posibilidad de invocar el congelamiento como causa de la consolidación y exige un proceso más efectivo, en el que participen compactación y cementación. Para lograr la consolidación de un sedimento rico en partículas arcillosas y saturado de agua hacen falta presiones de soterramiento y tiempos relativamente considerables. El grado de consolidación alcanzado debe ser lo suficientemente alto como para prevenir los efectos destructivos de la acción combinada de la cizalla en la base del glaciar, el congelamiento y descongelamiento alternantes y las altas presiones de fluidos (¡y sus variaciones!); procesos éstos que conducen a la destrucción de la cohesión y atentan en forma sumamente efectiva contra la supervivencia de la potencial "semiconsolidación" previamente alcanzada.

¿El proceso de soterramiento, compactación, expulsión de fluidos porales y litificación en el grado requerido, seguido por la posterior exhumación y abrasión bajo la acción glaciaria, puede ser considerado un evento menor sin entidad como para diferenciar dos unidades formacionales?

Las similitudes litológica y textural entre los sedimentos por encima y debajo del banco portador del pavimento glaciario hacen dudoso que entre ellos se interponga un evento del tipo sugerido y sugerirían la búsqueda de modelos de estriación diferentes de la abrasión en la interfase hielo-sedimentita.

Con respecto a la génesis de las estrías tectónicas, en Rossello *et al.* (1992) y en López Gamundi y Rossello (1992) éstas se atribuyen a "flexodeslizamiento de tipo normal" citándose a Ramsay y Huber (1987), Doblas (1987) y Petit *et al.* (1983). Las dos últimas se refieren al establecimiento de criterios para determinar sentidos relativos de movimiento sobre espejos de falla y no deberían ser utilizados como referencia para establecer mecanismos de origen de estriaciones. Por otra parte al autor le ha sido imposible localizar en la obra de Ramsay y Huber (1987) la cita correspondiente a "flexodeslizamiento interestratal de tipo directo" o "flexodeslizamiento de tipo normal" ni ninguna otra construcción verbal equivalente. Ello podría deberse a que el flexodeslizamiento es siempre de tipo inverso, produciéndose el desplazamiento de los techos de los bancos en dirección a las charnelas anticlinales y los de las bases hacia las de los sinclinales, en un sentido que resulta

opuesto al descripto para la secuencia en Leoncito. Ramsay y Huber (1987) señalan que las estrías producidas por flexodeslizamiento son perpendiculares "en todas partes" al eje de plegamiento. En el caso que nos ocupa las estrías son oblicuas al rumbo de la secuencia en el área. Los autores no proporcionan ninguna información estructural que nos permita suponer que existen pliegues con ejes buzantes con el valor apropiado y en la dirección requerida para satisfacer la situación descrita. La asignación de las estrías consideradas tectónicas a un mecanismo de flexodeslizamiento es por lo tanto sumamente discutible a partir de los datos proporcionados. Lo es además y aún en mayor grado su asignación a los movimientos Andicos, ya que no existe ningún argumento estructural o cronológico en las contribuciones que se discuten que permita aseverarlo.

Como conclusión cabe consignar que la asignación de las estrías consideradas glaciarias a un proceso de deformación por flujos interestratales asociados a la acomodación de masas con diferentes densidades bajo la influencia de variaciones de presión asociadas tanto al avance y retroceso del glaciar sobreyacente a la secuencia, como a compactación y deshidratación diferenciales simplificaría tanto los problemas en la dirección del flujo glaciario a nivel regional como la interpretación de la superficie estriada y también explicaría la razón por la cual ambas poblaciones de estrías (glaciarias y tectónicas) tienen direcciones semejantes. La estriación "tectónica" resultaría en este modelo del cizallamiento del material semiconsolidado por esfuerzos tangenciales transmitidos desde niveles estratigráficos superiores acoplados mecánicamente a la base del glaciar durante las etapas iniciales de la historia diagenética de la secuencia.

- Doblas, M., 1987. Criterios de sentido de movimiento en espejos de fricción; clasificación y aplicación a los granitos cizallados de la Sierra de San Vicente (Sierra de Gredos). *Estudios Geológicos*, 43: 47-55.
- López Gamundi, O.R. y Rossello, E. 1995. Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera Occidental, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4):35-39.
- Petit, J.P., Proust, F. y Tapponier, P. 1983. Criteres de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bulletin Societe Geologique France*, 7 (4): 589-608.

