

REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 49 N° 1-2 1994



49 1-2

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

1-196

30 mayo 1995

ISSN

0004-4822

Buenos Aires
Argentina

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA
(1993-1995)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Vicente Méndez.

Secretaria: Dra. Paulina Nabel.

Tesorero: Lic. Norma E. Pezzutti.

Vocales titulares: Dra Norma Brogioni.

Dra. Susana Damborenea.

Dr. Sergio Matheos.

Vocales suplentes: Dr. Haroldo Vizán.

Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Dr. Belarmino Antelo Pérez.

Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.

Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.

Dr Sergio D. Matheos.

Dr. Haroldo Vizán.

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dulla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumián, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

Delegados en el interior

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, San Juan 670, Bahía Blanca.

Catamarca: Dr. Gustavo Toselli, Facultad de Tecnología, Universidad Nacional de Catamarca, Maximio Victoria 55, 4700 Catamarca.

Comodoro Rivadavia: Dr. Raúl Giacosa, Departamento de Geología, Universidad Nacional de la Patagonia, 9000 Comodoro Rivadavia.

Córdoba: Lic. Zarela Herrera, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sarsfield 299, 5000 Córdoba.

Corrientes: Lic. Oscar Orfeo, CECOAL, C.C. 291, 3400 Corrientes.

Jujuy: Lic. José Alcalde, Instituto de Geología y Minería, Universidad Nacional de Jujuy, Av. Bolivia 1313, 4600 S.S. Jujuy.

La Plata: Dr. Juan Franzese, Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 644, 1900 La Plata.

Mar del Plata: Lic. Germán Bertola, Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Funes 3350, C.C. 722, 7600 Mar del Plata.

Mendoza: Dra. Matilde Bereri, CRICYT, C.C. 131, 5000 Mendoza, Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 Guaymallén, Mendoza.

Mina Aguilar: Lic. Alejandro Palma, Departamento de Geología, El Aguilar, 4634 El Aguilar, Jujuy.

Neuquén: Lic. Néida Casali, Lab. Suelos y Hormigones, Fac. Ingeniería, U.N. Comahue, Buenos Aires 1400, 8300 Neuquén.

Plaza Huincul: Lic. Fernando Bettini, Casa 259, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.

Puerto Madryn: Lic. Claudia Cano, CENPAT, Boulevard Brown 3500, 9120 Puerto Madryn, Chubut.

Río Cuarto: Lic. Jorge Coniglio, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.

Río Gallegos: Lic. Pedro Tiberi, Manchuria50, 9400 Río Gallegos, Santa Cruz.

Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Facultad de Ciencias Exactas, Ingeniería y Agrimensura, Universidad Nacional del Litoral, Av. Pellegrini 250, 2000 Rosario, Santa Fe.

Salta: Dra. R. A. Marquillas, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Buenos Aires 177, 4400 Salta.

San Carlos de Bariloche: Dr. Arturo J. Amos, Apartado 47, 8400 San Carlos de Bariloche, Río Negro.

San Juan: Dra. Lucía Ruzycki de Berenstein, Universidad Nacional de San Juan, Cereceto y Miglioli, Rivadavia, 5400 San Juan.

San Luis: Dra. Graciela Sosa, Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, San Martín 895, 5700 San Luis.

Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Facultad de Ingeniería y Ciencias Hídricas, Universidad Nacional del Litoral, C.C. 495, 3000 Santa Fe.

Santa Rosa: Lic. Silvio Casadó, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de La Pampa, Av. Uruguay 151, 6300 Santa Rosa, La Pampa.

Tucumán: Lic. J. Durango de Cabrera, Fundación Miguel Lillo, Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán.

Ushuaia: Dr. Gustavo Bujalesky, CADIC, C.C. 92, 9410 Ushuaia, Tierra del Fuego.

Zapala: Lic. J.C. Danieli, Dirección Provincial de Minería, C.C. 101, 8340 Zapala, Neuquén.

Delegados Institucionales en Buenos Aires

Agua y Energía: Dr. Belarmino Antelo Pérez, Alem 1134, piso 5, of. 506, 1001 Buenos Aires.

Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Joaquín Oliver, Av. Leandro N. Alem 1180, 1001 Buenos Aires.

CIRGEO: Dr. Juan P. Spikermann, Juan Ramírez de Velazco 839, 1414 Buenos Aires.

Comisión Nacional de Energía Atómica: Lic. Oscar Elena, Av. Libertador 8250, 1429 Buenos Aires.

Consejo Federal de Inversiones: Lic. Claudio Trinca, San Martín 871, 1004 Buenos Aires.

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, UBA: Lic. Alberto Caselli, Departamento de Geología, Pabellón 2, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

INGEIS: Dra. Claudia Armella, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires.

Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dra. Elda Di Paola, Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires.

Petrolera San Jorge: Dr. Carlos Gulisano, Tte. Gral. Perón 925, piso 7, 1038 Buenos Aires.

Secretaría de Minería: Lic. Eva Donnari, Julio A. Roca 651, piso 10, 1067 Buenos Aires.

Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto Violante, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires.

Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Dra. M.C. Vistalli de Turazzini, Diagonal Norte 777, piso 10, 1035 Buenos Aires.

Delegados en el exterior

Brasil: Dr. Mario L. Assine, Depart. Geología, Univ. Federal do Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.

Dr. Joel C. de Castro, I.G.C.E., UNESP, Cx. Postal 178, 13.500 Rio Claro, SP.

Paraguay: Dr. Gustavo Vera Morinigo, C.C. 1662, Asunción.

Cerro Fitz Roy (3375 m), Cordillera Patagónica, provincia de Santa Cruz (lat. 49° 17' S, long. 73° 05' O), stock granítico de edad miocena. Foto Juan Luis Gorse/Focus.
Fitz Roy Mt. (3375 m), Patagonian Cordillera, Santa Cruz province, Argentina (lat. 49° 17' S, long. 73° 05' W), Miocene granitic stock. Photo Juan Luis Gorse/Focus.

**REVISTA DE LA
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA**

TOMO 49

**Buenos Aires
1994**

This One



9WFF-8WX-YTEX

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISION DIRECTIVA
(1993-1995)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. Vicente Méndez.

Secretaria: Dra. Paulina Nabel.

Tesorero: Dr. Belarmino Antelo Pérez.

Vocales titulares: Dra. Norma Brogioni.

Dra. Susana Damborenea.

Dr. Sergio D. Matheos.

Vocales suplentes: Lic. Norma E. Pezzutti.

Dr. Haroldo Vizán.

Dra. Milka K. de Brodtkorb.

Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.

Subcomisión de Publicaciones: Dra. Susana Damborenea.

Dr. Sergio D. Matheos.

Dr. Haroldo Vizán.

COMITE EDITORIAL

Dr. Florencio G. Aceñolaza, Dr. Arturo J. Amos, Dra. Milka K. de Brodtkorb, Dr. Horacio H. Camacho, Dr. Roberto Caminos, Dr. Carlos Cingolani, Dr. Gualter Chebli, Dr. Luis Dalla Salda, Dr. Francisco Fidalgo, Dr. Félix González Bonorino, Dr. Emilio González Díaz, Ing. Antonio Introcaso, Dr. Héctor A. Leanza, Dr. Enrique Linares, Dr. Eduardo Llambías, Dr. Norberto Malumián, Dr. Rosendo Pascual, Dr. Víctor A. Ramos, Dr. Carlos W. Rapela, Dr. José A. Salfity, Dr. Jorge N. Santa Cruz y Dr. Luis A. Spalletti.

© Asociación Geológica Argentina

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 of payment has been arranged. The fee code for users of the Transactional Reporting Service is 0004-4822/95 \$00.00+\$00.50.

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina
deberá ser dirigida a:
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina**

Estructura del cuerpo de "kinzigita" del río Santa Rosa, Departamento Calamuchita, Provincia de Córdoba

Roberto MARTINO^{1,2}, Mónica ESCAYOLA¹ y Alberto SAAL¹

¹Departamento de Geología Básica, Universidad Nacional de Córdoba,
Av. Vélez Sarsfield 299. 5000 Córdoba. Argentina.

²1057 C-Derring Hall, Department of Geological Sciences.

Virginia Polytechnic Institute and State University. Blacksburg, Virginia 24061. Estados Unidos.

ABSTRACT. *Structure of the Santa Rosa kinzigite, Córdoba Province, Argentina.* In the Athos Pampa Massif, Pampean Ranges near Córdoba, Argentina, a lens-like body of kinzigitic rocks crops-out, and is mineralogically composed of quartz, garnet, cordierite, plagioclase, biotite and magnetite. The kinzigitic rocks have an S_3 foliation which strikes NNW and dips steeply ($>50^\circ$) to the E. This S_3 foliation is locally overprinted by an intense mylonitization that generated an S_4 foliation which is superimposed on S_3 . The mylonitization is concentrated mainly at contacts between the kinzigitic body and the surrounding stromatitic rocks. Within the kinzigitic rocks it is evidenced by intracrystalline post-metamorphic deformation. This later ductile deformation event increases its effects to the W toward the Guacha Corral shear zone, progressively overprinting S_3 and an older, S_2 foliation. The probable age of this mylonitic deformation (S_4) is lower Palaeozoic.

Introducción

Dentro del macizo migmatítico de Athos Pampa, aflorante en el complejo metamórfico que hace de encajonante sudoriental al batolito de Achala (Fig. 1), pasando 2,3 km el Río Santa Rosa camino a Yacanto, aflora un importante cuerpo de kinzigita. Esta roca compuesta por Qtz+Grt+Crđ+Pl+Bt+Mag±Ath (simbología de los minerales según Kretz 1983) se diferencia de las migmatitas estromatíticas que le hacen de encajonante por la falta de feldespato potásico y escasez de biotita. Este cuerpo fue definido por Gordillo (1979) como un bloque extraño dentro de las migmatitas regionales, aflora en grandes bochas de 3-4 m de diámetro, con estructura maciza, constituídas por abundante granate, cordierita y magnetita. Se interpretó como una restita, producto de fusión parcial, en la que ha migrado su porción cuarzo-feldespática, que en este caso ha sido de composición granodiorítica (Rapela y Gordillo 1981). Cabe agregar que el cuerpo de kinzigita representa los niveles corticales más profundos conocidos en el ámbito de las Sierras Pampeanas de Córdoba (Gordillo 1984).

Las migmatitas que hacen de encajonante a la kinzigita son estromatitas con leucosomas de Qtz + Kfs, melanosomas biotíticos poco desarrollados y mesosomas compuestos por Bt + Sil + Grt (terminología de las migmatitas según Johannes 1988). Estas migmatitas se interdigitan con gneises tonalíticos, principalmente en las cercanías de las rocas ultramáficas, reconociéndose además cuerpos flamiformes de mármoles forsteríticos (Fig. 2).

Saal (1985) mapeó el cuerpo de kinzigita realizando una petrografía de detalle en la que distinguió distintos

tipos litológicos, entre los que se destacan un cuerpo de piroxenita y anfibolitas que se disponen a modo de xenolitos dentro de la kinzigita. Millone y Mosconi (1991) consideraron las diferentes alternativas para la explotación de este importante cuerpo de rocas como roca ornamental que se comercializa con el nombre de "Azul Tango".

Las características de estructura interna y yacencia son hasta el momento poco conocidas, siendo el objetivo de este trabajo precisar dichas características y las relaciones con las estromatitas encajonantes.

Se trata de un cuerpo con forma elipsoidal con una foliación S_3 bien marcada de rumbo NNO y buzamientos altos hacia el E ($>50^\circ$). Esta foliación S_3 es afectada por una intensa milonitización que le confiere una foliación S_4 principalmente concentrada en los bordes del cuerpo de kinzigita y registrada internamente por deformación dúctil intragranular. Esta milonitización afecta en fajas a las estromatitas encajonantes, intensificándose hacia el oeste.

Metodología de estudio

Se cartografió el cuerpo de kinzigita mediante fotografías aéreas convencionales a escala 1:20000, revisándose la fotointerpretación en campaña. Durante la misma se controló el fotomapa de la Fig. 2, se relevaron los datos estructurales, coleccionándose muestras orientadas para su estudio petrológico y se trazó la sección A-A'.

Se confeccionaron secciones delgadas standard y orientadas que se combinaron con el estudio de placas pulidas y observaciones de campo para correlacionar los rasgos

microscópicos y mesoscópicos de la foliación más importante reconocida (S_3).

Los datos estructurales fueron proyectados en la red de Schmidt (hemisferio inferior).

Petrografía de la kinzigita

La kinzigita es una roca de color azul predominante, en la que se destaca el granate (≤ 10 mm de diámetro) de color rojo oscuro; aflora en bochas de tamaño decamétrico rodeadas por fajas de cizalla a menudo alteradas y friables con enriquecimiento en cuarzo. La estructura en corte fresco es bandeada alternante con tonos oscuros y claros.

Las bandas con tonos oscuros se corresponden con una mayor concentración de $\text{Crd} + \text{Grt} \pm \text{Ath} \pm \text{Bt} \pm \text{Mag}$. La biotita se halla fuertemente orientada con su clivaje

(001) paralelo a la foliación principal de la roca S_3 . En algunos casos los opacos se disponen en colas, asociados al granate, adquiriendo así una forma conjunta de "ojo".

Las bandas con tonos claros son muy ricas en cuarzo, suelen ser más o menos continuas y ocasionalmente se aíslan a modo de segregaciones irregulares que separan a las bandas oscuras mencionadas anteriormente. En algunos casos estas segregaciones se asemejan a venas plegadas isoclinalmente y desmembradas dentro de S_3 . Asociados a S_3 se reconocen una serie de rasgos que se describen a continuación: esporádicamente hay concentraciones lentiformes de tamaño decimétrico, alargadas según el plano mencionado, compuestas por $\text{Qtz} + \text{Kfs} + \text{Crd} + \text{Grt} + \text{Bt}$ que presentan un borde enriquecido de $\text{Bt} + \text{Grt}$ en contacto con la kinzigita; otro tipo de concentraciones de tipo y tamaño análogos a la anterior, están constituidas por Bt . Es común, en toda el área estudiada, la presencia de nódulos de cuarzo lechoso del tamaño de un puño y menores, que al deformarse adquieren también formas lentiformes concordantes con S_3 . Se reconocen también pliegues intrafoliares (Fig. 3) y lentes concordantes a modo de xenolitos compuestos por anfibolitas, mineralógicamente constituidos por:

$\text{Opx} + \text{Cpx} + \text{Hbl} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Ath} \pm \text{Ep} \pm \text{Grt} \pm \text{Op} \pm \text{Bt} \pm \text{Ap}$.

Microscópicamente la kinzigita tiene textura granoblástica con una fuerte deformación dúctil sobreimpuesta. La composición mineralógica (Gordillo 1979) es la siguiente: Qtz (26%) + Grt (23,5%) + Crt (24,0%) + Pl (16,0%, An35) + Bt (4,5%) + Mag (6%).

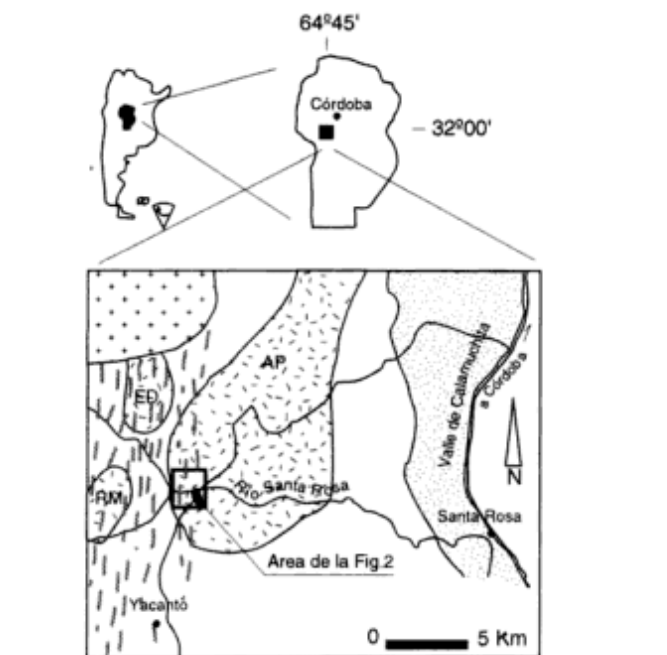
El cuarzo se presenta en granos irregulares con bordes aserrados, muy deformados, con extinción ondulosa, fuerte poligonización, con bandas y láminas de deformación. Hacia el contacto con otros granos muestra recristalización de granulaciones periféricas a cristales mayores, puesta en evidencia por agregados de grano fino con juntas triples.

El granate almandínico, de color rosado pálido, se encuentra en cristales redondeados, fracturados, sin alteraciones; con inclusiones de sillimanita fibrosa, opacos y cuarzo gotiforme en el núcleo.

La cordierita se presenta en granos aislados o agregados granoblásticos irregulares con contactos intergranos serrados, con extinción ondulosa, fuertemente maclados, con maclas acuñadas, que rodean total o parcialmente al granate, a modo de coronas irregulares, presentando al contacto con éste un borde de fibrolita.

La plagioclasa se encuentra en cristales anhedrales maclados polisintéticamente según ley de albita y periclino combinadas, con fuerte acuñamiento y curvamiento de cristales y está levemente sericitizada a través del clivaje.

La biotita, de color marrón, se presenta en cristales subhedros, débilmente curvados, con inclusiones de opacos paralelos a su clivaje y de circones redondeados que originan halos pleocroicos, observándose acodamiento (*kinking*) y curvamiento de cristales.



REFERENCIAS:

- | | | |
|--|-----------------------------------|------------------------|
| | MACIZOS MIGMATICOS | AP: ATHOS PAMPA |
| | KINZIGITA | ED: EL DURAZNO |
| | GNEISES | RM: RODEO DE LAS MULAS |
| | FAJA DE DEFORMACION GUACHA CORRAL | |
| | GRANITO DE ACHALA | |
| | VALLE DE CALAMUCHITA | |

Figura 1: Mapa de ubicación general en el que se muestran las rocas metamórficas del encajonante sudoriental del batolito de Achala. El área estudiada se encuentra en el borde sudoeste del Macizo de Athos Pampa.