- Ramsay, J.G. y Huber, M.J. 1987. The techniques of modern structural geology. (Vol. 2: "Folds and Fractures"). Academic Press, 700p. London.
- Rossello E.A., López Gamundi O.R., Astini O.R. y Kramer P., 1992. Origen de la estriación interstratal en diamictitas de la Fm. Leoncito (Carbónico), San Juan, Argentina. Anales de la Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Monografías, 8: 87-91. Buenos Aires.

José Sellés-Martínez
 Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires.

Recibido: 19 de marzo, 1996

Aceptado: 21 de diciembre, 1998

Réplica

Sellés Martínez (1998) más que comentarios formula varias preguntas a nuestra contribución sobre el pavimento estriado de la Formación Leoncito (López-Gamundí y Rossello 1995). Las mismas, que involucran masivamente a toda nuestra contribución, fluctúan en forma desordenada entre dudas discutibles y sumamente personales y meras especulaciones teóricas sin fundamentos adecuadamente documentados ni prácticos basados en observaciones de campo. Si partimos de la base de que nuestra disciplina es fundamentalmente descriptiva, nos llama la atención la ausencia en su comentario de algún tipo de trabajo en la materia que pueda enriquecer esta discusión de ideas, mecanismo esencial que respetamos porque redundante en el avance del conocimiento que, por cierto, no es definitivo.

Sin embargo, en los siguientes párrafos, que para evitar erróneas interpretaciones y solapamiento de objetivos nos vimos obligados a realizar, trataremos de aclarar algunas de sus dudas, incorporando nuevos conceptos y referencias bibliográficas a la espera que de este modo el esfuerzo realizado sea de alguna utilidad para los lectores de la Revista.

Disposición del plano de estratificación (Ss) y la superficie de pavimento glacial

La corrección estructural para las mediciones de sentido de flujo del hielo (estrias de origen glacial) se basa en un plano de estratificación (Ss) de disposición Az. 125°, 24° SO como se indica en Rossello *et al.* (1992) y López Gamundí y Rossello (1995). Esta disposición del plano de estratificación (Ss) es constante en toda la columna y figura en los textos de ambos trabajos. Por otro lado, la disposición de la superficie estriada citada en el texto de Rossello *et al.* (1992) es

simplemente una de las disposiciones de las formas aborregadas halladas en la superficie del pavimento, descritas detalladamente por López Gamundí y Rossello (1995) e identificadas anteriormente por Keidel y Harrington (1938). Consecuentemente, es obvio que el plano de estratificación (Ss) no coincide con la posición que localmente pueden tener una superficie (no un plano) de erosión glacial.

Análisis estadístico de las estriaciones glaciales (Fig. 5 en López Gamundí y Rossello 1995)

Se utilizó una estadística para datos bidireccionales para una distribución normal de datos (número de mediciones $n = 35$) con un intervalo de clase de 30°. Utilizamos la media (\bar{x}) como medida de tendencia central y la desviación angular *standard* para estimar la dispersión con respecto a la media. El valor $\pm 9^\circ$ representa esa desviación. Una vez definida la dirección, un sentido de flujo fue asignado en función de la presencia de estrias tipo *nail head*. Nos extraña sobremanera que un tratamiento estadístico, y su nomenclatura, ampliamente aceptados en la comunidad científica sean desconocidos por Sellés Martínez.

Sección lenticular de banco de arenisca infrayacente al pavimento: su origen

El cuerpo de arenisca en cuestión fué descrito por López Gamundí y Rossello (1995) como de sección lenticular con techo plano y base cóncava. Es, en nuestra interpretación basada en la litología, geometría y contexto litofacial, una forma de canal labrada sobre el paraconglomerado infrayacente (banco de diamictita B en Fig. 3 de López Gamundí y Rossello, 1995). Encontramos inviable, y sin fundamento alguno, la sugerencia de que la geometría esté relacionada con flujos interstratales como es imaginado alternativamente por Sellés Martínez, quien, desafortunadamente para la mejor comprensión del problema, no menciona evidencia alguna que le permita sugerir tal origen. El tema de bloques de la diamictita infrayacente "protruidos", aparentemente esencial en la dilucidación del origen de las estrias para Sellés Martínez, es simplemente debido a compactación diferencial.

Disposición de los planos que contienen las estrias de origen tectónico

Si bien numerosos planos de estratificación contienen las estrias (*slickensides*) de origen tectónico, las mismas no están restringidas a planos de estratificación. Las estrias fueron identificados en un sector

de la superficie del pavimento (cuya disposición local es Az. 137°, 21° SO) como también en planos de estratificación infrayacentes (Ss: Az. 125°, 24° SO). Otros planos que contienen *slickensides* no presentan relación con el plano de estratificación y no están contenidos en la superficie del pavimento, como lo testimonia el hecho de encontrarlos en planos de cizallamiento asociados a clastos decapitados. Esperamos que esta aclaración satisfaga las dudas de Sellés Martínez al respecto.

Estrías tipo nailhead: origen y orientación

Sellés Martínez aborda en su comentario el tema de las estrías tipo *nail head* y su orientación con respecto al flujo del hielo. Este tipo de estrías han sido ampliamente documentadas en superficies afectadas por abrasión glacial. Entre otros, López Gamundí (1983), describe buenos ejemplos expuestos en la Formación Hoyada Verde (a pocos kilómetros al norte de la localidad en discusión) como también aquellas afectadas por fallamiento. Mecánicamente ambos tipos (glacial y tectónico) son similares (Iverson, 1991; Eyles y Boyce, 1998). Sin embargo, no hemos encontrado en la literatura alguna referencia al mecanismo alternativo de flujo intraestratal propuesto por Sellés Martínez (compactación de clasto sobre material poco consolidado paulatinamente separado al incorporarse a un flujo viscoso). Consideramos, que lo más cercano al proceso propuesto por Sellés Martínez es resultante en estructuras de impacto, comunes en pavimentos estriados, pero con morfologías considerablemente diferentes y origen por abrasión subglacial como las estrías *nail head*. Desafortunadamente Sellés Martínez no brinda ningún ejemplo o referencia bibliográfica que ayude a documentar un origen por flujo intraestratal de las estriaciones *nail head*.

Formación y preservación de pavimentos estriados intraformacionales

Sellés Martínez especula sobre la imposibilidad de formación y preservación de superficies estriadas en sedimentos parcialmente consolidados. Probablemente esto se base en su conocimiento limitado de los procesos de abrasión subglacial. Los ejemplos más conocidos de pavimentos estriados por acción subglacial son aquellos labrados en rocas del basamento. Existe otro tipo de superficies estriadas que afectan sedimentos previamente depositados, comúnmente de origen glacial. Este tipo de superficies reflejan la actividad recurrente de los glaciares, existiendo ejemplos de sucesiones glaciégenas con varios niveles de abrasión

subglacial identificados dentro de la columna estratigráfica. Este tipo de abrasión de superficies parcialmente consolidadas (*soft sediment grooving*) ha sido ampliamente documentada en secuencias pre-pleistocenas, en particular en secuencias glaciales del Paleozoico Superior de Antártida (Lindsay 1970), Sudáfrica (Savage 1972), Brasil (Tomazzelli y Soliani Jr. 1997) y en varias localidades de Argentina, tanto en la Precordillera (Milana y Bercowski 1993; López-Gamundí y Martínez 1998) como en la cuenca de Tepuel, localizada en el NO de Chubut (González *et al.* 1995). Existe también una diferencia conceptual básica entre nuestra propuesta y la sugerencia de Sellés Martínez, quien indica que "Para lograr la consolidación de un sedimento rico en partículas arcillosas y saturado en agua hacen falta presiones de soterramiento y tiempos relativamente considerables". Esto es lo que se debe esperar en condiciones de soterramiento clásico acompañadas por compactación, expulsión de agua y diagénesis incipiente. Un efecto similar ha sido ampliamente documentado en ambientes glaciales en donde el peso del glaciar genera esfuerzos compresivos que resultan potencialmente en consolidación parcial del sedimento por pérdida de agua y rearrreglo espacial de las partículas sólidas (Mathews y MacKay 1960). Este proceso ha sido considerado análogo a condiciones de soterramiento clásico como el de acumulación submarina de una pila sedimentaria (ver Boulton y Dobbie 1993) e incluye expulsión de agua poral (debido a que la sobrecarga causa un incremento de la presión de poros), aumento a la resistencia al cizallamiento (*shear strength*) y disminución de la compresibilidad y permeabilidad.