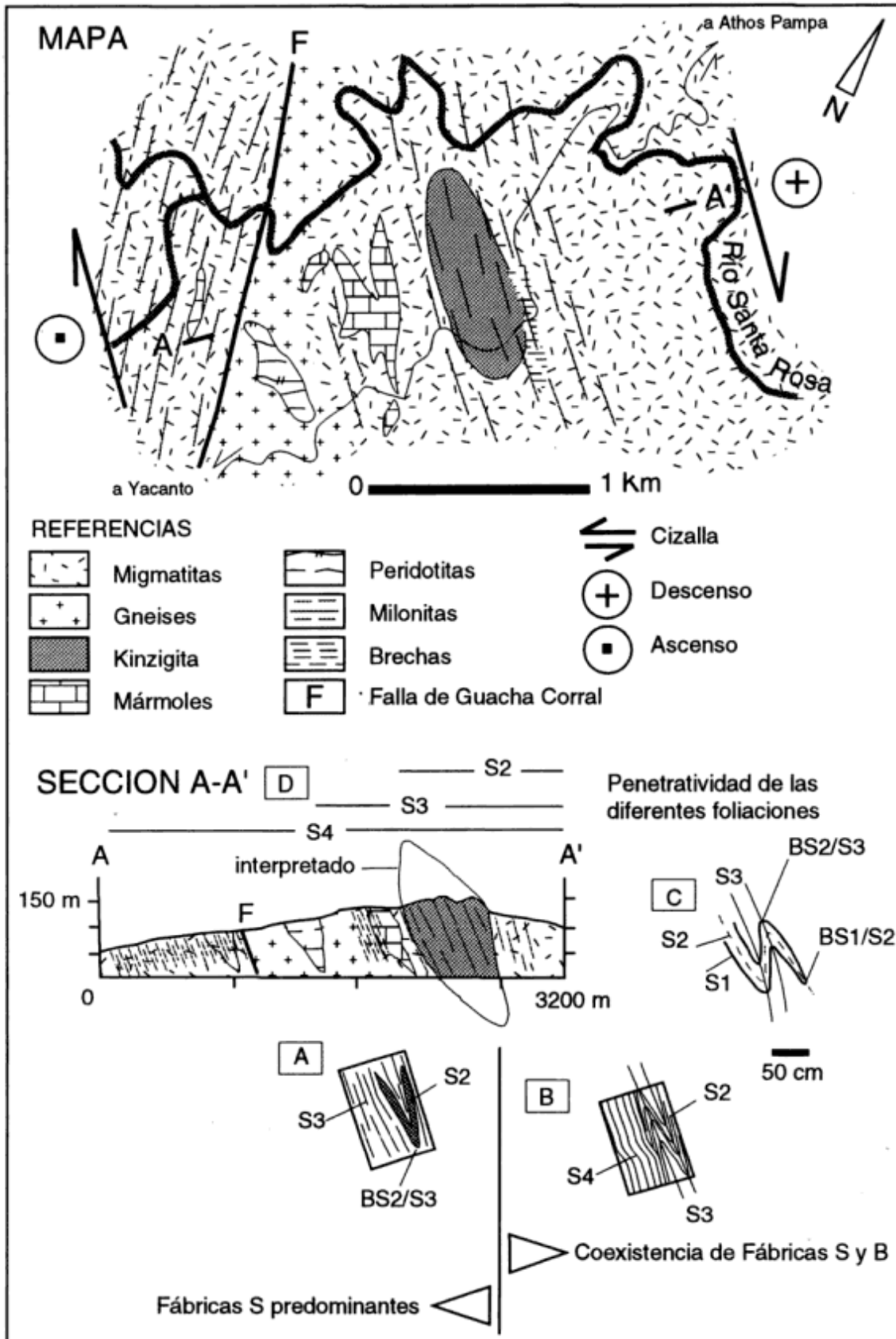


Figura 2: Mapa y sección de la kinzigita y rocas encajonantes de la misma, con detalles esquemáticos de los rasgos estructurales reconocidos.

Los rasgos deformativos descriptos para cada mineral indican que la kinzigita fue afectada por una importante deformación dúctil postmetamórfica.

Rasgos estructurales mesoscópicos y macroscópicos de la kinzigita y de la estromatita encajonante

Foliaciones y contactos

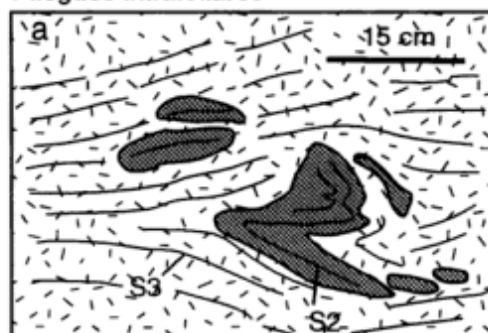
La foliación principal de la kinzigita, de origen metamórfico, es el bandeamiento mesoscópico S_3 descrito anteriormente; su orientación general es NNO ($N350^\circ$) con altos buzamientos hacia el este ($>50^\circ$) (Fig. 4a). Posterior o concomitantemente la kinzigita ha sido afectada por una milonitización intensa (S_4) que ha retrabajado dicho plano ($S_3 = S_4$), quedando evidenciado este fenómeno por los efectos deformativos registrados microscópicamente en los diferentes minerales y por dos fajas de milonitización que limitan el cuerpo de kinzigita a escala mesoscópica (Figs. 2 y 4a). Estas fajas están afectadas a su vez por una fracturación frágil con trituración, que produce desferrización en la biotita. Este evento frágil, que ha desarrollado brechas, es bien visible en el contacto sudoeste de la kinzigita con las estromatitas (Fig. 2, Mapa).

Se dijo anteriormente que dentro de la S_3 de la kinzigita hay pliegues isoclinales aislados, de tamaño decimétrico, marcados por la foliación de los xenolitos de anfibolitas dentro de la kinzigita. Los ejes B_{S_2/S_3} de estos pliegues son subverticales con orientación $N70^\circ$ y los planos axiales son coincidentes con S_3 (Fig. 4a). La foliación de la anfibolita, ahora totalmente transpuesta, que registra este plegamiento, ha sido denominada S_2 (Fig. 2, esquema A en la Sección y Fig. 3a).

La estromatita encajonante de la kinzigita posee una estructura, marcada principalmente por los leucosomas, similar a esta última, preservando hacia el río Santa Rosa pliegues abiertos a cerrados, con longitudes de onda decimétricas, marcados por S_2 con ejes de rumbos aproximadamente N-S, con inmersiones tanto al N como al S y planos axiales de rumbo NNO y buzamientos al E denominados S_3 (Fig. 2, esquema B en la Sección y Fig. 4c); este plegamiento se intensifica hasta volverse isoclinal con desmembramiento de las charnelas que se aíslan como pliegues intrafoliares (Fig. 3b). Esta foliación S_2 que se paraleliza a S_3 hasta coincidir con ella ($S_2 = S_3$) se manifiesta como la foliación más penetrativa reconocida en la región (Fig. 5b).

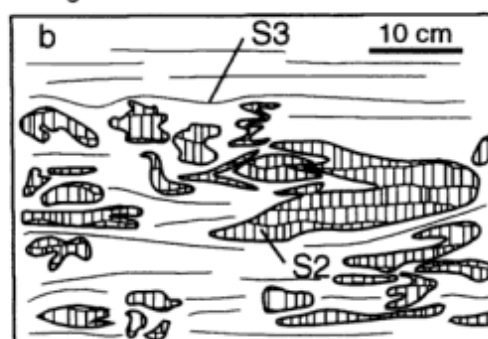
Asociada a estas fábricas de tipo B (pliegues abiertos a isoclinales), se observa otra de tipo S (planar) donde se produce aplastamiento y cizalla de las fábricas B, transponiéndolas totalmente (Fig. 2, esquema B en la Sección y Fig. 3c) generando una roca bandeada ($S_4 = S_3$) donde apenas se pueden identificar las charnelas de los plie-

Pliegues intrafoliares

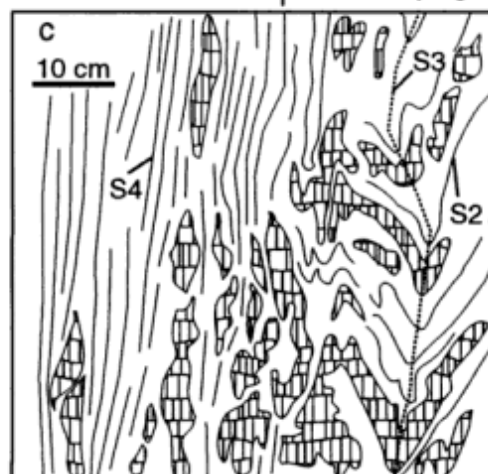


- Kinzigita
- Anfibolita

Pliegues intrafoliares



Fábrica S milonítica | Fábrica B plegada



- Leucosoma
- Melanosoma + Mesosoma

Figura 3: a: Pliegues intrafoliares relictivos y xenolitos formados por anfibolitas con una S_2 interna inmersos en S_3 marcada por el bandeamiento alternante de la kinzigita (esquema a partir de una fotografía). b: Pliegues intrafoliares S_2 en los leucosomas, desmembrados dentro de S_3 de las estromatitas encajonantes de la kinzigita (cf. Fig. 2, esquema B en la Sección). c: Estromatitas encajonantes de la kinzigita con transposición de las fábricas B (plegadas) por una fábrica S (planar) producto de la milonitización (S_4) (esquema a partir de una fotografía).

gues relícticos. Esta obliteración de S_2 y S_3 es progresiva hacia el oeste, donde más allá de la kinzigita la

milonitización se intensifica y varía en rumbo hacia tendencias NS-NNE, con buzamientos que se verticalizan

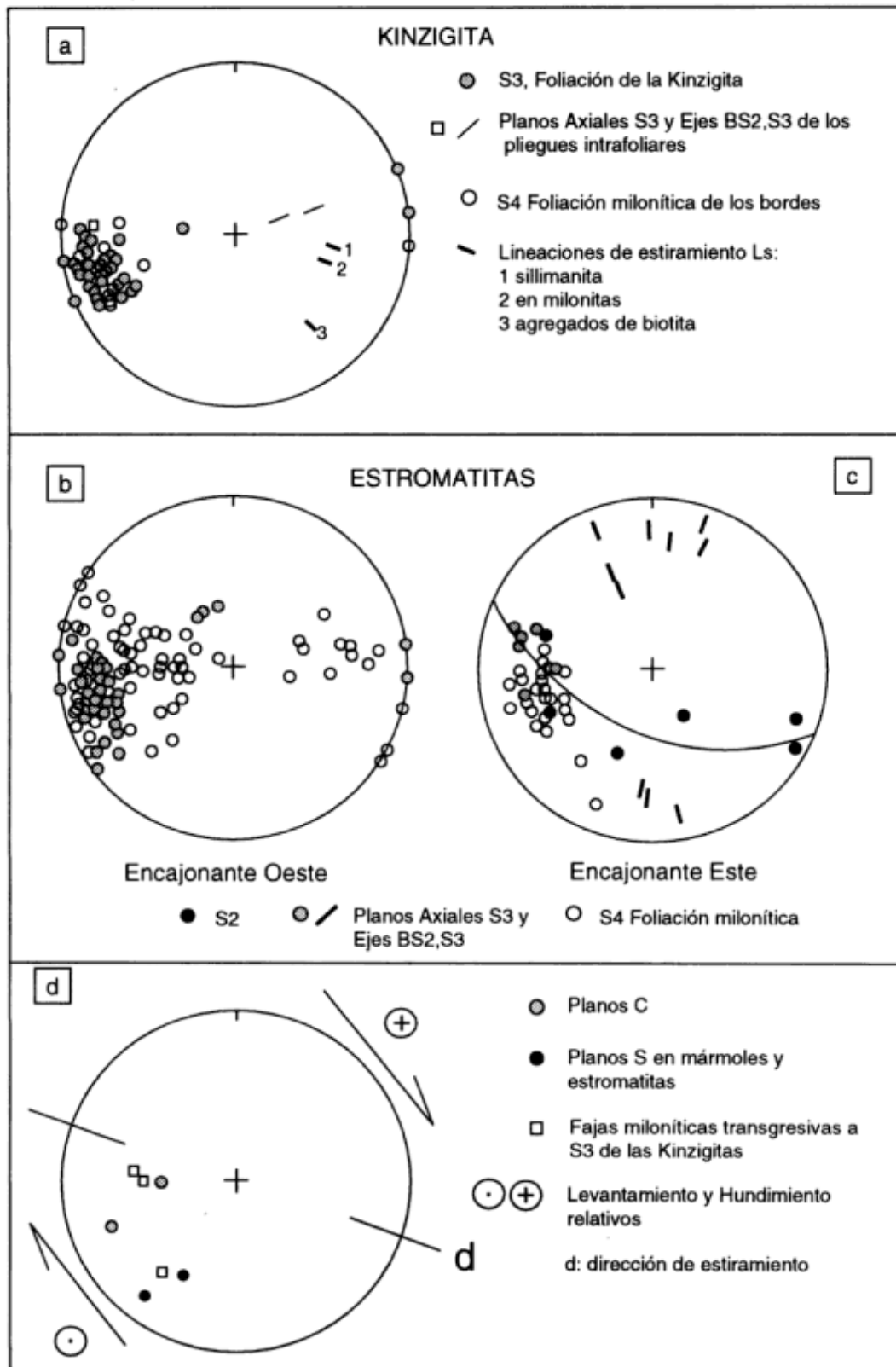


Figura 4: Diagramas de los datos estructurales de la kinzigita y rocas estromatíticas encajonantes.

y luego buzan al oeste (Fig. 4b) a medida que nos internamos en la extensa faja de milonitización de Guacha Corral.

Probablemente S_2 no es una foliación simple sino que representaría pliegues isoclinales de una fase anterior plegados a su vez en relación de interferencia del Tipo III (Ramsay 1967) (Fig. 2, esquema C en la Sección).

En la Sección A-A' se muestra esquemáticamente la diferente penetratividad que tienen las foliaciones identificadas, puede verse que S_4 se hace dominante hacia el oeste a medida que S_2 y S_3 se obliteran progresivamente (Fig. 2, parte superior de la Sección).

Las lineaciones

Se han observado localmente lineaciones minerales (Fig. 4a) dentro del borde sudoeste del cuerpo de kinzigita representadas por el alargamiento de los agregados lentiformes de biotita. Otro tipo de lineación mineral se encuentra en las estromatitas que afloran en la zona del puente del río Santa Rosa y está dada por la orientación de prismas de sillimanita en el melanosoma de las estromatitas. Por último, se reconoció una lineación de estiramiento en las rocas estromatíticas milonitizadas del encajonante oeste de la kinzigita.

La orientación media de las tres lineaciones es aproximadamente $N110^\circ/45^\circ$ (Fig. 4a) y se las interpreta conjuntamente como lineaciones de estiramiento (L_1).

Fábricas S-C

Han sido reconocidas este tipo de fábricas en los mármoles y en las estromatitas muy deformadas que afloran al oeste de la kinzigita. Haciendo uso de las

lineaciones L_1 como dirección del transporte tectónico y de los criterios aplicados a las fábricas S-C para la determinación del sentido de cizalla (Lister y Snoke 1984) se deduce que la cizalla que afectó al conjunto litológico de kinzigita y encajonante estromatítico sería, proyectada en planta, del tipo dextrógiro y ocasionó un descenso relativo de las rocas hacia el este (Fig. 2, Mapa).

Cabe agregar que la milonitización transgresiva a S_3 de la kinzigita, representada por fajas finas que no superan los 10 cm de espesor, tiene una orientación coincidente con las fábricas S-C reconocidas en los mármoles y estromatitas (Fig. 4d) pero es de tipo inverso. Esta milonitización es local y difícil de interpretar, pero se presume que sería un efecto póstumo desconectado del fenómeno de milonitización principal que generó a S_4 y a las fábricas S-C.

Diaclasas

Se pueden reconocer tres juegos que se han denominado J_1 , J_2 y J_3 respectivamente; J_1 es el juego más desarrollado, con orientación $N70^\circ$ y buzamiento subvertical, tiene una buena expresión morfológica con geometrías "en echelon" y anastomosadas. J_2 es un juego orientado hacia $N350^\circ$ con buzamiento $\cong 80^\circ E$. Los planos de ambos juegos presentan esporádicamente pátinas de óxidos de hierro. J_1 y J_2 son juegos comunes a toda el área estudiada, habiéndoselos reconocido también como juegos dominantes hacia el sudeste, fuera del área estudiada, en las zonas de Almacén Yedro y Cerro Pelado.

El juego J_3 es subhorizontal, de rumbo $N97^\circ$ y buzamientos bajos ($\cong 30^\circ$) tanto al N como al S, ya que estas diaclasas curvas son convexas hacia la superficie topográfica.

Estos tres juegos, junto a la foliación ($S_3 = S_4$), son utilizados para la explotación de la kinzigita en cantera (Millone y Mosconi 1991).

Yacencia general del cuerpo de kinzigita

De acuerdo con las observaciones de campo y cartografía (Fig. 2, Mapa) se trata de un cuerpo de roca con forma elíptica en planta, limitado por dos fajas planares de rocas estromatíticas milonitizadas con fracturamiento frágil posterior, brechadas localmente, con oxidación y desferrización de la biotita, viéndose esto claramente en el contacto sudeste (Fig. 2, Mapa).

Dicho plano de foliación milonítica S_4 retrabajó una foliación metamórfica anterior S_2 aplastada hasta hacerse $S_2 = S_3$. La deformación que se expresa de manera diferente en los contactos o internamente al cuerpo de kinzigita, habría estado controlada principalmente por el contraste composicional (mineralógico) entre la kinzigita y las estromatitas encajonantes.

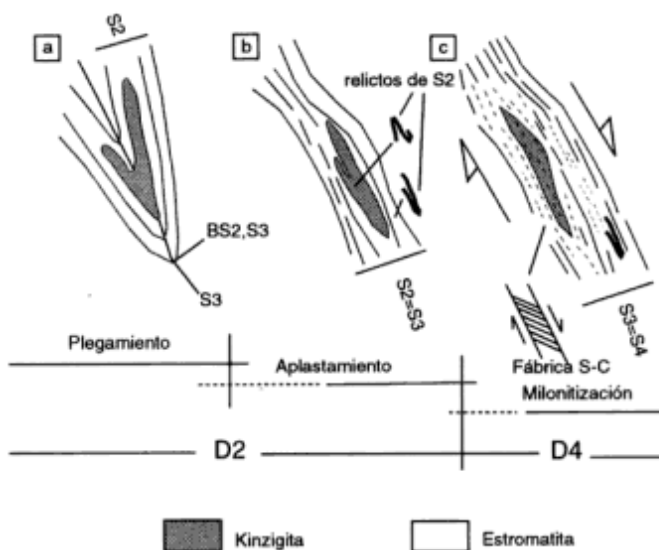


Figura 5: Esquema de la historia deformacional de la kinzigita y de las estromatitas encajonantes, explicación en el texto (sin escala).

El patrón de afloramiento y la información que se toma de la sección, permiten interpretar a la kinzigita como un cuerpo elipsoidal lentiforme que yace como un gran clasto dentro de la estromatita encajonante (Fig. 2, Mapa y Sección). Estas geometrías de yacencia son típicas de las zonas de cizalla (cf. Bell y Hammond 1984).

Historia deformacional del cuerpo kinzigítico y de las estromatitas encajonantes

Los rasgos deformacionales descritos pueden ser resumidos en la siguiente secuencia evolutiva (cf. Fig. 5): un plegamiento cerrado según ejes $B_{S_2S_3}$ y planos axiales S_3 afectó al conjunto litológico kinzigita-estromatita con aplastamiento progresivo y desmembramiento de pliegues dentro de S_3 ; el aplastamiento hace coincidir a S_2 con S_3 (Fig. 5a y b); esta etapa se puede correlacionar con el dominio D_2 de deformación (Dalla Salda 1984; Martino 1988). Posteriormente una milonitización intensa sobre $S_2 = S_3$, generó una deformación intracrystalina intensa de la kinzigita, fábricas planares en sus contactos con la estromatita y en la propia estromatita; esta fábrica planar S_4 se intensifica progresivamente hacia el oeste (Fig. 2, Sección). Esporádicamente se registran lineaciones de estiramiento L_4 y fábricas S-C en mármoles y estromatitas que permiten establecer una cizalla dextral en planta con un descenso relativo hacia el este de las rocas involucradas (Figs. 4d y 5c). Este evento puede correlacionarse con el D_4 propuesto por Martino (1988). Existió un evento, representado por la milonitización transgresiva a S_3 de la kinzigita, que se interpreta como un efecto póstumo, desconectado de la milonitización principal. Por último y probablemente asociado con el alzamiento en el Terciario (Gordillo y Lencinas 1979) se ubica al fracturamiento frágil que generó el diaclasado penetrativo en toda la región.