Mecanismos de formación de superficies intraformacionales de abrasión subglacial

Más allá de que el pavimento de Leoncito se haya desarrollado sobre una arena mediana a gruesa y moderadamente bien seleccionada, y no sobre "un sedimento rico en partículas arcillosas" como indica Sellés Martínez, es interesante discutir el nivel de desacople entre el glaciar (hielo), el sedimento infrayacente y el basamento (*bedrock*) y su relación con la ubicación de la superficie de abrasión glacial (Alley *et al.* 1986). Si durante el avance del glaciar el desacople entre el hielo y el sedimento es completo (*complete decoupling*) se produce deslizamiento (*sliding*) en la interfase hielo-sedimento (denominado sedimento inmóvil o inactivo). Si el acople entre hielo y sedimento es completo (*complete coupling*), la deformación activa (abrasión) se concentra en la interfase sedimento-basamento con eventual formación de pavimentos sobre basamento. Una situación intermedia, y por demás común, es la de desacople parcial

(*partial decoupling*) en donde el deslizamiento y deformación activa (abrasión) se da en un nivel intermedio dentro de la pila de sedimento que separa el sedimento activo del infrayacente sedimento inactivo. En este último caso, la posibilidad de abrasión glacial queda confinada a una superficie intermedia dentro de la columna de sedimento subglacial. Esta situación es equivalente a un modelo de dos capas (*two layer model*) donde la capa que se mueve está compuesta por el glaciar y su carga basal de herramientas (sedimento activo) que producen el efecto abrasivo sobre la capa inmóvil infrayacente de sedimento (Murray 1993). Este tipo de desacople mecánico es típico de la dinámica de un glaciar y explica la presencia y características del pavimento de Leoncito, sin necesidad de apelar a procesos de deformación por flujos intraestratales vagamente definidos y no documentados como los invocados por Sellés Martínez.

Estrías de origen tectónico atribuidas a flexodeslizamiento

Con respecto a los comentarios de Sellés Martínez sobre las estrías de origen tectónico, nos referiremos en primer término a sus cuestiones semánticas, advirtiéndole que las referencias bibliográficas de Doblas y Rubio (1987) y Petit *et al.* (1983) no fueron incluidas en el trabajo que motiva su comentario y sí en otro (Rossello y López Gaumundí 1992), que se ajustan a los objetivos de mismo. Sin embargo, nos resultan incomprensibles las palabras de Sellés Martínez de que "...se refieren al establecimiento de criterios para determinar sentidos relativos de movimiento sobre espejos de falla y no deberían ser utilizados como referencia para establecer mecanismos de origen de estriaciones". Por otro lado, el flexodeslizamiento interestratal es un mecanismo tectónico que considera el desplazamiento entre capas adyacentes por procesos flexurales aunque no están restringidas a procesos tectónicos compresivos, donde la teoría generalizada indica tipos inversos. En el caso de Leoncito, el afloramiento de reducidas dimensiones estudiado exhibe una secuencia homoclinal levemente flexurada que puede integrarse, por extrapolación, a un flanco incompleto de un plegamiento mayor. Por ello, pequeños desplazamientos relativos entre capas pueden generar sobre planos de estratificación estrías que están en un todo de acuerdo con la precipitación de carbonatos y desarrollo de criterios cinemáticos asociados. Todos ellos permiten reconocer un movimiento de tipo directo, porque el banco suprayacente (colgante), se desplaza hacia el Sur a porciones topográficamente más bajas y el infrayacente (yacente), se desplaza relativamente hacia el Norte, hacia porciones más elevadas en una clara relación de falla-

miento directo (véanse mayores datos sobre definiciones y mecanismos en Price y Cosgrove, 1990). También, Sellés Martínez, comenta que "Ramsay y Huber (1987) señalan que las estrías producidas por flexodeslizamiento son perpendiculares en todas partes al eje del plegamiento". Nuevamente, dentro de una concepción teórica rígida y generalizada, esto ocurre exclusivamente en casos que exhiben una simetría tectónica ortorrómbica. En el ejemplo puntual de Leoncito, la disposición espacial de las estrías (a veces con dispersiones de 30°) con respecto a la disposición de la secuencia homoclinal resulta de tipo monoclinica. Desde un punto de vista tectónico, podrían indicar un contexto con comportamiento de tipo senestral, razón por la cual las mismas exhiben una oblicuidad manifiesta. No obstante, consideramos que este tipo de interpretaciones geométricas especiales debe estar basada en un análisis mesotectónico más exhaustivo, arealmente mayor y apoyado con un tratamiento estadístico que contemple otras estaciones de trabajo que no hacían al objetivo de nuestro trabajo, aunque esperamos que Sellés Martínez pueda ofrecerlo para ajustar con sus datos las conclusiones pertinentes.