Las edades estimadas de la deformación por plegamiento (D_2) y por milonitización (D_4) son precámbrica y paleozoica inferior respectivamente (Dalla Salda 1984; Martino 1994).

Conclusiones

El patrón de afloramiento de la kinzigita en el mapa y la información que se toma de la sección permiten interpretar la yacencia en tres dimensiones como un cuerpo con forma elipsoidal lentiforme.

Se reconoce en la kinzigita una foliación S_3 representada por un bandeado, esencialmente de origen metamórfico, producto de un aplastamiento general de una foliación anterior S_2 que se reconoce como pliegues relícticos isoclinales dentro de S_3 . La misma relación se identifica en las estromatitas encajonantes de la kinzigita.

Los rasgos deformacionales microscópicos identificados en la kinzigita indican que se trata de una roca con una evidente deformación dúctil postmetamórfica. El reconocimiento e interpretación de las fábricas S-C en mármoles y estromatitas, permite establecer que el conjunto kinzigita + encajonante ha sido afectado por una deformación por cizalla, con una penetratividad progresiva hacia el oeste, que va obliterando a las fábricas planares anteriores (S_2, S_3), durante el evento D_4 . Dicha cizalla proyectada en planta es de tipo dextrógiro, ocasionando un descenso relativo hacia el este de las rocas afectadas por la mencionada cizalla.

Se identifica una milonitización transgresiva a la S_3 de la kinzigita que se interpreta tentativamente como un efecto póstumo desconectado de la milonitización principal que generó S_4 .

Se describen tres juegos de diaclasas en la kinzigita que junto a la S_3 permiten la explotación de la roca en cantera, siendo estos juegos penetrativos a escala regional.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y al Consejo de Investigaciones de Córdoba, instituciones que nos brindaron apoyo a través de subsidios para relizar las tareas de campo. A Luis Dalla Salda, Luisa Villar y Pablo Kraemer por la lectura crítica del manuscrito y a G. Mosconi quien discutió aspectos de la explotación de la cantera con los autores. A M. L. Herrera que nos ayudó con el tipo de la versión original del manuscrito. Se agradece especialmente a los estudiantes de geología M. Arnosio y E.M.B. Pérez quienes colaboraron en las tareas de campo y laboratorio. Este trabajo forma parte del Proyecto: "Transecta de las Sierras de Córdoba a los 32° 00' LS: Aspectos Estructurales, Petrológicos y Metalogenéticos" (CONICOR, PID N° 2237/92). Por último se desea agradecer a los revisores de la Revista de la Asociación Geológica Argentina por las valiosas sugerencias que mejoraron el manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bell, T.H. y Hammond, R.L., 1984. On the internal geometry of mylonites and their descriptive terminology. *Journal of Geology*, 92: 667-686.
- Dalla Salda, L.H., 1984. La estructura íntima de las Sierras de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 39 (1-2): 38-51.
- Gordillo, C.E., 1979. Observaciones sobre la petrología de las rocas cordieríticas de la Sierra de Córdoba. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 53 (1-2): 1-44, Córdoba.
- Gordillo, C.E., 1984. Migmatitas cordieríticas de la Sierra de Córdoba; condiciones físicas de la migmatización. *Miscelánea* 68: 1-40, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.

- Gordillo, C.E. y Lencinas, A.N., 1979. Sierras Pampeanas de Córdoba y San Luis. En: Turner, J. (Ed.): Segundo Simposio de Geología Regional Argentina, Tomo I: 577-650.
- Johannes, W., 1988. What controls partial melting in migmatites?. *Journal of Metamorphic Geology* 6: 451-465.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology* 6 (6): 617-638.
- Martino, R.D., 1988. Geología y Petrología del Basamento Metamórfico de la Región situada al Norte de Cuchilla Nevada, Sierra Grande de Córdoba. Tesis Doctoral. Hemeroteca de la Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales Nº276, 174 p., 29 figuras y 10 mapas. Universidad Nacional de Córdoba, Córdoba. (Inédita).
- Martino, R.D., 1994. La faja de deformación "Guamanes": petrografía, estructura interna y significado tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48 (1): 21-32.
- Millone, H.A. y Mosconi, G.E., 1991. Técnicas de explotación para la extracción de bloques en una migmatita, cantera Yacanto de Calamuchita, Córdoba, Argentina. 6º Congreso Geológico Chileno, Actas, 1: 432-435. Viña del Mar.
- Ramsay, J.G., 1967. Plegamiento y Fracturación de Rocas. H. Blume Ediciones. 590 p. Madrid.
- Rapela, C.W. y Gordillo, C.E., 1981. Coeficientes de partición de litio, rubidio y estroncio entre cordierita y granate paragenéticos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 36 (2): 180-186.
- Saal, A., 1985. La kinzigita del Río Santa Rosa. Trabajo Final. Hemeroteca del Departamento de Geología Básica de la Universidad Nacional de Córdoba, 35 p. Córdoba. (Inédito).

Recibido: 23 de febrero, 1993

Aceptado: 28 de febrero, 1994

Edad y génesis del Río de la Plata

Gerardo PARKER, Carlos M. PATERLINI y Roberto A. VIOLANTE

Servicio de Hidrografía Naval, Av. Montes de Oca 2124, 1271 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Age and origin of the Río de la Plata.* This paper is the result of regular geological and geophysical surveys carried out in the la Plata river, inner and middle continental shelf and adjacent coastal plains areas of the northeastern Buenos Aires Province. By definition of seismic and lithostratigraphic units, correlation of seismic reflectors as well as correlation of lithological and magnetostratigraphic data with wellknown coastal stratigraphic sequences, a regional knowledge of the Quaternary marine sediments and its relation with the underlying upper Tertiary sediments was achieved. It is concluded that the la Plata river was installed after the lower Ensenadense and before the middle Ensenadense (Interensenadense). Its origin is the result of a geomorphological rather than a tectonic event, related to a capture process by the Uruguay river of the ancient Paraná-Paraguay rivers system, which originally flowed into the Salado Basin. This change could have taken place about 2.41 Ma ago (Upper Gauss-Lower Matuyama). Conclusions presented here change the present ideas about the transgressive glacioeustatic events in the la Plata river.

Introducción

El conocimiento regional del Cuaternario costero de la cuenca del Salado y río de la Plata, que avalan las conclusiones de este trabajo, es consecuencia de los estudios ambientales que el Servicio de Hidrografía Naval de la República Argentina realizó en el río de la Plata conjuntamente con el Servicio de Oceanografía, Hidrografía y Meteorología de la Armada de Uruguay, los trabajos geológicos de superficie y subsuelo llevados a cabo en las llanuras costeras de la costa atlántica bonaerense (Cabo San Antonio) para el Consejo Federal de Inversiones y los de geología y geofísica realizados en la plataforma continental (interior y media) adyacente, parcialmente financiados por el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET).

Este trabajo intenta resolver dos interrogantes que preocuparon a los autores durante el desarrollo de aquellas tareas: ¿cómo se puede compatibilizar la existencia de la depresión del río de la Plata en su posición actual, desplazada en relación al eje de la cuenca del Salado, receptora natural de los drenajes del noreste argentino durante gran parte del Cenozoico? y ¿cuándo y por qué se produjo el vuelco de ese drenaje desde la cuenca del Salado hacia el río de la Plata?

En base a la confección de columnas estratigráficas de perforaciones realizadas por diferentes organismos, se construyeron secciones estratigráficas transversales a la cuenca del Salado y río de la Plata que afectaron al Terciario superior y al Cuaternario. Esta información, complementada con la provista por la sísmica de reflexión de alta resolución, permitió la identificación de unidades sismoestratigráficas (Parker *et al.* 1990a), lo que condujo a elaboraciones estratigráficas conexas tanto en el río de la Plata (Parker 1991) como en las llanuras costeras adyacentes (Parker y Violante 1990) y posibilitó establecer correlaciones entre unidades lito,

sismo y magnetoestratigráficas dentro de dicho ámbito geológico.

Con este método clásico de análisis se reunieron pruebas que permitieron elaborar una hipótesis acerca de la edad y génesis del río de la Plata, lo cual implica la introducción de cambios en las tradicionales interpretaciones paleoclimáticas y estratigráficas del Cuaternario del noreste de Buenos Aires.

Alcance geológico del topónimo "río de la Plata"

En este trabajo se considera que el término "río de la Plata" abarca, además de la masa líquida contenida en su cuenca, a los sedimentos no consolidados en equilibrio con ella y al conjunto de los diferentes sistemas fluvio-marinos similares al presente, ocurridos en el pasado geológico. Es decir que no solamente ocupa el espacio geográfico actual, sino que también el de las diferentes etapas de su evolución geológica, registradas en el subsuelo, a partir de su nacimiento.

Paleogeografía durante el Terciario tardío

El eje de máxima subsidencia de la cuenca del Salado para las secuencias del Terciario superior pasa por las localidades de Saladillo-General Belgrano-Mar de Ajó (Fig.1). Consecuencia de ello es la clara divergencia, hacia el sur, de la secuencia estratigráfica del borde norte y el evidente cambio de facies, de continentales a marinas, en el mismo sentido (Fig. 2).

El Terciario, hasta las unidades equivalentes a la Fm. Puelches (Santa Cruz 1972) inclusive, presenta una disposición geométrica que lo vincula genéticamente al eje subsidente de la cuenca del Salado, además de

evidenciar una manifiesta componente transversal de aporte desde el macizo uruguayo. Esta disposición sugiere una configuración costera del tipo de la señalada en la Figura 1 para la Fm. Puelches, que se manifiesta como una unidad que comparte las particularidades depositacionales de la cuenca del Salado, mantenida con características similares desde el momento de su emplazamiento, en tiempos jurásico-cretácicos.

Paleogeografía durante las transgresiones del Plio-Pleistoceno y Holoceno

En los perfiles geológicos de superficie y subsuelo de la costa sur del río de la Plata (Parker 1991), se aprecian dos lenguas de sedimentos marinos incluídas en el "Pampiano" que divergen hacia su interior, conocidas como "Interensenadense" y "Belgranense" (Ameghino 1908; Frenguelli 1950) y un relleno sedimentario Holoceno asociado también a un ciclo marino, geológicamente similar a los anteriores.

A través de la información geológica regional es posible reconocer dos líneas de costas, una correspondiente al techo del Terciario tardío o Fm. Puelches y la otra a las dos ingresiones intrapampianas (plio-pleistocenas), tal cual se muestra en la Figura 1. Es evidente el cambio en la distribución geográfica de las áreas que encierran

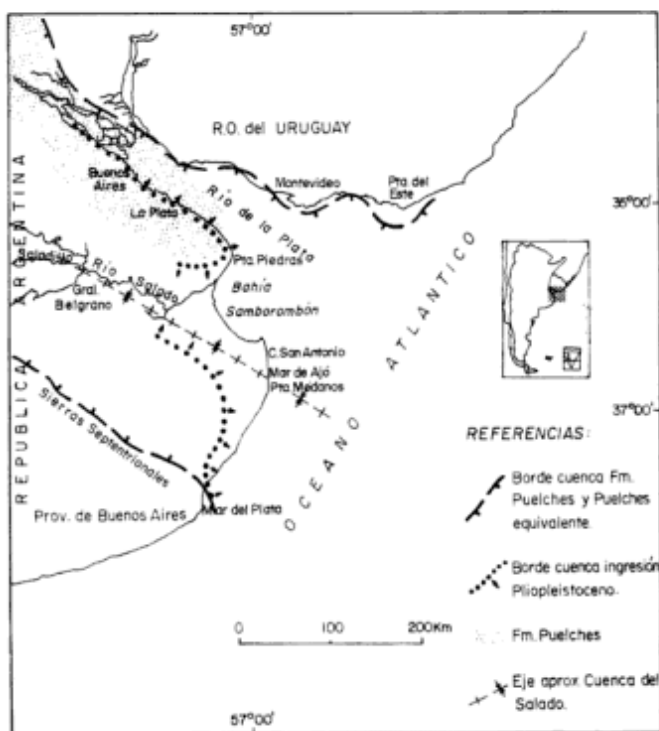


Figura 1: Plano de ubicación y distribución geográfica de la "Fm. Puelches-Puelches equivalentes" y de las ingresiones plio-pleistocenas.

tales líneas: mientras que las transgresiones del Terciario se ajustaron al eje de máxima subsidencia de la cuenca del Salado, las intrapampianas muestran sus puntos de máxima transgresión desplazados hacia el norte del eje de la cuenca y sus registros sedimentarios revelan una historia tectónica diferente.

En el área de la Bahía de Samborombón (zona central de la cuenca del Salado) y regiones de plataforma al sur de ella, se conservan todos los eventos transgresivos del Plio-Pleistoceno y Holoceno superpuestos (unidades sismoestratigráficas 1 a 5, Fig.3), mientras que en el río de la Plata los testigos de tales eventos no solamente no están representados en su totalidad sino que tampoco se superponen (sólo se conservan sus bordes), como si el volumen disponible para alojar a cada secuencia depositacional fuera siempre el mismo, de tal modo que el emplazamiento de una nueva secuencia transgresiva hubiera requerido la eliminación previa de la anterior.

Tiempo estratigráfico del cambio de configuración

A partir de la interpretación realizada en base a los levantamientos sísmicos de alta resolución, fue posible correlacionar la unidad marina que se encuentra al este de Punta Piedras, próxima al sitio conocido como El Codillo (río de la Plata), denominada Miembro Barra del Indio (Parker 1991), con otra ubicada en el subsuelo de la zona costera del cabo San Antonio, representada por la unidad sismoestratigráfica 4 (Fig.3).

Este Miembro Barra del Indio fue correlacionado con el "Interensenadense" del puerto de La Plata (Parker 1991) el cual se apoya sobre sedimentos de ambiente continental incluídos dentro del "Pampiano" (Ensenadense basal, Ameghino 1880), a lo largo de toda la costa sur del río, los que a su vez se apoyan sobre las arenas de la Fm. Puelches. La base de la unidad sismoestratigráfica 4, también asignada al "Interensenadense", se sobrepone, en la zona del cabo San Antonio, a sedimentos marinos que a su vez se correlacionan con aquéllos continentales de la costa sur del río de la Plata asignados al "Pampiano" y que como aquí, se superponen a su vez a sedimentos equivalentes a la Fm. Puelches (Fig.3).

La asimilación a la Fm. Puelches de distintos depósitos sedimentarios indicados como "Puelches y Puelches equivalentes" en las figuras 2 y 3 responde a diferentes criterios de correlación entre perfiles de perforaciones tales como: identidad litológica, arreglo de facies, posición estratigráfica y edades magnéticas, como también la consideración de correlaciones estratigráficas realizadas por otros autores (Kraglievich 1952; Yrigoyen 1975). Consecuentemente, la disposición de la ingresión "Interensenadense", representada en su conjunto por la unidad sismoestratigráfica 4 en la plataforma interior y

media, Miembro Barra del Indio en el río de la Plata (Parker 1991), Fm. Pozo N° 4 en punta Médanos (Parker 1979), y Fm. Lomauquén en el área de Faro Querandí (Violante y Parker 1993a), sobre sedimentos marinos en el cabo San Antonio y regiones al sur de punta Médanos y sobre continentales equivalentes a aquéllos en el río de la Plata (Fig.3), indica que los depósitos subyacentes a ella aún responden al arreglo paleogeográfico que se ajusta al eje de máxima subsidencia de la cuenca del Salado. Esto conduce a interpretar que el río de la Plata aún no había alcanzado durante el Ensenadense inferior una configuración semejante a la actual, la que se hace evidente en cambio durante el "Interensenadense".

De esta forma, los registros estratigráficos conocidos hasta la fecha demuestran que la instalación del río de la Plata se produjo con posterioridad a la deposición del "Ensenadense inferior o basal" (Ameghino 1880) del litoral bonaerense y del río de la Plata y con anterioridad al "Interensenadense" (Ameghino 1908; Frenguelli 1950).

Edad magnética del cambio y sus implicancias paleoclimáticas

La Figura 4 sintetiza la magnetoestratigrafía plio-pleistocena del noreste bonaerense.

Son de singular importancia los perfiles geológicos de la zona costera del río de la Plata comprendida entre Buenos Aires y La Plata (Parker 1991), por cuanto permiten una correlación muy ajustada entre los perfiles regionales allí descritos y la magnetoestratigrafía conocida.

La magnetoestratigrafía del "Ensenadense-Bonaerense" de la ciudad de Buenos Aires, establecida en las excavaciones de Av. Belgrano y B. de Irigoyen (Valencio y Orgeira 1983) y de Cerrito y Av. del Libertador (Nabel y Valencio 1981), señala la existencia de dos niveles cronoestratigráficos denominados NC2 y NC3 (Fig.4), ubicados en las cotas aproximadas de -1,9 y -5,2 metros y cuyas edades magnéticas son 2,41 y 2,84 Ma respectivamente (Valencio y Orgeira 1983).