Asignación temporal de las estrías tectónicas

Ya que Sellés Martínez muestra un claro interés por el peso de las palabras nos resulta llamativamente impropio su comentario sobre nuestra asignación temporal de la deformación de las estrías tectónicas. Al respecto, nosotros remitimos a Sellés Martínez a nuestro trabajo donde justamente decimos que son debidas a "...una tectónica posterior (probablemente andina).", consideración obviamente potencial basada en el conocimiento del contexto regional que se posee de la comarca ampliamente afectada por la convergencia oblicua cenozoica entre las placas de Nazca y Sudamericana, discusiones en las que nosotros también participamos activamente sobre la región que involucra la presente réplica (Reijs *et al.* 1994; Rossello *et al.* 1996; López Gamundí *et al.* 1997). Esta deformación, como es conocida por los colegas que han trabajado en la región, posibilita tanto la reactivación (e inversión) de estructuras preexistentes como la generación de otras tanto de tipo continuo como discontinuo.

Sentido de flujo glacial derivado del pavimento de Leoncito y su contexto regional

Sellés Martínez sugiere que su explicación alternativa para las estrías en el pavimento de Leoncito simplificaría, entre otras cosas, "...los problemas en la dirección de flujo glaciario a nivel regional...".

Desconocemos a qué tipo de problemas se refiere nuestro colega. Por el contrario, el sentido de flujo glacial derivado de nuestro estudio en el pavimento de Leoncito es consistente con similares mediciones realizadas en unidades equivalentes con fuertes componentes hacia el NO en de la vecina cuenca de Paganzo por Milana y Bercowski (1994) y Martínez (1998) en los afloramientos a lo largo del río San Juan y para los pavimentos de Agua Hedionda (Huaco) y Loma de Los Piojos (Martínez 1998). Los datos de paleoflujo hacia el S-SO obtenidos en el pavimento de bloques y las ondulitas en areniscas suprayacentes de la Formación Hoyada Verde (González 1981; López Gamundí 1983) y estratificación entrecruzada y ondulitas en la Formación Tres Saltos (López Gamundí y Rossello 1993), ambas aflorantes en el anticlinal al este de Barreal (Mésigos 1953), parecen responder a un efecto topográfico local que perduró desde los tiempos glaciales (Fm. Hoyada Verde, Carbonífero Medio) hasta tiempos postglaciales (Fm. Tres Saltos, Carbonífero Tardío). En efecto, existe consenso en caracterizar el margen oriental de la cuenca Calingasta-Uspallata (actualmente coincidente con el flanco occidental de la Precordillera) como irregular y topográficamente complejo, fuertemente controlado por el patrón estructural N-S de la Protoprecordillera.

Por otro lado, parte de la divergencia en los datos de paleocorrientes y flujo glacial puede ser debida a que la corrección estructural para paleocorrientes en el anticlinal de Barreal no ha tenido en cuenta el efecto de la potencial rotación lateral por fracturación posterior al plegamiento, efecto ya mencionado por Amos y Rolleri (1965).

- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Bentley, C.R. y Rooney, S.T., 1986. Deformation of till beneath ice-stream B, West Antarctica. *Nature*, 322: 57-59.
- Amos, A.J. y Rolleri, E., 1965. El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata, San Juan-Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 368: 50-71
- Boulton, G.S. y Dobbie, K.E. 1993. Consolidation of sediments by glaciers: relations between sediment geotechnics, soft-bed glacier dynamics and sub-glacial ground-water flow. *Journal of Glaciology*, 39: 29-43.
- Doblas, M. y Rubio, J. 1987. Movimientos absolutos en fallas. *Boletín Geológico y Minero*, 98 (4): 493-506.
- Eyles, N. y Boyce, J.I., 1998. Kinematic indicators in fault gouge: tectonic analog for soft-bedded ice sheets. *Sedimentary Geology*, 116: 1-12.
- González, C.R., 1981. Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36: 262-266.
- González, C.R., Taboada, A.C., Díaz Saravia, P.G. y Areades, M.A., 1995. El Carbónico del sector noroccidental de la Provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 40-46.
- Iverson, N.R., 1991. Morphology of glacial striae: Implications for abrasion of glacier beds and fault surfaces. *Bulletin of the Geological Society of America*, 103: 1308-1316.
- Keidel, J. y Harrington, H. J., 1938. On the discovery of Lower Carboniferous Tillites in the Precordillera of San Juan, Western Argentina. *Geological Magazine*, 75: 103-129.
- Lindsay, J. F., 1970. Depositional environment of Paleozoic glacial rocks in the central Transantarctic Mountains. *Bulletin of the Geological Society of America*, 81: 1149-1172.
- López-Gamundí, O. R., 1983. Modelo de sedimentación glaciaria para la Formación Hoyada Verde (Grupo San Eduardo, Barreal, provincia de San Juan, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38(1): 60-72.
- López-Gamundí, O. R. y Rossello, E. A., 1993. La fase Atacama y los movimientos intracarboníferos en las cuencas neopaleozoicas del oeste de Argentina. *Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, 3: 100-106.
- López-Gamundí, O. R. y Rossello, E. A., 1995. Pavimento glacial en la Formación Leoncito (Carbonífero), Precordillera occidental, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 35-39.
- López-Gamundí, O. R., Mozetic, M. E. y Rossello, E. A., 1997. Geometría de hemi-graben en las cuencas triásicas del oeste Argentino: evidencias de superficie y subsuelo. 6° Simposio Bolivariano: Petroleum exploration in the Subandean basins (Cartagena de Indias, Colombia), 2: 7-10.
- López-Gamundí, O. R. y Martínez, M., (en prensa). Evidence of grounded glacial activity in the Calingasta-Uspallata and west Paganzo basins, mid Carboniferous of western Argentina. *Palaeoclimatology, Palaeogeography, Palaeoecology*.
- Martínez, M., 1998. Estratigrafía, paleoambientes y paleogeografía de los depósitos glaciales carboníferos de la cuenca de Paganzo, Precordillera Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 149 p. (inédito).
- Mathews, W. H. y MacKay, J. R., 1960. Deformation of soils by glacier ice and the influence of pore-pressure and permafrost. *Royal Society of Canada Transactions*, 54: 27-36.
- Mésigos, M. G., 1953. El Paleozoico Superior de Barreal y su continuación austral "Sierra del Barreal" (provincia de San Juan). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 8.
- Milana, J. P. y Bercowski, F., 1993. Late Paleozoic glaciation in Paganzo basin, western Argentina: sedimentological evidence. *Compte Rendus 12° Congrès International de la Stratigraphie et Géologie du Carbonifère et Permien*, 1: 325-335.
- Murray, T., 1993. Glacial Deformation. En: Maltman, A. *The Geological Deformation of Sediments*, Chapman and Hall (London), pp. 73-93.
- Petit, J-P., Proust, F. y Tapponnier, P., 1983. Critères de sens de mouvement sur les miroirs de failles en roches non calcaires. *Bulletin Société Géologique de France*, 7 25-4, 589-608.
- Price, N. J. & J. W. Cosgrove, 1990. *Analysis of geological structures*. 494p. Cambridge University Press (Cambridge).

- Ramsay, J. G. y Huber, M. I., 1987. The techniques of modern structural geology, 2: Folds and fractures. 700 p. Academic Press, London.
- Reijs, J. P. J., Gast, J. J., White, S. H. y Rossello, E. A., 1994. Neogene transpressive deformation in the Calingasta Valley, San Juan Province, West Argentina. 2nd. Dutch Earth Science Congress (Amsterdam, Holanda). Abstracts, pp.168.
- Rossello, E. A., Lopez-Gamundí, O. R., Astini, R. y Kraemer, P., 1992. Origen de la estriación intraestratal en diamictitas de la F. Leoncito (Carbónico), San Juan, Argentina. Monografías 6° Reunión sobre Microtectónica, Academia Nacional de Ciencias Exactas y Naturales (Buenos Aires), 8: 87-91.
- Rossello, E. A., López-Gamundí, O. R. y Vaillard, C. L., 1996. Geometry of an Andean ramp basin: the Calingasta Valley, western Argentina. 30th International Geological Congress (Beijing, China), 2 (5-6-45): 318.
- Savage, 1972. Soft-sediment grooving of Dwyka age in South Africa. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42: 307-308.
- Tomazzelli, L. J. y Soliani Jr., E., 1997. Sedimentary facies and depositional environments related to Gondwana glaciation in Batovi and Suspiro regions, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10 (3/4): 295-304.