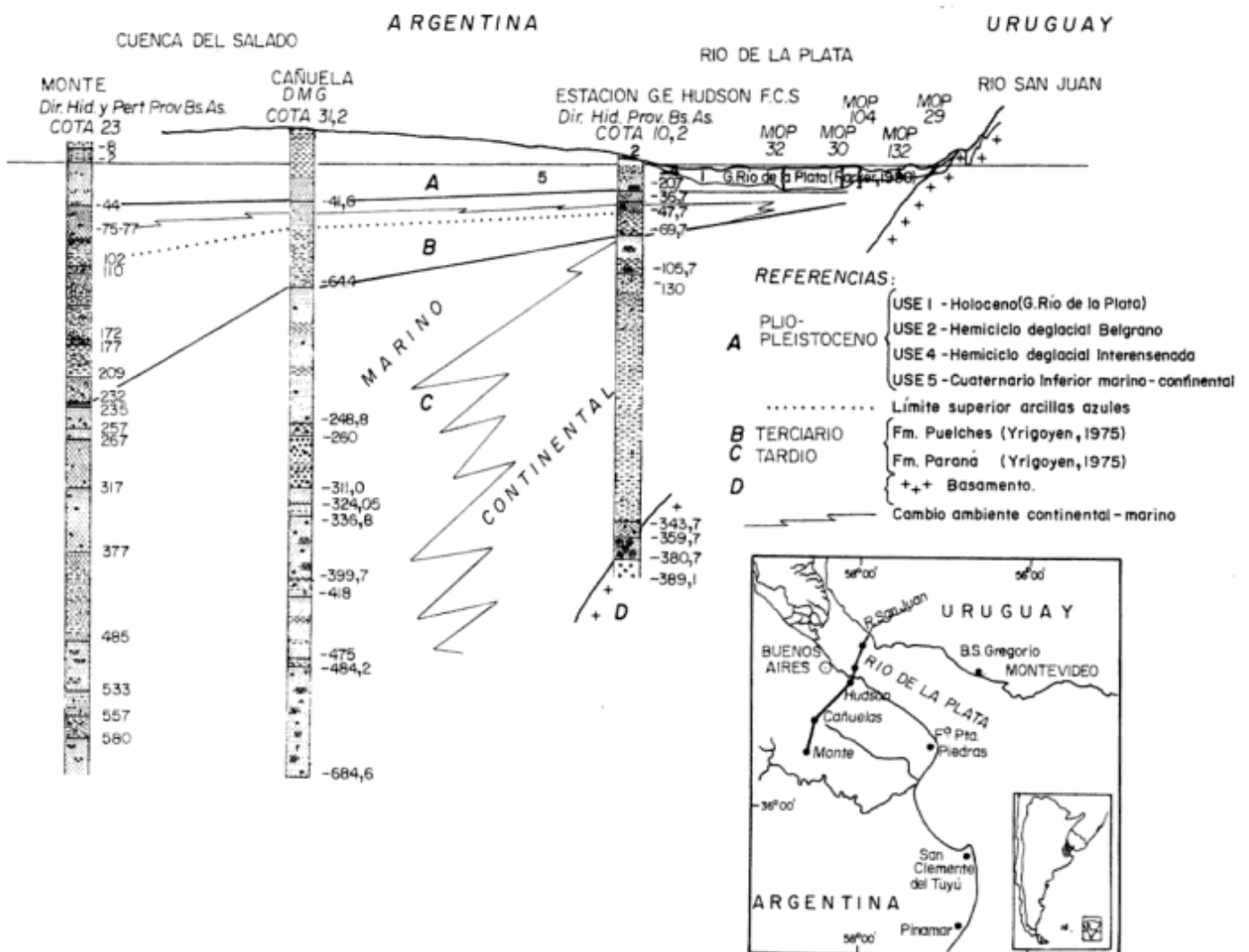


Figura 2: Corte estratigráfico entre San Miguel del Monte (Buenos Aires) y el río San Juan (Uruguay).

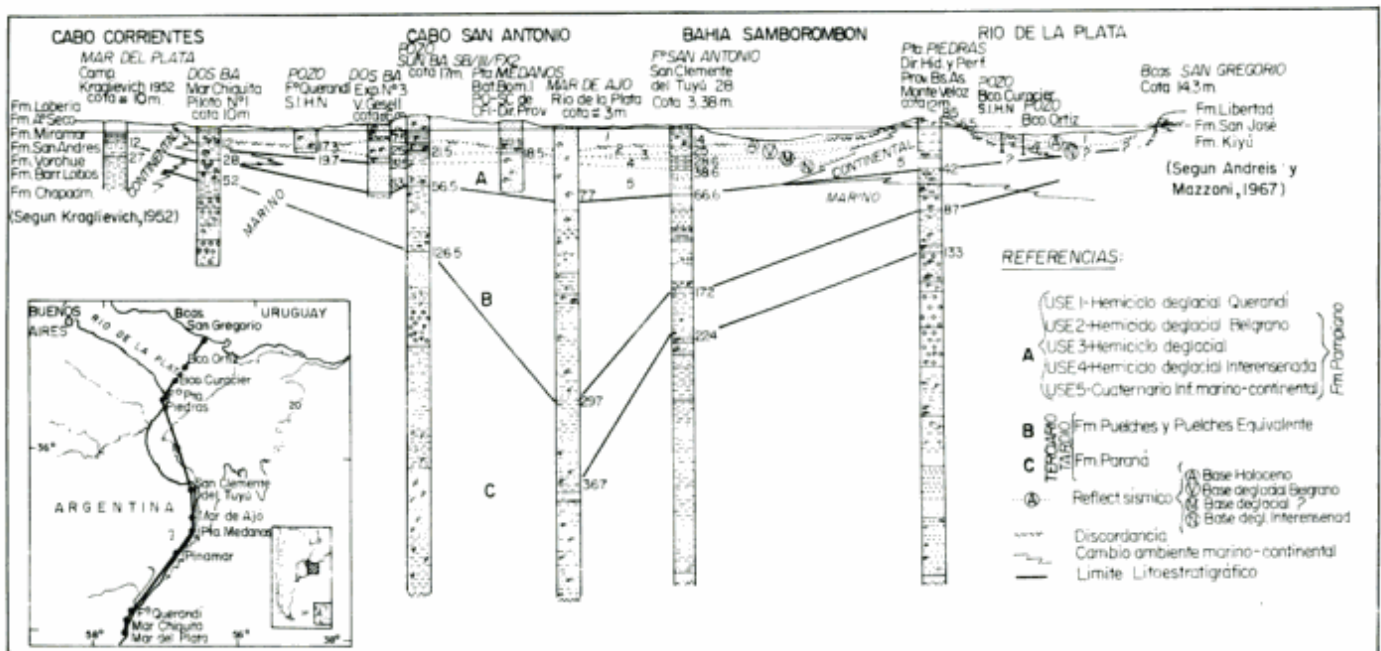


Figura 3: Corte estratigráfico regional entre Mar del Plata (Buenos Aires) y Barrancas de San Gregorio (Uruguay).

Ampliando los argumentos de correlación empleados por estos últimos autores relativos a la horizontalidad de los sedimentos del "Pampiano", resultante de la comparación magnetoestratigráfica entre las secciones expuestas en ambas excavaciones, es posible extrapolar la cota de la ingresión "Interensenadense" de las áreas de los puertos de Buenos Aires y Olivos, ubicadas respectivamente a los -1,0 m (Ameghino 1909) y a los -2,5 m (Rusconi 1931), hacia la excavación de Cerrito y Libertador. Resultando de esta manera que las cotas -1 y -2,5 metros comprenden al nivel cronoestratigráfico NC2 (Fig.5). De esta manera es posible aproximar la edad magnética de la instalación del río de la Plata, dado su origen anterior a la ingresión "Interensenadense" (Parker *et al.* 1990b).

Edad de la ingresión Belgranense

Si bien no hace a la esencia del título de este trabajo se consideró oportuno hacer algunas reflexiones acerca de la edad de esta ingresión.

En la excavación realizada para la construcción del nuevo Teatro Argentino de La Plata (Bobbio *et al.* 1986), el límite inferior de la Epoca Bruhnes se ubicó en la cota +3,5 m, en coincidencia con una discordancia intra-Ensenadense ubicada unos 6 m por debajo del contacto entre las Formaciones Buenos Aires y Ensenada (cota +9,5 m).

Es conocida la posición estratigráfica de la denominada ingresión "Belgranense", por encima de la Fm. Ensenada y por debajo de la Fm. Buenos Aires (Fidalgo y

Martínez 1983; Riggi *et al.* 1987; Parker 1991). La cota máxima alcanzada por esa ingresión en el área fue de aproximadamente 7 a 8 m; si bien este límite es inferior al señalado en la excavación para el contacto entre las Formaciones Buenos Aires y Ensenada, se encuentra todavía por encima del nivel cronoestratigráfico NC1 (Bobbio *et al.* 1986) cuya edad magnética es menor a los 0,7 Ma.

Las dataciones radiocarbónicas realizadas sobre sedimentos equivalentes a éstos, presentes en las áreas costeras del río de la Plata y costa atlántica, acusan edades que oscilan entre 24.000 años A.P. (Parker y Violante 1982) y más de 43.000 años A.P. (Cortelezzi 1977; Violante y Parker 1993a) mientras que edades obtenidas por el método de aminoácidos llevan a ubicar a la unidad en el Wisconsin medio o en el Interglacial Sangamon (o tal vez una edad mayor a éste) (Violante y Parker 1993a).

En definitiva, la magnetoestratigrafía establece un límite de edad máximo para la transgresión Belgranense que de alguna manera tiende a asignarle una edad mayor a la que acusa el C^{14} y tal vez confirmar su correlación con el interglacial Sangamon de aproximadamente 125.000 años (Parker 1991).

Implicancias paleoclimáticas

Tradicionalmente, a las ingresiones marinas incluidas en la secuencia "pampiana" se las relacionó con cambios del nivel del mar ocurridos durante el Pleistoceno y vinculados con algunas de las cuatro clásicas

Edades Geológicas Años x 10 ⁴	EIDADES MAMIFERO	MAGNETO ESTRATIGRAFIA			EIDADES MAGNETICAS
		El Muelle y B. de Lobos	Buenos Aires ²	La Plata ³	
PLEISTOCENO	LUJANENSE	Fm. Loberia	Bonaerense	Bonaerense 9,5m	Brunhes
		Fm. A ^o Seco	7,5m	ENSENADENSE	Matuyama
	ENSENADENSE	Fm. Miramar	ENSENADENSE		
UQUIENSE	Fm. S. Andres	1-2 NC 2			
	Fm. Vorohue	1-3 NC 3			
PLIOCENO	MONTE HERMOSENSE	Fm. Barranca de Lobos	ENSENADENSE	ENSENADENSE	Gilbert
		Fm. Chapadmalal			
MIOCENO	HUAYQUE-RENSE				

Figura 4: Magnetoestratigrafía del Terciario superior-Cuaternario del noreste de la Provincia de Buenos Aires (recopilado de: Valencio y Orgeira, 1983; Orgeira y Valencio, 1984; Bobbio et al., 1986 y Orgeira, 1988).

glaciaciones globalmente reconocidas y que no son más antiguas que la Epoca Matuyama media, o sea aproximadamente 1,4 Ma.

La edad magnética asignada más arriba a la ingresión "Interensenadense" es mayor que la correspondiente al más antiguo de los ciclos deglaciales antes mencionados, sugiriendo en consecuencia su correlación con otros eventos de edad magnética mayor (Gauss) (Fig.4).

Estudios realizados sobre testigos del fondo marino en áreas de altas latitudes del hemisferio sur, indican para la Epoca Gauss temperaturas relativamente altas luego de severos enfriamientos ocurridos en la Gilbert (Mercer 1976).

Bidegain (1991) consideró, para el techo del período Gauss, la existencia de "una fase húmeda significativa con elevado nivel del freático y existencia de lagos extensos con depositación de arcillas lagunares", a los que le asignó una edad de 2,5 / 2,6 Ma. Se considera que por su edad estos depósitos bien podrían formar parte de un mismo cortejo sedimentario con el "Interensenadense" aunque ubicado en cotas relativas más elevadas. Por otro lado, si nos atenemos también a las conclusiones del mismo autor en cuanto a que la época Matuyama inferior se caracterizó por una intensiva fase árida con formación de toscas que él denominó "Fase árida La Toma" y consideró coincidente con la primera fase glacial mayor de la Cordillera de Los Andes, resultaría

evidente que la transgresión "Interensenadense" no respondería a ninguno de los eventos climáticos glaciales más modernos que la época Matuyama medio. No obstante, y partiendo de los argumentos aportados por mediciones de paleotemperaturas oceánicas mediante O¹⁸ / O¹⁶, otros autores (eg.: Shackleton y Opdyke 1973 y 1977, en: Kennett 1982), ya habían considerado que los clásicos episodios glaciales e interglaciales cuaternarios habrían comenzado a partir del Plioceno superior (Epoca paleomagnética Gauss), hace alrededor de 3 Ma.

La unidad sismoestratigráfica 3 presente en la plataforma media designada Fm.San Clemente (Violante y Parker 1993b), limitada por los reflectores V y M (Fig.3) y ubicada por encima de la unidad sismoestratigráfica 4, señala la existencia de registros sedimentarios de transgresiones marinas anteriormente no conocidas en el área costera (Fig.3). Tanto la identificación de la Fm. San Clemente como la edad magnética atribuida al "Interensenadense" modifican sustancialmente los esquemas estratigráficos hasta ahora propuestos para el noreste de la Provincia de Buenos Aires en base a las cuatro glaciaciones pleistocenas.

Causas que motivaron el cambio paleogeográfico

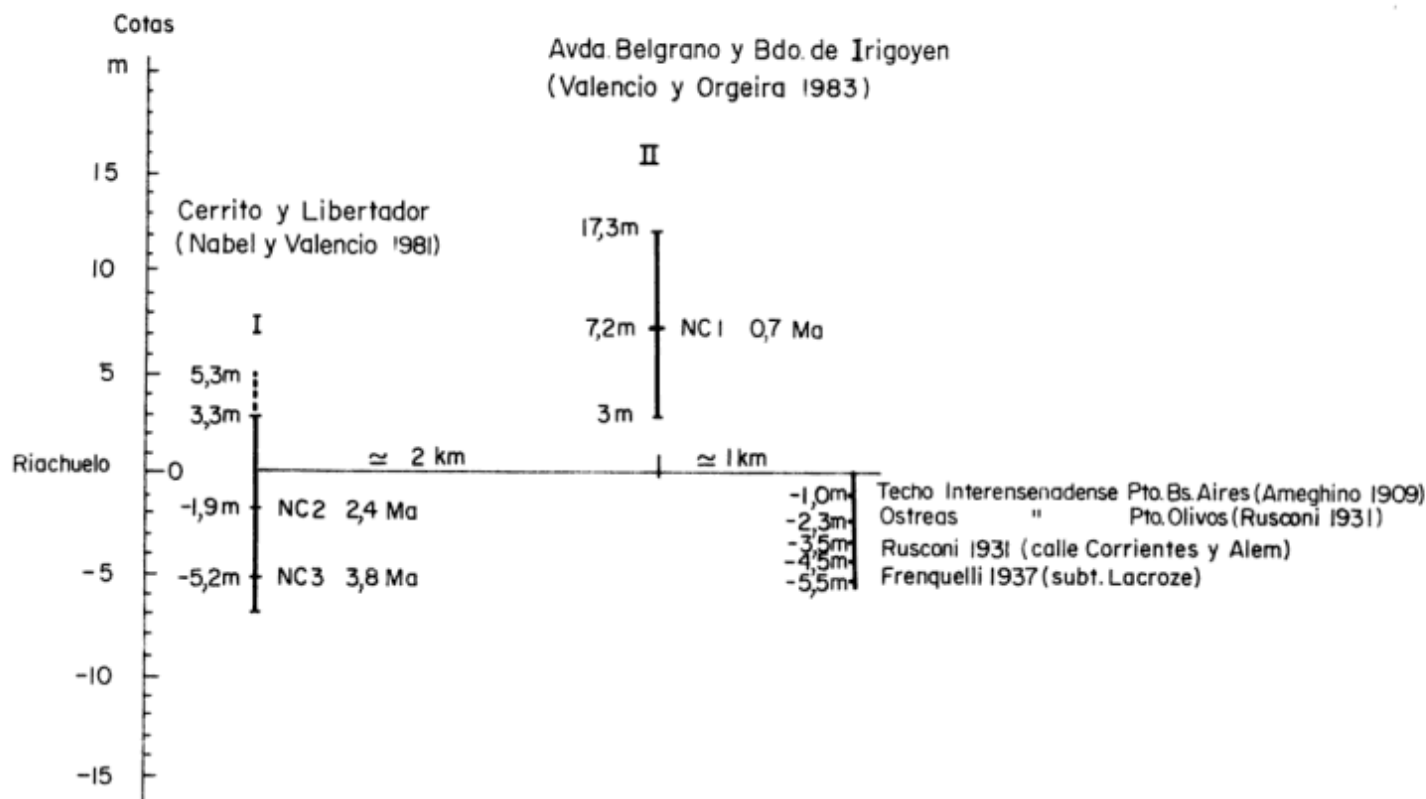
Los argumentos expuestos más arriba dan cuenta del diferente comportamiento tectónico de las áreas de acumulación de las secuencias sedimentarias del cabo San Antonio y del río de la Plata, en relación con sus respectivas ubicaciones, la primera cerca del eje de máxima subsidencia de la cuenca del Salado y la segunda desplazada hacia su flanco norte.

El comportamiento tectónico que acusa la secuencia post-Interensenadense concuerda con su posición relativa dentro de la cuenca, pero resulta anómala la ubicación del río en el flanco de una cuenca de subsidencia activa en el momento de su instalación, a no ser que se lo asocie a un evento capaz de alterar el gradiente normal superficial de una cuenca hídrica.

Una selección bibliográfica de los aportes más significativos relativos a las causas del emplazamiento del río en su posición actual revela algunas hipótesis diferentes:

Ameghino (1880) consideró al río de la Plata de edad "postpampeana" y relacionó su existencia a procesos erosivos vinculados con un levantamiento general.

Groeber (1961) lo relacionó con una falla directa de rumbo aproximado noroeste-sureste y de labio bajo al suroeste, con un rechazo de 70 m en Paraná-Santa Fe y que entre Uruguay y Buenos Aires podría alcanzar miles de metros. El rechazo de 70 m mencionado por ese autor para su "Puelchense" (= Fm. Puelches) de ninguna manera podría ser considerado en los cortes estratigráficos mostrados en el presente trabajo, y menos aún considerando la equivalencia cronoestratigráfica de la



La correlación paleomagnética entre I y II es consistente con la topográfica.

Nota: "0" del Riachuelo está 11,5m por encima del "0" municipal que es igual al de Direc. General de Catastro.

Figura 5: Posición estratigráfica del "Interensadense" de la ciudad de Buenos Aires y zonas aledañas en relación a la magnetoestratigrafía del Ensenadense-Bonaerense.

Fm. Raigón de Uruguay (Bossi 1969) con el "Pampiano" de Buenos Aires (Paterlini *et al.* 1993). Esta correlación se hace evidente, entre otras causas, por la existencia dentro de la Fm. Raigón de dos intercalaciones marinas representadas por las Formaciones Kiyú y San José en las Barrancas de San Gregorio (Andreis y Mazzoni 1967), las que, a juzgar por los argumentos arriba expuestos, no podrían ser más antiguas que el "Interensadense" y en consecuencia correlacionables con éste y el "Belgranense" respectivamente de la costa argentina.

Por otra parte, González Bonorino (1965) postuló, en base a las asociaciones mineralógicas, un cambio en la procedencia de los sedimentos del "Pampiano" del área de la ciudad de Buenos Aires ocurrido en el tercio inferior de la unidad, que interpretó como el resultado de la migración del sistema de drenaje del primitivo río Paraná que hasta ese entonces desaguaba en la cuenca del Salado; el drenaje originalmente procedente del escudo brasileño (asociación cuarzo-montmorillonita)

cambió a un drenaje pampiano (asociación plagioclasa-illita), a causa de la fracturación del basamento, a partir de donde se empezó a insinuar el estuario. Si bien el autor consideró que ese desplazamiento fue el resultado de la fracturación del basamento con el consecuente desarrollo del primitivo río de la Plata, hipótesis que aquí se descarta, es importante la mención referida al proceso de migración del drenaje por el volcado de las aguas hacia una nueva depresión.

Los argumentos expuestos más arriba, tales como los cambios mineralógicos y la falta de evidencias de fallas, son indicios que orientan la hipótesis del cambio hacia causales de orden geomorfológico no vinculados a eventos tectónicos, o al menos, si éstos hubieran ocurrido, habrían tenido un efecto secundario.

Se considera que el cambio se produjo mediante dos procesos principales:

a) Colmatación del área de acceso del sistema fluvial Paraná-Paraguay a la cuenca del Salado, la que consti-

tuyó su desagüe natural durante el Terciario tardío, tal cual lo señaló González Bonorino (1965). El área de acceso a ella habría estado localizada al norte de la Provincia de Buenos Aires y/o sur de Santa Fe. Vale mencionar que Bidegain (1991) describió en el sur de Entre Ríos un evento, al que llamó Transgresión Aldea Brasileira, evidenciado por el desarrollo de depósitos deltaicos transgresivo-regresivos cuya depositación habría culminado aproximadamente en los 2,9 Ma, el cual bien podría ser la causa de la colmatación de la antigua boca del Paraná hacia la cuenca del Salado.

b) Captura del sistema fluvial Paraná-Paraguay por un colector pericratónico, que pudo haber sido el río Uruguay, combinado con reactivaciones del ciclo fluvial vinculadas con variaciones del nivel del mar.

Conclusiones

El río de la Plata se manifiesta como tal inmediatamente antes de la depositación del denominado "Interensenadense" y con posteridad al "Ensenadense inferior o basal".

La edad paleomagnética de su instalación sería Gauss superior, próxima a los 2,41 Ma.

La ingresión "Interensenadense" sería más antigua que el Pleistoceno.

El valle pre-Holoceno del sistema fluvio-marino actual correría a lo largo de un valle original de tipo subsecuente longitudinal, más que por un valle de falla.

Los depósitos litorales de la Fm. Kiyú de la costa uruguaya no serían más antiguos que el "Interensenadense".

La existencia de una nueva ingresión ubicada en la plataforma continental entre el "Belgranense" y el "Interensenadense" y la edad que se le atribuye a este último, descalifican a los esquemas estratigráficos anteriores que consideraban a las transgresiones marinas pampeanas originadas en variaciones glacioeustáticas del nivel del mar de edad Pleistoceno.

Agradecimientos

Los autores agradecen a los Servicios Hidrográficos de Argentina y Uruguay, así como a las diferentes tripulaciones de las embarcaciones con las que se llevaron a cabo los relevamientos en plataforma y al personal que participó en tareas de campaña en tierra, quienes hicieron posible la adquisición de los datos, al igual que a los amigos investigadores y técnicos del Grupo Geológico-Geofísico del Servicio de Hidrografía Naval de Argentina quienes nos alentaron y ayudaron en la realización de esta tarea. Los relevamientos geológico-geofísicos realizados en plataforma fueron llevados a cabo en el marco del Proyecto de Investigación y Desarrollo, Consejo

Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET) 1320/89-054. Las ilustraciones son obra de la Cartógrafa María T. Maza.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ameghino, F., 1880. Estudio sobre los terrenos de transporte de la Cuenca del Plata. G. Masson, 376 p., Paris y Buenos Aires.
- Ameghino, F., 1908. Las formaciones sedimentarias de la región litoral de Mar del Plata y Chapalmalán. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 10, 3a. sección: 343-428.
- Ameghino, F., 1909. Le Diprothomo Platensis, un précurseur de l'homme du Pliocène Inferieur. Anales Museo Nacional de Buenos Aires, 11, Serie 3 (12): 107-209.
- Andreis, R. y Mazzoni, M.M., 1967. Sedimentología de las Formaciones Kiyú y San José. Revista del Museo de La Plata (nueva serie), 6. Geología 41: 41-96.
- Bidegain, J.C., 1991. Sedimentary development, magnetostratigraphy and sequence of events of the Late Cenozoic in Entre Ríos and surrounding areas in Argentina. Tesis Doctoral, 128 p. Department of Geology and Geochemistry, Stockholm University, Sweden. (Inédito).
- Bobbio, M.L., Devicenzi, S.M., Orgeira, M.J. y Valencio, D.A., 1986. La magnetoestratigrafía del "Ensenadense" y "Belgranense" de la Ciudad de La Plata (Excavación Nuevo Teatro Argentino): su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (1-2): 7-21.
- Bossi, J., 1969. Geología del Uruguay. Universidad de La República, Departamento Publicaciones, 464 p., Montevideo.
- Cortezzi, C., 1977. Datación de las formaciones marinas en el Cuaternario de las proximidades de La Plata-Magdalena. Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas, serie 2 (341): 75-93, La Plata.
- Fidalgo, F. y Martínez, O.R., 1983. Algunas características geomorfológicas dentro del Partido de La Plata, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (2): 263-278.
- Frenguelli, J., 1937. Apuntes sobre el Interensenadense del subsuelo de Buenos Aires. Notas de Museo de La Plata, 2. Geología (4): 111-123.
- Frenguelli, J., 1950. Rasgos generales de la morfología y la geología de la Provincia de Buenos Aires. Laboratorio de Ensayo de Materiales e Investigaciones Tecnológicas, serie 2 (33), 72 p., La Plata.
- González Bonorino, F., 1965. Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 20 (1): 67-148.
- Groeber, P., 1961. Contribución al conocimiento geológico del Delta del Paraná y alrededores. Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires 2: 9-53.
- Kennet, J., 1982. Marine Geology. Prentice-Hall, Inc., 813 p., New Jersey.
- Kraglievich, J.L., 1952. El perfil geológico de Chapalmalán y Miramar. Revista del Museo Municipal de Ciencias Naturales y Tradición, Mar del Plata, 1 (1): 8-37.
- Mercer, J.H., 1976. Glacial history of southernmost South America. Quaternary Research, 6: 125-166.
- Nabel, P.E. y Valencio, D.A., 1981. La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires, su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 36 (1): 7-18.
- Orgeira, M.J., 1987. Estudio paleomagnético de los sedimentos del Cenozoico tardío en la costa atlántica bonaerense. Revista de la

- Asociación Geológica Argentina, 42 (3-4): 362-376.
- Orgeira, M.J. y Valencio, D.A., 1984. Estudio paleomagnético de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío aflorantes en la Barranca de los Lobos, Provincia de Buenos Aires. 9º Congreso Geológico Argentino, S.C. de Bariloche. Actas, 4: 162-173, Buenos Aires.
- Parker, G., 1979. Geología de la planicie costera entre Pinamar y Mar de Ajó, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 34 (3): 83-167.
- Parker, G., 1991. Estratigrafía del Río de la Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 45 (1-2): 193-204.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1982. Geología del frente de costa y plataforma interior entre Pinamar y Mar de Ajó, Provincia de Buenos Aires. Acta Oceanográfica Argentina, 3 (1): 57-91.
- Parker, G. y Violante, R.A., 1990. Geología y geomorfología. Regiones I y II, Punta Rasa-Faro Querandí, Provincia de Buenos Aires. Convenio Consejo Federal de Inversiones-Servicio de Hidrografía Naval., Informe final, 110 p. (inédito).
- Parker, G., Paterlini, C.M., Costa, P., Violante, R.A., Marcolini, S. y Cavallotto, J.L., 1990 a. La sísmica de alta resolución en el estudio de la evolución costera del noreste bonaerense durante el Cuaternario. International Symposium on Quaternary Shorelines: evolution, processes and future changes, Resúmenes: 49-50, La Plata.
- Parker, G., Paterlini, C.M., Violante, R.A., Costa, P., Marcolini, S. y Cavallotto, J.L., 1990 b. Cambio significativo en la configuración de la línea de costa del noreste bonaerense a partir del "Pampiano inferior". International Symposium on Quaternary shorelines: evolution, processes and future changes, Resúmenes: 47-48, La Plata.
- Paterlini, M., Parker, G. y Costa, I., 1993. Afloramientos de las Arenas Puelches en el Río de La Plata Superior. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. Actas, 2: 213-219, Buenos Aires.
- Riggi, J.C., Fidalgo, F., Martínez, O.R. y Porro, N.E., 1986. Geología de los sedimentos pampeanos en el Partido de La Plata. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 41 (3-4): 316-333.
- Rusconi, C., 1931. Datos sobre una capa marina de edad Pampeana descubierta en Olivos, Provincia de Buenos Aires, con una nota sobre la ingresión Interensenadense. Physis, 10: 28-39.
- Rusconi, C., 1949. El Puelchense de Buenos Aires y su fauna (Plioceno medio). Instituto de Fisiografía y Geología de Santa Fe. Publicación 36, Universidad Nacional del Litoral: 169-193.
- Santa Cruz, J.N., 1972. Estudio sedimentológico de la Fm. Puelches en la Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 27 (1): 5-60.
- Valencio, D.A. y Orgeira, M.J., 1983. La magnetoestratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la Ciudad de Buenos Aires, Parte II. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 38 (1): 24-33.
- Violante, R.A. y Parker, G., 1993a. Estratigrafía y rasgos evolutivos del Pleistoceno medio a superior-Holoceno en la llanura costera de la región de Faro Querandí, Provincia de Buenos Aires. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 47 (2): 215-227.
- Violante, R.A. y Parker, G., 1993b. Evidencias de una ingresión marina intercalada entre el Interensenadense y el Belgranense (Pampeano) en las áreas costeras y marinas del noreste bonaerense. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza. Actas, 2: 252-259, Buenos Aires.
- Yrigoyen, M.R., 1975. Geología del subsuelo y plataforma continental. En: Relatorio Geología de la Provincia de Buenos Aires. 6º Congreso Geológico Argentino: 139-168, Bahía Blanca.

Recibido: 11 de mayo, 1993

Aceptado: 4 de marzo, 1994

Análisis de las mediciones gravimagnéticas realizadas entre El Fuerte y arroyo Verde, Provincia de Río Negro

José KOSTADINOFF y Edgardo M. GELÓS

Instituto Argentino de Oceanografía, Avenida Alem 53, 8000 Bahía Blanca, Argentina

ABSTRACT. *Gravimagnetic measurements analysis between El Fuerte and arroyo Verde, Río Negro Province.* The littoral stretch of the Río Negro Province that spreads between the 41° South latitude, the Arroyo Verde, the coastal line and the 65° 30' West longitude, is geophysically characterized by a set of gravitatory and magnetic field anomalies, which can be associated to regional geological singularities. Gravimetric minimums stand out and could be related to grabens, which have Palaeozoic sedimentites of Sierra Grande Formation. The inverse geophysical models allowed to calculate their extension and geometry. Another geological feature was the detection of granitic intrusives sizeable through the modelling of geophysical anomalies, in coincidence with their reduced outcrop areas. According to the assessment of Bouguer anomalies two structural highs of the basement are located in the El Fuerte hill-La Barrancosa lagoon and Arroyo Salado zones. According to the gravitatory and magnetic field gradients, a NNE-SSW and WNW-ESE fault system is proposed, that in some cases is revealed on the surface.

Introducción

El área investigada (Fig. 1) se encuentra descrita en las Hojas Geológicas Cerro El Fuerte (Weber 1983), Sierra Grande (de Alba 1964) y Puerto Lobos (Cortés 1987).

El objetivo de este estudio fue tratar de resolver algunos de los problemas geológicos regionales en la dimensión de macroescala ya que, mediante la ubicación de las estaciones gravimagnéticas cada 4 km, sólo es posible determinar estructuras de tamaño mayor que dicha dimensión de muestreo. En algunos sectores de difícil acceso se obtuvieron perfiles cada 10 km.

La finalidad principal fue la de establecer la geometría, ubicación y espesor de las sedimentitas de la cuenca paleozoica de la Formación Sierra Grande, como así también determinar parámetros de magnitud de los cuerpos intrusivos graníticos del área costera, como el de Punta Sierra y otros dispersos en la zona.

Antecedentes

Las investigaciones geológicas previas que han servido para interpretar los resultados de las mediciones geofísicas son: para la zona de cerro El Fuerte los trabajos de Weber (1983) y Gelós *et al.* (1993); para el área de Sierra Grande son destacables los trabajos de Arnolds (1952), Valvano (1957), de Alba (1964), Navarro (1960), Corbella (1974), Nuñez *et al.* (1975) y Gelós (1977). De la Hoja Geológica Puerto Lobos (Cortés 1987) sólo se evaluaron las descripciones geológicas del sector Estancia El Refugio, debido a sus manifestaciones ferríferas.

Metodología

En base a las cartas del Instituto Geográfico Militar en escala 1:100000, se marcaron los puntos acotados y accesibles para componer una grilla de puntos, que luego fueron medidos con un gravímetro tipo Worden y un magnetómetro de precesión protónica. La precisión de las mediciones gravimétricas y magnetométricas fue del orden de $\pm 0,5$ mgals y ± 10 nT respectivamente.

Las correcciones por latitud, deriva instrumental y altura permitieron obtener las anomalías de Aire Libre y Bouguer en gravimetría. Para determinar las anomalías del campo magnético terrestre, fueron necesarias la corrección por variación diurna y la tendencia regional, la cual fue obtenida mediante un programa que tuvo en cuenta el IGRF1980.

En base a las estaciones gravimétricas y magnetométricas corregidas se confeccionaron los mapas de anomalías de las Figs. 2 y 3.

Un perfil E-O entre Sierra Grande y Arroyo Ventana, (perfil I, Fig.1), permitió verificar la tendencia regional gravimétrica desde la costa hasta el borde oriental de la meseta de Somuncura.

Análisis de resultados

La distribución de las anomalías de Bouguer y los modelos geofísicos de gravimagnetometría han permitido dividir el área en siete sectores.

Sector cerro El Fuerte-laguna La Barrancosa

Entre el cerro homónimo y la laguna se determinó una

anomalía positiva de +10 mgales asociada a una zona de magnetismo quieto (Figs. 2 y 3). De acuerdo a lo calculado con los modelos geofísicos, esto podría interpretarse como un alto estructural del basamento, compuesto por metamorfitas de bajo grado, con escaso contenido de minerales ferromagnesianos. El mismo se halla cubierto por una delgada cubierta de sedimentitas mesozoicas y cenozoicas.

Su dimensión en la parte continental es de 20 x 14 km (280 km²) y se prolongaría hacia el mar en el sector norte del golfo San Matías, esto último fue verificado con sísmica por Ríos (1974).

Este alto estructural está flanqueado por gradientes gravimétricos que pueden ser interpretados geológicamente como fracturas de gran rechazo con rumbos 25° N y 108° N.

Sector Estancia La Planicie

Un mínimo gravimétrico de -25 mgales, centrado en los alrededores de dicha estancia, indica un déficit de masa que podría asociarse a la presencia de una fosa que tendría un diámetro de 25 km (unos 500 km²) (Figs. 2a, 3a y 5).

De acuerdo a los modelos la misma tendría una profundidad de 6 km, para un contraste de densidad entre roca huésped y roca de caja de 0,11 gr/cm³, perfil II.

El magnetismo quieto, representado por anomalías de campo muy pequeñas, indicaría que el relleno de la fosa serían rocas de baja susceptibilidad magnética, proba-

blemente cuarcitas de la Formación Sierra Grande. Es probable que el contenido de minerales ferromagnéticos de las mismas sea escaso o que sólo se encuentren los de baja susceptibilidad como goetita o hematita.

Sector arroyo Salado-Sierra Grande

Existe aquí un máximo gravimétrico de +3 mgales que se desarrolla con rumbo E-O, el que coincide con una franja de afloramientos de rocas precámbricas de la Formación Pazos (Weber 1983) y paleozoicas de las Formaciones Vuelta del Salado (Weber 1983) y Punta Sierra (Weber en Núñez *et al.* 1975). Por correlación podría interpretarse como un alto estructural de rocas del basamento. El aumento del gradiente del campo magnético terrestre indicaría la presencia de manifestaciones ferríferas de la Formación Sierra Grande (Harrington 1962) en algunos sectores del alto.

En base a los gradientes gravimétricos se puede inferir la existencia de dos fracturas de rumbo 108° N que flanquearían a esta estructura por el N y S respectivamente.

A partir del codo del arroyo Salado, donde cambia su dirección al SSE, las curvas de anomalías gravimagnéticas acompañan el curso del mismo (véanse Figs. 1 y 2). Esto indicaría la presencia de una falla de rumbo 20° N que se extiende a lo largo de 80 km hasta que, en

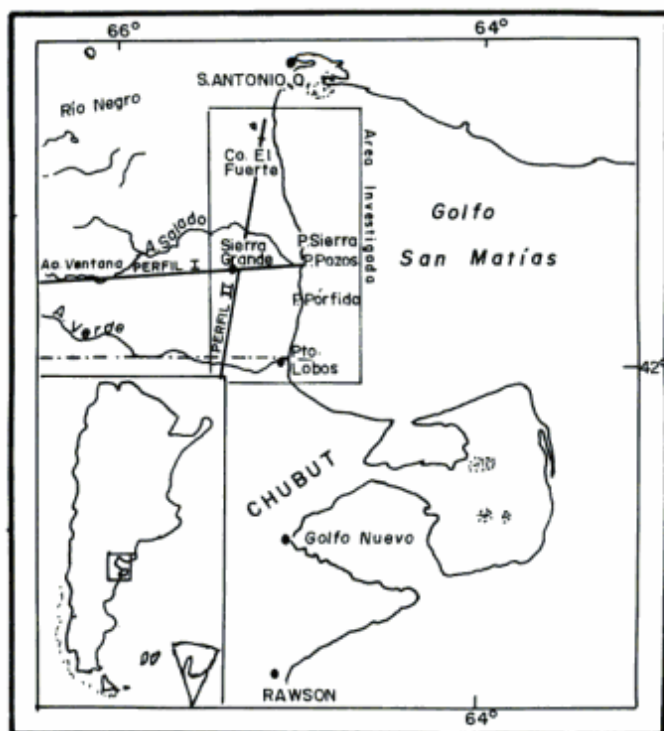


Figura 1: Área investigada y ubicación de los perfiles I y II.

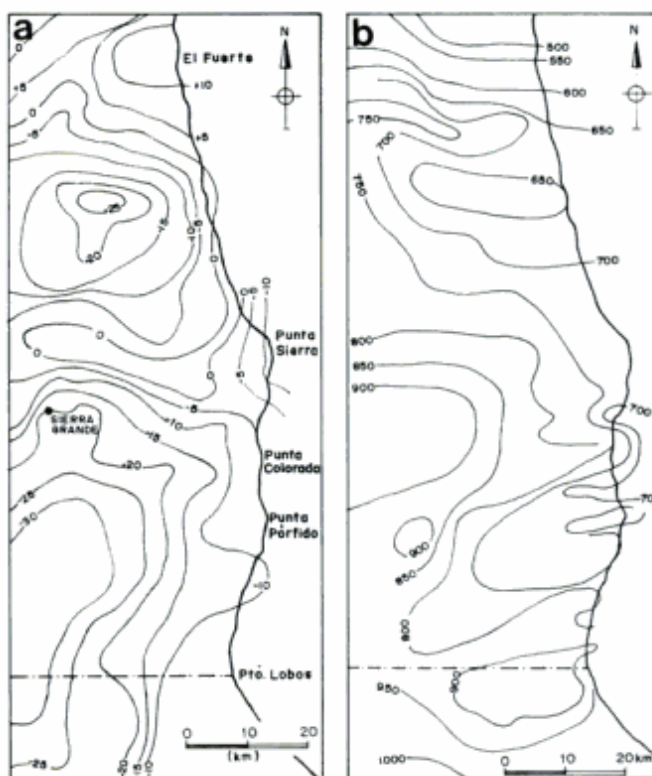


Figura 2: a. Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer. Isoanómalas cada 5 miligales. b. Mapa de anomalías del campo magnético terrestre (componente total). Isoanómalas cada 50 nTeslas.

el límite con la provincia de Chubut, se vincularía al esquema estructural de pilares y fosas tectónicas propuesto en el mapa de Lapido y Page (1979).