López-Gamundí, Oscar R.¹ y Eduardo A. Rossello²

¹ *TEXACO Inc., Central Exploration Department, 4800 Fournace Place, Bellaire, 77401-2324 Texas, EE.UU.*

² *CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, 1428 Buenos Aires.*

Recibido: 28 de noviembre, 1998

Aceptado: 21 de diciembre, 1998

COMENTARIO DE ACTUALIDAD

Quinto Simposio Internacional sobre el Sistema Jurásico

Entre el 12 y el 25 de Agosto de 1998 se llevó a cabo en Vancouver, Canadá, el Quinto Simposio Internacional sobre El Sistema Jurásico, auspiciado por la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Jurásico. El mismo siguió a los que se realizaron en Erlangen, Alemania (Sept. 1-8, 1984), Lisboa, Portugal (Sept. 12-21, 1987), Poitiers, Francia (Sept. 22-29, 1991) y Mendoza, Argentina (Oct. 15-27, 1994) y contó con la participación de 164 especialistas representando a 25 países, entre ellos la Argentina.

Las sesiones científicas se desarrollaron entre el 17 y el 20 de Agosto y estuvieron mayormente dedicadas a tratar aspectos bioestratigráficos de los diferentes Pisos que integran el Jurásico, aunque también se presentaron trabajos sobre Extinciones, Conexiones entre el Tethys y el Océano Pacífico, Ecosistemas Terrestres, Calibración de la Escala Geocronológica y Estratigrafía Secuencial. Los trabajos serán publicados, al igual que lo fueron los de la reunión efectuada en la Argentina, por Transtec Publications, Suiza.

El Simposio estuvo precedido por dos excursiones de campo, de 5 días de duración cada una. Una de ellas incluyó un recorrido de afloramientos del Jurásico entre Calgary y Vancouver. La otra estuvo centrada en la sucesión marina del Triásico superior -Jurásico inferior, aflorante en el oeste de Nevada,

EEUU. Otras tres excursiones de campo se desarrollaron con posterioridad a las sesiones científicas, entre el 21 y el 25 de Agosto. Una de ellas estuvo dedicada a examinar afloramientos de Jurásico y Cretácico en las Queen Charlotte Islands y las otras dos a realizar observaciones en el Jurásico en la región costera del sudoeste de British Columbia.

Como es usual, durante el Simposio se efectuaron reuniones de la Subcomisión Internacional de Estratigrafía del Jurásico y de sus grupos de trabajo.

En lo relativo a la definición de los Pisos del Jurásico, en la reunión de Vancouver se informó sobre los trabajos que están realizando los diferentes grupos de trabajo. En la mayor parte de los casos no existen resoluciones definidas y solamente se están evaluando, con grados de avance variables, los diferentes estratotipos propuestos. Entre otros resultados se destaca un principio de acuerdo para elegir como estratotipo del Aaleniano a la sección de Fuentelsaz, en España. Cabe recordar que hasta la fecha el único estratotipo del Jurásico definido por la Subcomisión Internacional del Jurásico y aprobado por la International Union of Geological Sciences es el del Bajociano, en Cap Mondego, Portugal.

Finalmente se decidió que el próximo simposio se realice en Italia (Sicilia) en 2001.

A.C. Riccardi
Museo de La Plata

NOTA NECROLÓGICA

† **Anibal Alejandro Palma**
(1921 - 1992)



La noticia, aunque tardía, de la desaparición de nuestro querido amigo y colega Anibal, nos impactó tremendamente porque ya no tendríamos la oportunidad de compartir alegres vivencias, su cordialidad y calidad humana.

Tuve la suerte de conocerlo en Neuquén en 1955, en circunstancias curiosas. Por más de tres horas vanamente tratamos de sacar nuestra camioneta del barro cuando un vehículo de Agua y Energía paró para ofrecernos ayuda. El ocasional pasajero tomó una pala y sin mediar una palabra trabajó hasta el cansancio y lograr sacar el vehículo. Al despedirse me saludó y sin poder distinguir su cara del barro, solo alcancé a oír su nombre: "Anibal Palma, Agua y Energía". No esperó agradecimiento. Así era él y lo fué durante su fructífera vida, siempre servicial y generoso en extremo. No volví a verlo hasta 10 años después en circunstancias que relataré más adelante.