Sector Punta Sierra

La presencia de un mínimo gravimétrico de -12 mgals podría explicarse en base a la menor densidad del granito Punta Sierra, en relación a las metamorfitas paleozoicas de la Formación Vuelta del Salado (Weber 1983) intruidas por el mismo, las que afloran en el área. El mínimo magnético medido se vincularía a la baja susceptibilidad magnética de la roca granítica.

Sector Punta Pórfido

Esta zona se caracteriza por máximos gravimétrico y

magnético que indicarían un alto estructural del basamento, correlacionable litológicamente con metamorfitas paleozoicas, aflorantes en las plataformas de abrasión de la playa.

Sector Puesto Odriozola

Las condiciones gravimagnéticas de este sector son similares con las de Punta Sierra, teniendo en cuenta que las características litológicas son también concordantes, ya que Gelós *et al.* (1992) describen la presencia de afloramientos de rocas graníticas y metamorfitas en la zona de playa.

Sector Sierra Grande-Antonena-Estancia El Refugio

A partir del área de los yacimientos ferríferos y hasta

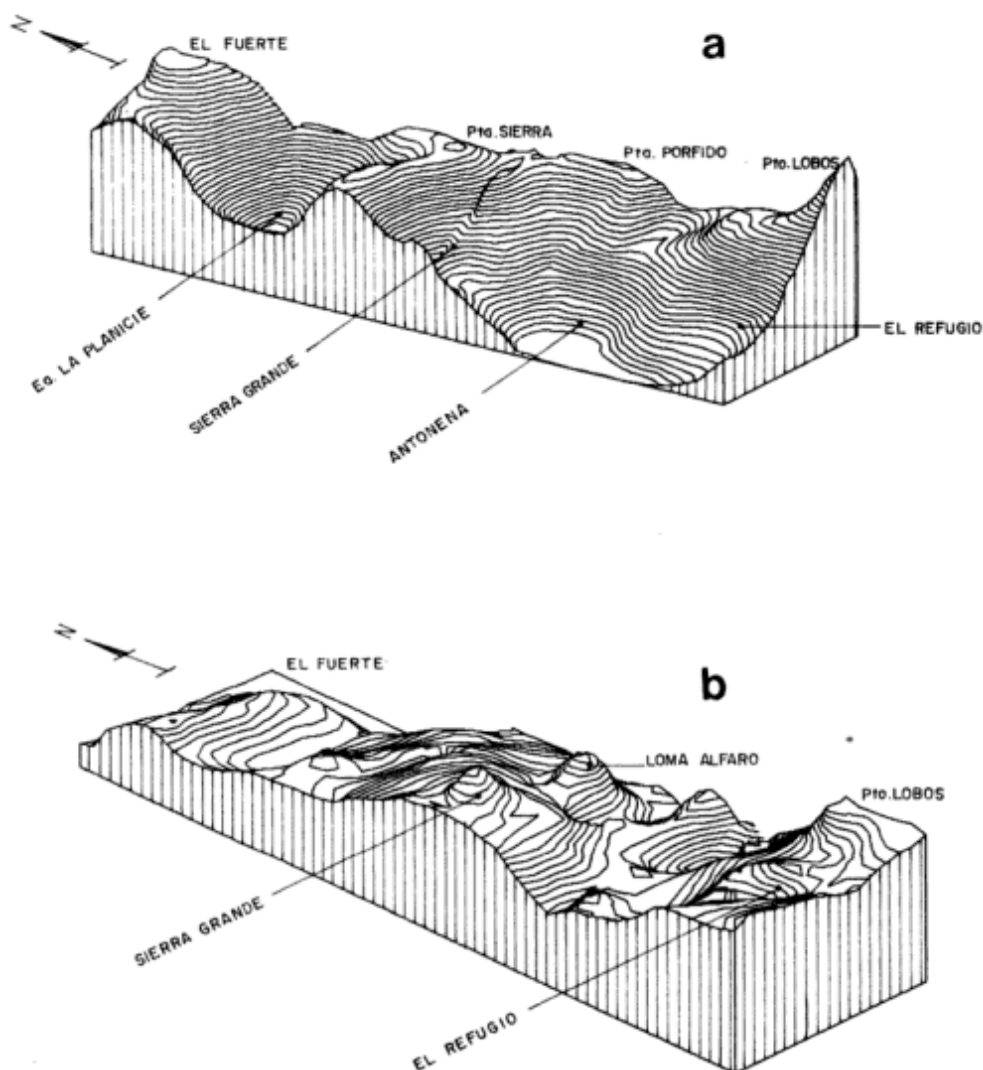


Figura 3: a. Diagrama orientado de anomalías gravimétricas de Bouguer. Vista desde el sudoeste. b. Diagrama orientado de anomalías magnéticas del campo total. Vista desde el sudoeste.

la Estancia El Refugio, se determinó una anomalía gravimétrica de -32 mgals. Este mínimo fue detectado a pesar de los espesores de rocas volcano-sedimentarias del Complejo Marifil.

Una interpretación de esta anomalía es considerar que la misma se relacionaría a la presencia de sedimentitas de la cuenca paleozoica correspondiente a la Formación Sierra Grande (Harrington 1962). La misma se extendería hacia el O de la ruta nº 3 nueva y tendría una longitud de 60 km y un ancho de 20 km. Considerando los diferentes modelos geofísicos calculados se eligió aquél que mejor se ajustaba a la curva del perfil II (Fig. 5) el cual estaba conformado por 4,7 km de sedimentitas, cubierta por 0,5 km de ignimbritas de la Formación Marifil. El contraste de densidad existente entre los sedimentos y la roca de caja de la cuenca fue de 0,14 gr/cm³.

Esta interpretación coincidiría con la postulada por de Alba (1964) en la Hoja Geológica Sierra Grande, en el sentido que en un punto ubicado a los 41° 57' lat S y 65° 24' long O, se encontraría centrada una cuenca similar a la que se extiende en el sector noroeste de la mencionada Hoja.

Para comprobar el gradiente regional de gravedad y magnetismo se midió un perfil con orientación E - O, entre Sierra Grande y Arroyo Ventana. Esto permitió verificar la existencia de un alto gradiente regional negativo en el área. El mismo está asociado al espesamiento de corteza continental en dirección a la región andina. Se corroboró también la existencia de anomalías que, en algunas cosas, coinciden con afloramientos graníticos de la zona de Sierra Grande. Final-

mente se puede agregar que, a lo largo de la línea costera entre El Fuerte (Río Negro) y Bahía Camarones (Chubut), existe una franja de unos 20 km de ancho con una sucesión de positivos gravimétricos de +10 a +20 mgals. Hacia el oeste y paralelamente a esta singularidad gravimétrica, se observa un alineamiento de anomalías negativas de Bouguer, menores de -20 mgals, las que pueden ser atribuidas a la presencia de un hemigraben que se extiende en dirección sur a lo largo de unos 500 km (ver los trabajos de Uliana *et al.* 1985, Kostadinoff y Schillizzi 1988 y Kostadinoff 1989)

Consideraciones geológicas

En base a la interpretación de la información gravimagnetométrica analizada en el presente trabajo, se pueden formular las siguientes consideraciones:

El modelo propuesto sugiere que, desde el punto de vista litológico, el sustrato basamental Precámbrico-Paleozoico estaría compuesto por:

a) Metamorfitas de las Formaciones Pazos y Vuelta del Salado (Weber 1983). Dicha autora asigna a la primera edad precámbrica y a la segunda edad paleozoica inferior (Cámbrico-Ordovícico).

b) Sedimentitas de la Formación Sierra Grande (Harrington 1962) de edad paleozoica (Silúrico-Devónico), integradas en orden de importancia decreciente por: cuarcitas, areniscas grauwáquicas, lutitas y limolitas.

c) Plutonitas, representadas por granitoides (granitos, granodioritas y adamellitas) que, de acuerdo a la

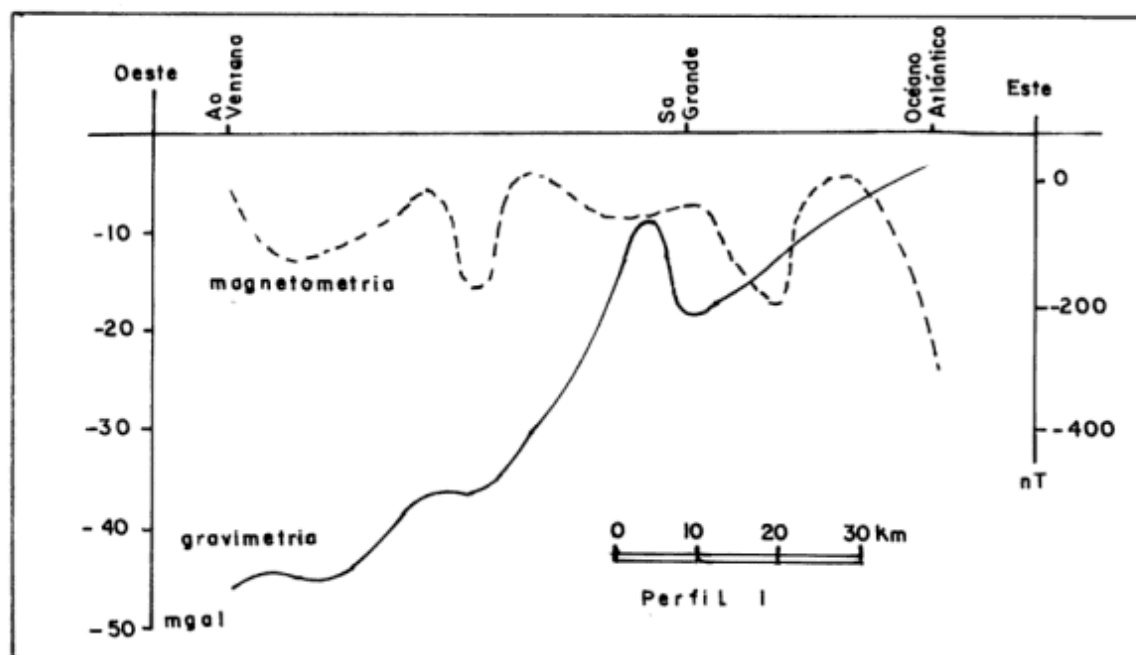


Figura 4: Perfil I. Anomalías de Bouguer y magnetismo entre el litoral atlántico y la localidad de Arroyo Ventana.

interpretación de Weber (1983), cubriría un rango de edades paleozoicas entre el Ordovícico-Silúrico para los granitos de la Formación Punta Sierra hasta Carbónico para el área de Sierra Grande. Una cubierta mesocenoica, compuesta por rocas volcano-piroclásticas del Complejo Marifil (Cortés 1981) y sedimentitas continentales y marinas cretácicas a pleistocenas, pertenecientes a diferentes formaciones, cubren en forma discontinua con espesores variables las rocas del basamento precámbrico-paleozoico.

Desde el punto de vista textural dicho basamento constituye un bloque fracturado y fallado en sucesivos episodios tectónicos, que ha sufrido reiteradas reactivaciones a lo largo de su historia geológica. Su configuración actual, tal como puede deducirse del análisis de los datos gravimagnéticos, está representada por una serie alternante de altos estructurales y fosas tectónicas de diferentes magnitudes, que se suceden de norte a sur desde el área del cerro El Fuerte-laguna La Barrancosa hasta la zona de Sierra Grande-Antonena. La forma y orientación de estas estructuras responde el control estructural impuesto por un sistema de fallas dominantes, cuyos rumbos generales son NNE-SSO y ESE-ONO (Fig. 6). Este sistema difiere con el propuesto por Weber (1983) en su hoja geológica, el cual se basa en manifestaciones superficiales de la tectónica de basamento. En el sector sur, como ya se señaló, muestra coincidencia con el bosquejo estructural propuesto por Lapido y Page (1979) para el flanco suroccidental del Macizo Norpatagónico.

Las diferencias en los valores de las anomalías gravimétricas de Bouguer correspondientes a los altos y fosas detectadas, estarían relacionadas principalmente a variaciones en los espesores de las sedimentitas depositadas en la cuenca de la Formación Sierra Grande. El mayor valor de la anomalía negativa se ubica en el sector

de Sierra Grande-Antonena, lo que estaría indicando que allí se encontrarían los máximos espesores, del orden de 6 km. Este valor no indicaría necesariamente el espesor real, si se tiene en cuenta el carácter fuertemente plegado de estas sedimentitas. Un bloque elevado entre fracturas de rumbo NNO-SSE en dirección al norte, ha posibilitado la presencia de afloramientos de dicha Formación en el área de Sierra Grande.

El sector costero presenta ciertos rasgos diferenciales caracterizados por la presencia de intrusivos graníticos aflorantes en Punta Sierra y Puesto Odriozola, relacionados con valores negativos de anomalías gravimétricas. En la zona entre Punta Pórfido y Punta Colorada es posible suponer la existencia de un alto estructural por los valores de dicha anomalía y por la presencia de afloramientos de metamorfitas en las plataformas de abrasión de la playa.

Un hecho a destacar es que los intrusivos graníticos detectados en la zona estudiada no parecerían corresponder a un cuerpo único. Tal suposición corroboraría la opinión de Weber (1983) en el sentido de que las intrusiones graníticas del sector oriental del Macizo Norpatagónico son cuerpos de reducidas dimensiones, instruidos independientemente en diferentes épocas. En este sentido, pueden señalarse las variaciones observadas en los valores de sus anomalías gravimétricas, las que podrían atribuirse a diferencias composicionales, de tamaño y de profundidad de emplazamiento.

Las anomalías magnéticas del área estudiada son en general poco significativas. Puede ponerse de manifiesto un alineamiento meridional de valores magnéticos altos en el sector occidental, con valores máximos en Sierra Grande y en un punto de la cuenca cerca de Antonena. Hacia el sur, ya en la provincia de Chubut, otra faja de máximos muestra orientación E-O. El sector costero por su parte, está caracterizado por valores

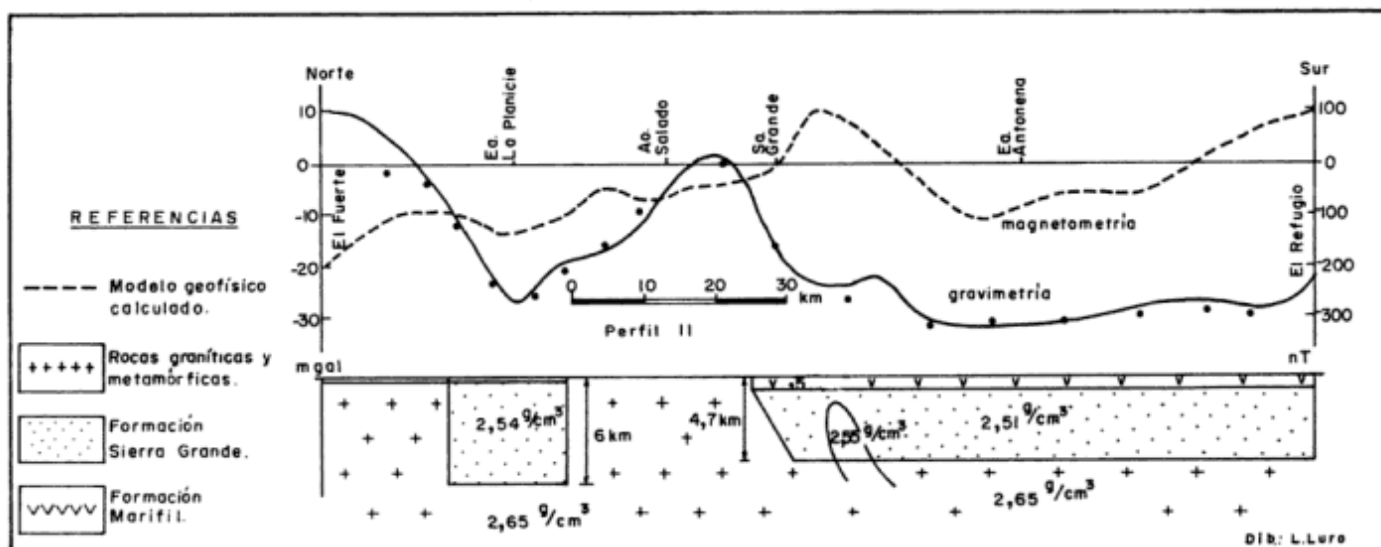


Figura 5: Perfil II. Anomalías de Bouguer y magnetismo entre cerro El Fuerte y arroyo Verde. En el sector inferior se ha dibujado la interpretación geológica más probable.

menores, que disminuyen gradualmente en dirección al norte.

Tanto la distribución de los valores obtenidos como su escasa magnitud, no posibilitan una interpretación adecuada, en particular en lo referente a una posible vinculación con la existencia en profundidad de horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande. Algunos valores, como los determinados en el área de Antonena, podrían indicar este tipo de vinculación, lo que sólo será posible corroborar mediante una adecuada exploración en profundidad. Debe tenerse en cuenta a este respecto la presencia de manifestaciones ferríferas de esta formación en la estancia El Refugio, cuyos afloramientos fueron localizados inicialmente por Cortés (1979) y posteriormente descritos por Zanettini (1980) como Formación El Refugio.

Por otra parte, de tratarse de horizontes con bajo contenido de minerales magnéticos (magnetita, pirrotina), serían muy necesarios cuidadosos estudios magnetométricos para detectarlos.

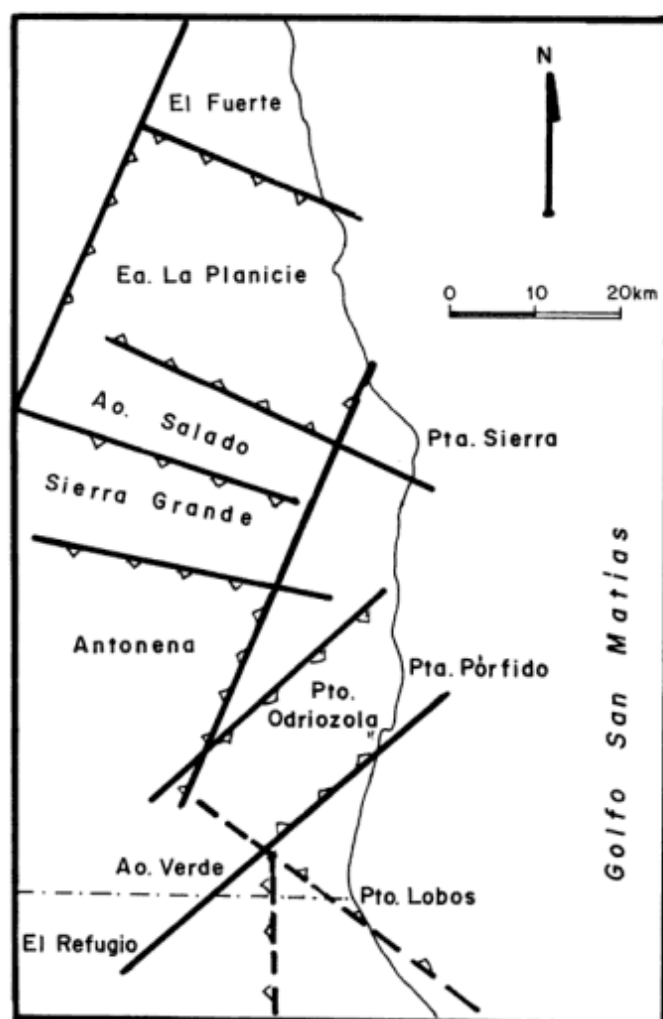


Figura 6: Ubicación de las fracturas en base a la interpretación de los gradientes gravitatorios y magnetométricos.