Nació en Pehuajó (Provincia de Buenos Aires) el 28 de Junio de 1921, egresando como bachiller en 1939 en la misma ciudad e ingresó al museo de La Plata ese mismo año. Con su tesis, bajo la dirección de Joaquín Frenguelli. "Estudio geológico del Cerro del Sauce y sus alrededores", al Este del Río Catan

Lil, en el sur de la gobernación del Neuquén, se graduó de Doctor en Ciencias Geológicas en 1946. Siendo Decano de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo tuvo el honor de entregarle su diploma en 1968, y fue ésta la segunda vez que lo encontraba después de aquella experiencia en Villa La Angostura.

Se inició en la profesión en el Dique El Cadillal en 1946 para luego desempeñarse en Agua y Energía hasta 1983, período durante el cual realizó exhaustivos estudios en la casi mayoría de las obras y proyectos de esa empresa tanto en San Juan como en Mendoza, en donde se destacó como Jefe de Estudios Básicos, Asesor Ejecutivo y Jefe de Geotecnia de la zona Cuyo.

Años después lo volví a encontrar en varias obras hidráulicas: Agua del Toro, Río Grande y actuamos juntos en varios proyectos de estudio del Río Leona, Carrenleufú y otros, siempre brindando él su objetivo e imparcial consejo, tanto a sus clientes como a sus colegas y ejecutivos.

Anibal era profesionalmente un geólogo referente indiscutido en las grandes obras de ingeniería del país. Tenía la particularidad de interpretar los requerimientos de la ingeniería frente a los problemas geológicos, pues durante más de 45 años trabajó intensamente con profesionales de la ingeniería civil e hidráulica, conociendo sus limitaciones geológicas y sabiendo muy bien las fallas en la preparación ingenieril de los geólogos.

En 1983 se acogió a la jubilación ordinaria y pasó a tareas de asesor en importantes obras y proyectos hidráulicos, en varias empresas consultoras destacadas de la Argentina.

Anibal falleció el 22 de mayo de 1992 a los 71 años dejando a su esposa Marta y tres hijos, uno de los cuales, Ricardo, falleció año después como consecuencia de un paro cardíaco.

Nosotros, la comunidad geológica argentina, y todo aquél que tuvo el privilegio de conocerlo, aún brevemente, no dejará de reconocer que su paso por este mundo, aunque breve, deja una huella que las generaciones futuras sabrán apreciar.

Arturo Amos
PROGEB, San Carlos de Bariloche

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación Artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecuen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación. Los manuscritos serán enviados a:

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

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

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

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

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

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la revista, es decir, 18x23 cm. Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

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

Trabajos citados en el texto

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

Angelelli, V. y Fernández Lima, J. C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A. F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp. 797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.

Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, Serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.

Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata, 57, 134 p. (Inédito).

Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176. Buenos Aires.

Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a los largo del meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408. Buenos Aires.

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. V., Craig, L. E., Smith, A. G. y Smith, D. G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

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

Augusto P. Calmels
YPF S.A.
AMOCO Argentina Oil Co.
BHP-Utah International Exploration Inc.
Borax Argentina S.A.
Panamerican Energy LLC
Petrolera Argentina San Jorge

y a los aportes de:

S. Archangelsky
H. Bassi
J.C. Benvenuti
J. L. Bianchi
C. A. Gentili
A. R. Gramajo
R. L. Moreno
H. J. Pendola
E. O. Rolleri
E. R. D. Saccone
F. Vervoorst
W. Volkheimer

Realización gráfica:
Pablo Pérez
Santa Fé 5189 PB "6" - Capital Federal - Tel.Fax: 771-6576

Se terminó de imprimir el 25 de enero de 1999
en los talleres del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

GUIDELINES FOR AUTHORS

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

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

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

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

Preparation of manuscripts

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

Manuscripts must be submitted to:

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

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

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

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

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

All illustrations, whether line drawings or photographs, are termed figures. Identify each with the author's name and number them consecutively in the sequence of their appearance, at the bottom, outside the image area. To prepare the illustrations publication size should be considered. These sizes are: full page 18 x 23 cm; double column: 18 cm; single column: 8.5 cm. Number of free pages of figures and tables is limited to one for every three printed pages of text. Explanations of figures and tables must be included on separate pages at the end of the manuscript.

References

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

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

Reprints

Reprints must be ordered when returning the corrected page proofs.

Costs to be paid by authors

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

Authors

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

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

Volumen 53 - Número 3 - Págs. 289-432
Buenos Aires - Enero 1999

ISSN 0004-4822

Registro de la Propiedad
Intelectual 908558

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

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