Conclusiones

El análisis gravimétrico revela la presencia de un basamento precámbrico-paleozoico con una estructura de bloques fallados y fracturados, que determina una sucesión de altos estructurales y fosas tectónicas a lo largo de la franja costera. Esta disposición es similar a la establecida por Kostadinoff y Schillizzi (1988 y Kostadinoff 1989) para otros sectores del litoral de la provincia de Chubut entre Puerto Lobos y bahía Camarones.

Las estructuras del basamento responden a sistemas de falla cuyos rumbos predominantes son NNE-SSO y ENE-ONO. Esto es concordante con el bosquejo estructural que Lapido y Page (1979) proponen para el flanco suroccidental del macizo norpatagónico.

Las anomalías gravimagnetométricas sugieren que, litológicamente, el basamento se compone de metamorfitas, sedimentitas y plutonitas cuyas edades cubren del Precámbrico hasta el Carbónico.

En el sector Sierra Grande-Antonena-Estancia El Refugio se detectó una fosa que estaría ocupada por depósitos de la cuenca sedimentaria de la Formación Sierra Grande. Su longitud sería de 60 km y su ancho de 20 km.

Se reconoció la presencia de cuerpos intrusivos dispersos de rocas granitoides (granitos, granodioritas y adamellitas), de reducidas dimensiones y diferentes profundidades de emplazamiento. Se concuerda con Weber (1983) en que los mismos pueden cubrir un rango de edades de intrusión entre el Ordovícico-Silúrico al Carbónico.

Las anomalías magnéticas del área son poco significativas, lo que no permite una interpretación adecuada en cuanto a la presencia en profundidad de horizontes ferríferos de la Formación Sierra Grande. Si bien la localización de afloramientos ferríferos en la zona de la estancia El Refugio parecerían indicar la continuidad hacia el sur de dichos horizontes, se requieren adecuados estudios con alta densidad de estaciones magnetométricas para confirmar o desechar esta posibilidad.

Agradecimientos

Al personal del Instituto Argentino de Oceanografía que colaboró en las mediciones de los campos potenciales terrestres, R.A. Schillizzi, C. Galán, C. Bernárdez y A. Echevarría. A la empresa Hierros Patagónicos Sociedad Anónima Minera, por su apoyo logístico. Esta investigación se realizó con fondos del CONICET correspondientes al PID N° 3923608.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Arnolds A., 1952. Aspectos generales de la geología y geomorfología del distrito de Sierra Grande (territorio de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 7 (2): 131 - 142.
- Corbella, H., 1974. Acerca de la existencia de cuerpos hipabisales granito-riolíticos en el distrito minero de Sierra Grande (Prov. de Río Negro) y su posible importancia metalogenética. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 28 (4): 353 - 363.
- Cortés, J.M., 1979. Primeros afloramientos de la Formación Sierra Grande en la provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 481 - 487. Buenos Aires.
- Cortés, J.M., 1981. El sustrato precretácico del extremo noreste de la provincia del Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 217 - 235.
- Cortés, J.M. 1987. Descripción geológica de la Hoja 42h, Puerto Lobos, provincia del Chubut. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92: 1-92.
- De Alba, E., 1964. Descripción geológica de la Hoja 41j, Sierra Grande, provincia de Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 97: 1-67.
- Gelós, E.M. 1977. Metamorfismo de contacto en el Yacimiento sur de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32 (2): 99 - 110.
- Gelós, E.M., Schillizzi R.A. y Spagnuolo J.O., 1992. Interpretación litoestratigráfica de un tramo de costa al sur de Punta Pórfido, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4): 397-402.
- Gelós, E.M., Schillizzi R.A. y Spagnuolo J.O., 1993. El Mesozoico superior - Cenozoico de la costa occidental del golfo San Matías. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 47 (4): 411 - 415.
- Harrington, H.J., 1962. Paleogeographic development of South America. *The American Association of Petroleum Geologists* 46 (10): 1773 - 1814. Tulsa.
- Kostadinoff, J. y Schillizzi, R.A., 1989. Resultados geofísicos y geológicos del litoral comprendido entre Rawson y Puerto Camarones, Provincia del Chubut. *Jornadas Nacionales de Ciencias del Mar, Resúmenes: 98*. Puerto Madryn (Chubut).
- Kostadinoff J. y Schillizzi R.A., 1988. Anomalías gravimagnéticas del litoral patagónico entre Arroyo Verde y el río Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43 (1): 80 - 90.
- Lapido O.R. y Page R.F.N., 1979. Relaciones estructurales del Bajo de la Tierra Colorada, provincia del Chubut. 7º Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 299 - 314. Buenos Aires.
- Navarro, H., 1960. Geología estructural de los yacimientos Sur y Este de Sierra Grande, provincia de Río Negro. *Primeras Jornadas Geológicas Argentinas*, Anales 1: 151 - 172. Buenos Aires.
- Núñez, E., Bachman E.I.W. de, Ravazzoli L., Ravazzoli A., Britos A., Franchi M., Lizuafn A. y Sepúlveda E., 1975. Rasgos geológicos del sector oriental del macizo de Somuncura, provincia de Río Negro, Rep. Argentina. 2º Congreso Iberoamericano de Geología Económica, 6: 247 - 266. Buenos Aires.
- Ríos, F.F., 1974. Determinaciones sísmicas en el golfo San Matías. *Contribución Científica n° 15; Instituto Argentino de Oceanografía: 1 - 16*. Bahía Blanca.
- Uliana, M.A., Biddle T., Phelps W. y Gust D.A., 1985. Significado del vulcanismo y extensión meso-jurásica en el extremo meridional de Sudamérica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40 (3-4): 231 - 253.
- Valvano, J. A., 1957. Los yacimientos de hierro de Sierra Grande, Territorio Nacional de Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería; Informe del Servicio Minero Nacional, carpeta n° 644. Buenos Aires. (Inédito.)
- Weber, E.I., 1983. Descripción Geológica de la Hoja 40j, Cerro El Fuerte, provincia del Río Negro. Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 196: 1-69. Buenos Aires.
- Zanettini, J.C., 1980. Sedimentitas Triásicas al Sur de Sierra Grande, Provincias de Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 35 (3): 301 - 307.

Recibido: 21 de octubre, 1992

Aceptado: 2 de marzo, 1994

Caracterización geoquímica y sedimentológica de los fangos de la laguna Mar Chiquita, Provincia de Córdoba: aplicación del análisis multivariante

D.E. MARTÍNEZ^{1,3}, M.A. GÓMEZ PERAL² y J. MAGGI^{1,4}.

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

²Comisión Nacional de Actividades Espaciales, Avda. Mitre 3100, 1663 San Miguel, Argentina

³Centro de Geología de Costas y del Cuaternario, CC. 72, 7600 Mar del Plata, Argentina

⁴Centro de Investigaciones Geológicas, Calle 1 N° 664, 1900 La Plata, Argentina

ABSTRACT. *Geochemical and sedimentological characterization of muds from Mar Chiquita lake, Córdoba Province: application of multivariate analysis.* A study of the textural, geochemical and mineralogical features of 31 samples of bottom sediments of Mar Chiquita lake, located in the NE of Córdoba province, has been made. By means of statistical multivariate analysis (cluster analysis and factor analysis) of the considered features, two sediment types have been recognized: a) clay facies, with high relative contents of CaO and CO₂ and low relative contents of SiO₂ and Al₂O₃. They also present abundant gypsum crystals in the sand fraction and calcite in the clay fraction. b) silt facies, with high relative contents of SiO₂ and Al₂O₃ and low relative contents of CaO and CO₂, and without gypsum and calcite in their sand and clay fractions. The different features of the sediments are related to the three genetic types of minerals coexisting: endogenic, detrital and pedogenic. The two different types of samples mentioned above are a consequence of the dominant genetic type of mineral in each group. The endogenic minerals, especially calcite and gypsum, are the main components in the first group, while detrital and pedogenic minerals are the principal components in the second group of samples.

Introducción

La laguna Mar Chiquita constituye el mayor cuerpo de agua de la República Argentina y uno de los grandes lagos salados de América del Sur. Se sitúa en el noreste de la provincia de Córdoba, aproximadamente entre los 30°20' y 31°00' de latitud sur y los 62°10' y 63°10' de longitud oeste (Fig. 1). Sus características geológicas y evolutivas han sido objeto de diversos estudios desde fines del siglo pasado (Von Grumbow 1889 - en C.A.De.NE 1979-; Frank 1912; Kanter 1935), habiéndose registrado interés por el conocimiento de las características de sus aguas (Frank 1912; Durigneux 1978, 1979, 1982). En la Tesis Doctoral de uno de los autores (Martínez 1991) la geoquímica de las aguas de la laguna fue tratada en profundidad, llegándose a la postulación de un modelo geoquímico basado en el equilibrio químico para explicar la composición de las mismas. Las relaciones de la solución con la fase sólida de los sedimentos de fondo constituyen un elemento destacado en el funcionamiento de ese modelo propuesto, en especial las condiciones de equilibrio con los minerales calcita y yeso y la presión de CO₂.

Los antecedentes publicados acerca de las características de estos sedimentos lacustres actuales son escasos. Se destacan entre ellos las contribuciones de Bertoldi (1953) referida a sus aspectos texturales y de Durigneux (1976) en la que se presenta el quimismo parcial de ocho muestras de "barros".

Con el objeto de subsanar el desconocimiento de estos sedimentos y de aportar a la convalidación del modelo geoquímico referido ha sido elaborado el presente trabajo. En él se realiza una caracterización geoquímica y sedimentológica de los sedimentos de fondo mediante la aplicación de análisis estadístico multivariado.

Características del área

Hidrológicas

La laguna Mar Chiquita es el receptáculo final de una vasta cuenca endorreica de la llanura pampeana, cuyo origen es estructural a causa del levantamiento del pilar de Tostado-Selva en épocas postpliocenas (Stappenbeck 1926). Los ríos Primero o Suquía, Segundo o Xanaes, y Dulce son los cursos más importantes que aportan sus caudales a la laguna.

Como consecuencia de los diferentes ciclos climáticos la laguna Mar Chiquita sufre grandes variaciones en el nivel de sus aguas y en la superficie que cubren. En el año 1976 la superficie de la laguna era de 1980 km² (Fig. 2a) la que se amplió posteriormente a cerca de 5000 km² en el año 1981 (Fig. 2b).

El ascenso del nivel de las aguas entre estas dos fechas fue del orden de los cuatro metros. Durante la realización de las campañas de muestreo, la superficie de la laguna era similar a la determinada en 1981, con una profundidad máxima de la laguna de 8,50 m.

La existencia de corrientes en la superficie de la laguna es un hecho reconocido por los lugareños. Un esquema del desplazamiento de las corrientes superficiales fue efectuado a partir del análisis multitemporal de imágenes Landsat (Martínez 1989). En él se destaca el movimiento de las plumas de entrada de los aportes fluviales de los ríos Primero y Segundo desde el sur hacia el norte y noroeste, y del río Dulce desde el norte hacia el suroeste (Fig. 3).

Fisicoquímicas del medio

La laguna Mar Chiquita es un medio caracterizado por la presencia de aguas hipersalinas. Los registros históricos de la mayor parte del siglo incluyen contenidos de sólidos disueltos en el orden de los 250-300 g/l. A partir de 1976, como consecuencia del incremento de las precipitaciones, se produjo un descenso de la salinidad a valores de 77 g/l en 1977 (Durigneux 1978), 30 g/l en 1982 (C.A.De.NE, 1982), 28 g/l en 1986 (Martínez 1991) y 35 g/l en 1989 (Martínez 1991).

Debido a las bajas profundidades, con un máximo de 8,5 m en 1986, no existe estratificación en el cuerpo de agua, aunque sí se han determinado condiciones reductoras de los sedimentos de fondo. Esto se debe a la presencia de bacterias del género *Desulfovibrio* (Sekt

1945), las cuales en las condiciones favorables de acumulación de materia orgánica en el fondo, producen la reducción de sulfato a sulfuro en el agua intersticial de los sedimentos de fondo. Un fenómeno similar (no estratificación de las aguas con ambiente reductor en el fondo) fue descrito en el lago Manitoba del Canadá (Last 1984).

Las aguas son de tipo clorurado-sulfatadas sódicas, con un pH alcalino en el orden de 8. La composición de las aguas es el resultado de la modificación por procesos geoquímicos de la composición resultante de los aportes fluviales a la laguna.

Los procesos más significativos son los de disolución-precipitación, destacándose los que se relacionan con carbonatos y sulfatos. Los cálculos termoquímicos realizados por Martínez (1991) utilizando las ecuaciones de Pitzer en el cálculo de los coeficientes de actividad en combinación con un modelo de apareamiento iónico (Millero y Schreiber 1982), manifiestan la sobresaturación de las aguas en calcita, aún en las concentraciones de 1986, con un $IS = 0,667$ (índice de saturación), mientras que la solución se hallaba subsaturada en yeso en esa fecha ($IS = -0,808$). Sin embargo la sobresaturación en ambos minerales debe haber existido durante los extensos períodos de elevada salinidad de las aguas.

Geología de superficie

La geología superficial del área está caracterizada por la presencia de sedimentos fluviales y eólicos de edad cuaternaria, cuya distribución se halla relacionada con la evolución geomórfica reciente (Fig. 3).

Sobre toda la costa norte de la laguna predominan depósitos aluviales limosos y limoarenosos correspondientes al abanico aluvial del río Dulce, de muy amplia extensión.

Sobre la costa sur existen afloramientos más antiguos, habiendo estado expuesto el Lujanense en la base de las barrancas (Bartoldi 1953) con anterioridad al ascenso de las aguas. Depósitos limo-loessoides de edad pleistocena se observan en los cortes de las barrancas de los ríos Primero y Segundo.

En este sector se diferencian dos tipos de depósitos. En el sector sudoriental los sedimentos existentes son limos y loess retransportados y depositados por procesos fluviales, asociados a antiguas zonas de derrames de los ríos Primero y Segundo. Sobre estos sedimentos se ha desarrollado un complejo de suelos alcalino-salinos y alcalino-sódicos o hidromórficos que corresponden a los tipos Natracuoles, Natralboles, Natracualfes, etc. (Vazquez 1979).

En el sector sudoeste de la laguna predominan depósitos eólicos arenosos finos y medios, que conservan la morfología de médanos, y que podrían corresponder a diferentes ciclos áridos recientes.

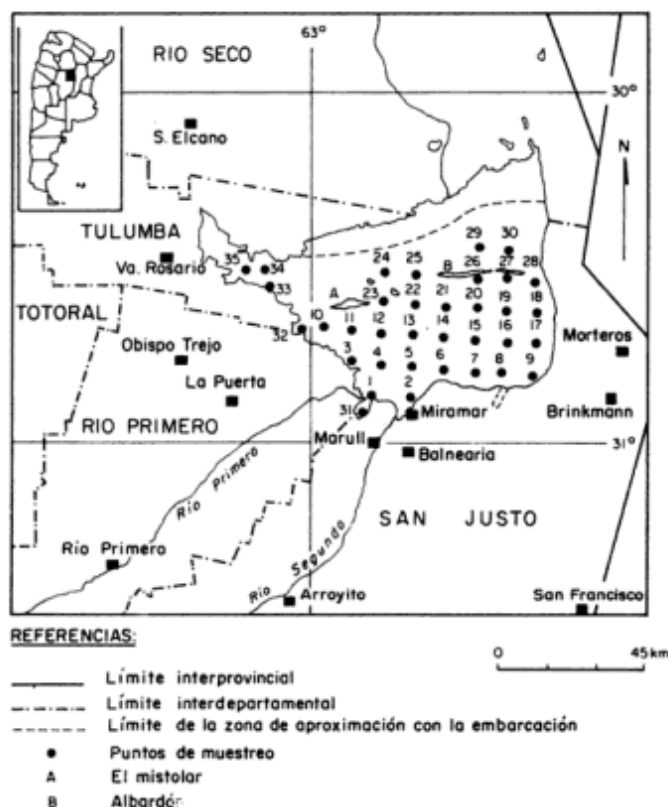


Figura 1: Mapa de ubicación de la laguna Mar Chiquita y distribución de los puntos de muestreo.

El ascenso del nivel de las aguas posterior a 1976, hizo que la laguna aumentara su superficie en más del doble. Esta nueva superficie no había sido anteriormente alcanzada en el presente siglo, pero estudios geológicos (Frank 1912; Stappenbeck 1926; Kanter 1935) y las evidencias aportadas por la teledetección manifiestan una extensión similar de la laguna en el Pleistoceno tardío (período Lujanense), y probablemente en un período húmedo del Holoceno temprano a medio (8.000-6.000 años A.P.) correlacionable al Hysitermal (González y Weiler 1984).

Observaciones realizadas en la zona de estudio (Bertoldi 1953; Martínez 1991) y de manera más amplia en la provincia de Córdoba (Cantú y Degiovanni 1984) y la llanura pampeana (Iriondo 1990), permiten determinar un período árido anterior al actual, con extensión mínima de entre los 3.500 y 1.000 años A.P. (Iriondo 1990) y probablemente desde los 5000 años A.P. (González y Weiler 1984), por lo que la Mar Chiquita se habría mantenido en un nivel bajo durante la mayor parte del Holoceno tardío.

Materiales y métodos

Muestreo

Las muestras incluidas en este trabajo fueron tomadas en dos campañas de muestreo geoquímico realiza-

das en noviembre de 1986 y enero de 1989, según una grilla rectangular (Fig. 1).

La extracción de las muestras se realizó mediante técnicas buceo usando un muestreador manual tipo E3 (Gaido 1985) sobre los primeros 25 cm de sedimento de fondo, obteniéndose entre 500 y 1000 cm³ de muestra en cada caso.

Análisis textural

Las muestras de sedimentos correspondientes a los 31 sitios de muestreo fueron analizadas en el laboratorio de sedimentología de la Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (CNIE) a fin de establecer la proporción de los tres componentes principales: arena, limo y arcilla, utilizándose los métodos convencionales de tamizado para la fracción arena, y de pipeteo para la fracción pelítica (Tabla 1). Finalmente para la clasificación textural del sedimento se recurrió al triángulo de composición de González Bonorino y Teruggi (1961) (Fig. 4) y se calcularon los parámetros estadísticos de cada granometría (Tabla 2).

Geoquímica

Las metodologías analíticas empleadas son las de rutina para el análisis de rocas en el laboratorio de Geoquímica de la CNIE, sumariados en el trabajo de

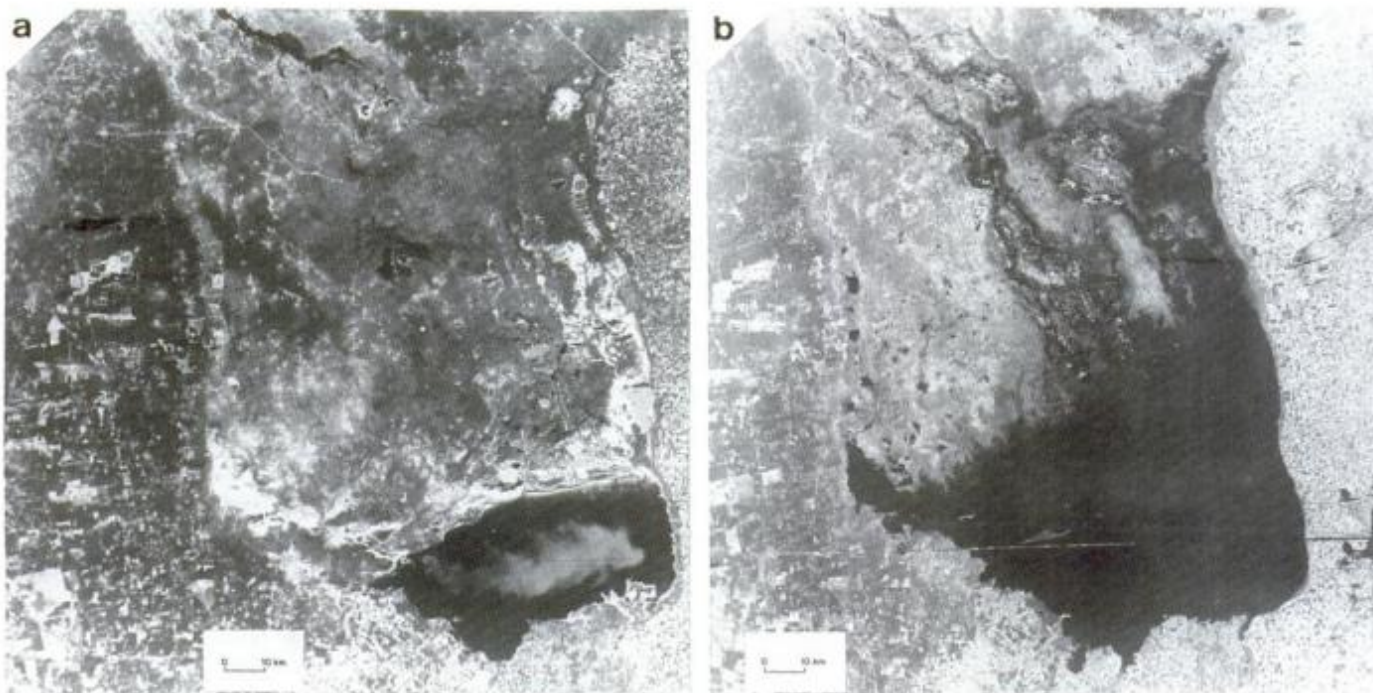


Figura 2: a. Imagen Landsat de la laguna Mar Chiquita de diciembre de 1976. b. Imagen Landsat de la laguna Mar Chiquita de julio de 1981.

Ramos (1985). Las determinaciones de los óxidos se realizaron sobre tres alícuotas resultantes de diferentes ataques. Sobre la alícuota A, resultante de la descomposición de la muestra por fusión con Na_2CO_3 o $\text{Na}(\text{OH})$ en

mufla a $850\text{ }^\circ\text{C}$, se determinó SiO_2 . La solución B se obtiene por ataque de la muestra con fluorhídrico perclórico y sobre ella se determinaron N_2O , K_2O , Li_2O , Fe_2O_3 , TiO_2 , MnO , P_2O_5 , Al_2O_3 , CaO y MgO . Por último

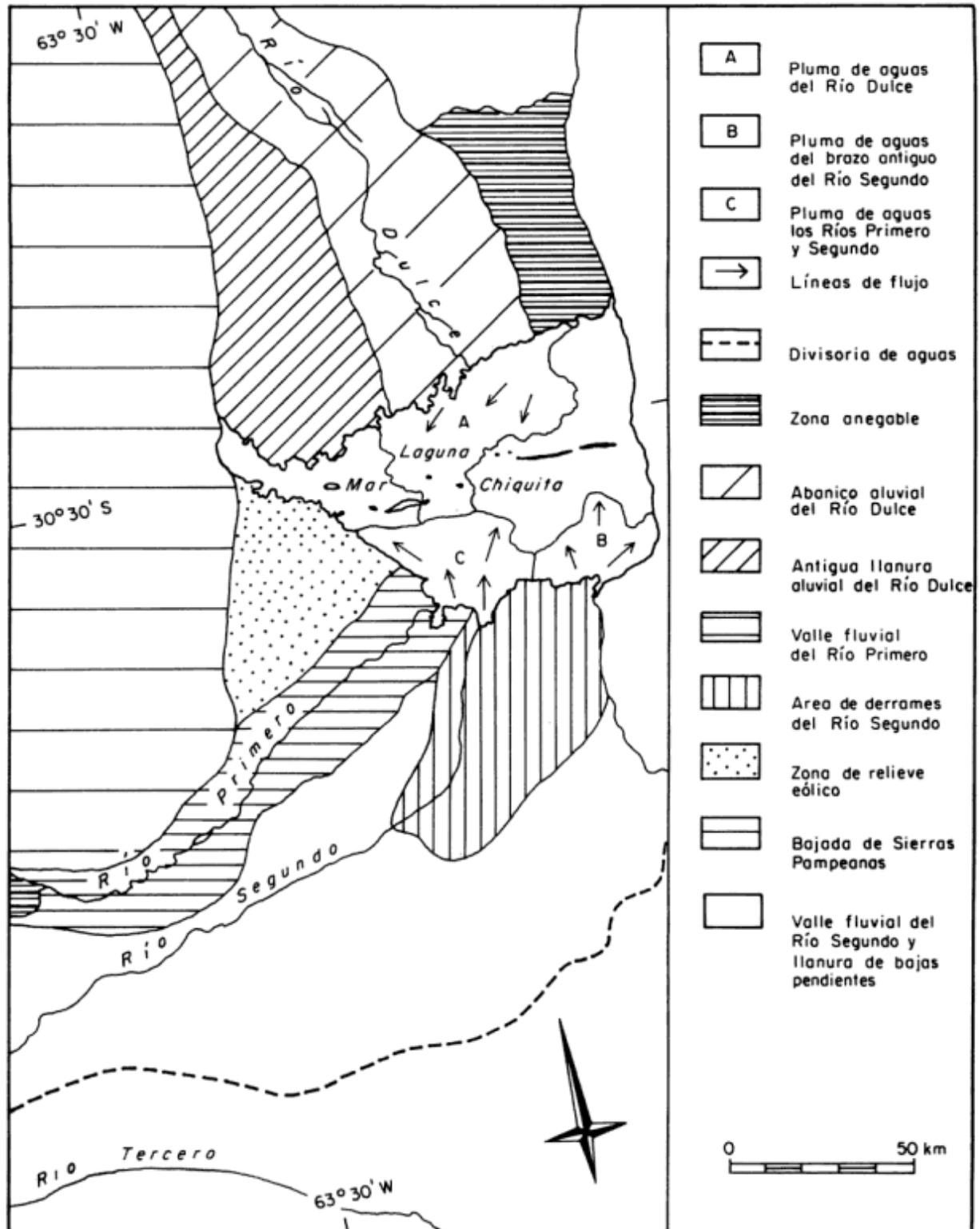


Figura 3: Mapa de ambientes geomórfico-sedimentarios y esquema de corrientes superficiales en la laguna.

Tabla 1: Composición textural de los sedimentos de fondo. (*) S.S.: contenido de sales solubles.

Muestra	Arena	Limo	Arcilla	S.S. (*)	Clasificación
SM1	15,95	50,40	33,65	1,59	Limo arcilloso-arenoso
SM2	6,43	80,31	13,26	3,63	Limo
SM3	0,33	74,10	25,57	9,16	Limo arcilloso
SM4	6,95	80,80	12,25	1,91	Limo
SM5	22,77	29,60	47,62	4,65	Arcilla limo-arenosa
SM6	34,38	38,73	26,29	6,89	Limo-arena arcilloso
SM7	20,71	41,39	37,90	3,65	Limo-arcilla arenoso
SM8	18,66	63,90	17,44	7,29	Limo arcillo-arenoso
SM9	6,81	44,95	48,24	3,34	Limo-arcilla
SM10	13,62	63,20	22,78	3,19	Limo arcillo-arenoso
SM11	8,84	24,05	67,11	3,79	Arcilla limosa
SM12	16,95	31,50	51,55	3,33	Arcilla limo-arenosa
SM13	5,89	25,51	68,60	2,85	Arcilla limosa
SM14	17,35	25,26	57,08	6,31	Arcilla limo-arenosa
SM15	0,34	29,48	70,17	2,89	Arcilla limosa
SM16	19,32	61,65	49,03	2,36	Arcilla limo-arenosa
SM17	2,33	64,83	32,83	5,02	Limo arcilloso
SM18	8,88	51,32	39,80	2,37	Limo arcilloso
SM19	8,76	33,17	58,10	2,29	Arcilla limosa
SM20	1,50	70,77	27,73	6,01	Limo arcilloso
SM21	9,51	63,78	26,71	2,27	Limo arcilloso
SM22	2,33	64,83	32,83	2,46	Limo arcilloso
SM23	47,23	22,40	30,36	3,91	Arena arcillo-limosa
SM24	3,79	44,21	51,99	2,94	Limo-arcilla
SM25	16,04	36,03	47,93	2,01	Arcilla limosa
SM26	43,53	27,05	29,42	5,34	Arena arcillo-limosa
SM27	12,08	58,30	29,62	4,55	Limo arcilloso
SM28	3,09	49,16	47,75	4,05	Limo-arcilla
SM29	29,48	31,36	39,15	4,86	Limo-arcilla arenoso
SM30	17,75	32,79	49,46	6,73	Arcilla limo-arenosa
SM31	1,52	84,85	13,63	3,79	Limo

la solución C se obtiene por disgregación de la muestra en una mezcla de ácido sulfúrico y ácido fluorhídrico en crisol de platino cerrado a 160-170°C, y sobre ella se determina Fe. Se aplicaron también técnicas de análisis de suelos de Chapman y Pratt (1976) para la determinación de sales solubles y carbonatos por calcimetría.

Mineralogía

La mineralogía de la fracción arena de las 31 muestras ha sido estudiada a través de su observación a la lupa binocular de manera cualitativa, dado que el objeto del análisis fue la identificación de la presencia de minera-

les autigénicos en equilibrio con la solución.

Se seleccionó un conjunto de catorce muestras para el estudio de la composición mineralógica de la fracción arcilla por difracción de rayos X. La muestra analizada se obtuvo por pipeteo de la suspensión. Se realizó el difractograma de muestra normal, glicolada y calcinada mediante un difractómetro Philips, con radiación de Cu K de $\lambda = 1,5404 \text{ \AA}$.

Análisis multivariante

En la caracterización de los sedimentos de acuerdo con los aspectos determinados se ha recurrido a la aplicación

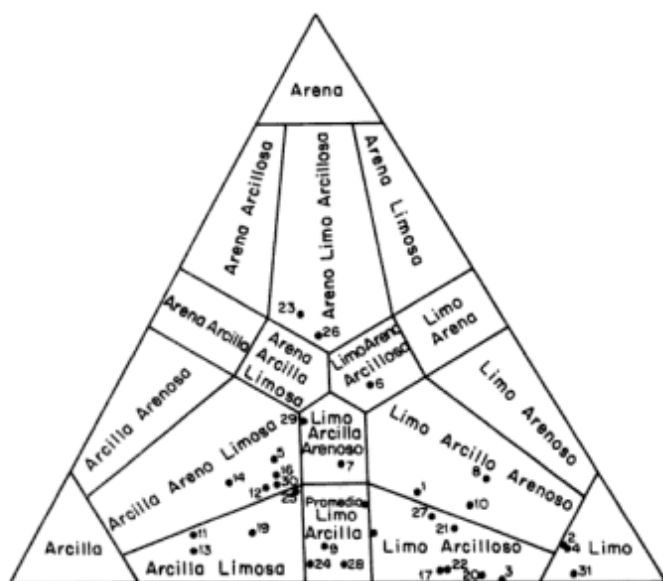


Figura 4: Composición textural de los sedimentos de fondo.

de métodos de análisis multivariante. Estos métodos permiten comprobar la validez estadística de muchas de las observaciones realizadas, a la vez que sirven para determinar características que no son fácilmente observables cuando se analiza en conjunto la totalidad de las variables.

Se utilizó el análisis de agrupamiento (*cluster*) empleando como coeficiente de similitud al de correlación de Pearson y con método de unión del promedio, y el análisis factorial en modo Q y modo R. El programa utilizado para estos análisis fue el SYSAT (Wilkinson 1986).

Resultados

Facies sedimentarias

La aplicación del análisis de factorial en modo Q a la composición textural ha permitido obtener interesantes resultados ya que, si bien la reducción de las tres variables iniciales a dos factores no representa cuantitativamente una gran simplificación de los aspectos a observar, la graficación de los pesos de factores se constituye en una clara y sintética forma de visualización de las diferentes facies sedimentarias presentes.

A partir de la matriz de datos originales, se obtuvo la matriz de pesos de factores no rotados (Tabla 3). De acuerdo a lo que se observa en dicha tabla se puede señalar que:

1) El factor I involucra el 64% de la varianza total del sistema y representa un grupo de 21 muestras con pesos positivos, y en el extremo opuesto a dos muestras, 23 y 26, con pesos negativos.

2) El factor II representa el 35% de la varianza del sistema y presenta los mayores pesos para un grupo muy definido de siete muestras con pesos positivos, y por otro lado seis muestras con pesos negativos.

De acuerdo con la proyección de los pesos de factores en un sistema de ejes ortogonales (Fig. 5), las muestras se agrupan en tres facies diferentes que son:

1) Facies arenosa: incluye sólo a las muestras 23 y 26, que tienen un contenido promedio de arena del 57,36%.

2) Facies limosa: incluye un conjunto de quince muestras, las cuales se caracterizan por tener al limo como componente principal.

3) Facies arcillosa: incluye a trece muestras, cuya granometría de mayor porcentaje es la arcilla.

Finalmente la muestra 6 aparece aislada, estando ella compuesta por proporciones aproximadamente iguales de arena, limo y arcilla.

Geoquímica

Para la caracterización geoquímica de los sedimentos de fondo se analizaron los contenidos de 16 constituyentes mayoritarios en 22 de las muestras (Tabla 4).

La confrontación de los parámetros estadísticos de los sedimentos de la laguna con los de las rocas pelíticas de bajo grado (Shaw 1956) (Tabla 5) permite reconocer contenidos relativos bajos de SiO_2 y Al_2O_3 , y elevados de CaO , CO_2 y P.x.C. en los sedimentos de Mar Chiquita.

Los resultados obtenidos muestran una alta variabilidad de los contenidos de los diferentes óxidos, lo que se manifiesta en los valores de los coeficientes de variación de la Tabla 5. Por tal motivo se ha recurrido al análisis multivariante para un mejor estudio de las muestras analizadas.

Tabla 2: Parámetros estadísticos de las granometrías arena, limo y arcilla.

	Arena	Limo	Arcilla
Mínimo	0,33	22,40	12,25
Máximo	47,23	84,85	70,17
Media	13,67	47,41	38,90
Desv. típica	12,08	19,17	16,24
Coef. variación	0,88	0,40	0,42

Clasificación del sedimento promedio: limo-arcilla

Análisis de agrupamiento entre muestras

En el dendrograma resultante de la aplicación del análisis de agrupamiento entre muestras (Fig. 6) se diferencian muy nítidamente dos agrupamientos: el grupo I está integrado por las muestras de los puntos 5, 6, 11, 12, 13, 14, 16, 22 y 26. Por su parte el grupo II incluye las muestras de los puntos 1, 2, 3, 4, 7, 8, 9, 10, 17, 20, 29, y 31. Si se observa el mapa de ubicación de los puntos de muestreo podrá advertirse que las muestras del grupo I corresponden al sector central de la laguna, en tanto que el grupo II está integrado por las muestras

Tabla 3: Peso de los factores del análisis factorial Modo-Q de los resultados del análisis textural. Valores no rotados.

Muestra	Factor 1	Factor 2
SM1	0,977	0,212
SM2	0,710	-0,705
SM3	0,867	-0,499
SM4	0,696	-0,718
SM5	0,574	0,819
SM6	-0,044	-0,999
SM7	1,000	0,023
SM8	0,615	-0,788
SM9	0,968	0,250
SM10	0,771	-0,637
SM11	0,562	0,827
SM12	0,699	0,715
SM13	0,607	0,794
SM14	0,487	-0,874
SM15	0,696	0,718
SM16	-0,849	-0,529
SM17	0,622	0,783
SM18	0,997	0,083
SM19	0,758	0,653
SM20	0,886	-0,463
SM21	0,852	-0,523
SM22	0,937	-0,348
SM23	-0,991	0,137
SM24	1,000	0,031
SM25	0,874	0,531
SM26	-0,999	-0,048
SM27	0,887	-0,462
SM28	0,988	0,154
SM29	0,502	0,865
SM30	0,932	-0,363
SM31	0,745	-0,667
Valores Eigen	20,027	10,972
% varianza expl.	64,605	35,395

tomadas próximas a las márgenes, con la excepción de la muestra 20.

Análisis de agrupamiento entre variables (óxidos)

Considerando los porcentajes de óxidos recalculados para el sedimento anhidro se obtuvo la matriz de correlaciones, a partir de la cual se realizó el análisis de agrupamiento. De la observación del dendrograma obte-

nido (Fig. 7), se desprende la existencia de tres grupos jerárquicos principales.

El agrupamiento de mayor jerarquía es el integrado por CaO y CO₂, a los que se asocia SO₃, y que se designará como Grupo A.

Totalmente desconectado de los demás grupos se reconoce al que se designará como B, integrado por SiO₂, Al₂O₃ y Na₂O. Finalmente el tercer agrupamiento, grupo C, se subdivide en dos subgrupos:

C.1. formado por MgO, MnO, FeO y P₂O₅; y C.2. integrado por TiO₂, K₂O y Fe₂O₃.

Análisis factorial

Con el objeto de profundizar las observaciones anteriores y de relacionar la diferenciación de los grupos de muestras con los de óxidos reconocidos, se ha realizado el análisis factorial en modo R.

Se calcularon seis factores que expresan en su conjunto el 93,8% de la varianza total del sistema, cuyos pesos, valores eigen y porcentaje de varianza explicada se presentan en la Tabla 6.

El factor 1 (34,82% de la varianza) representa en extremos opuestos a los óxidos de los Grupos A (CaO, CO₂ y SO₃) y B (SiO₂, Al₂O₃ y Na₂O), fundamentalmente. El factor 2 (23,03%) representa la influencia de los óxidos de agrupamiento C (FeO, TiO₂, MgO, K₂O y P₂O₅), con la excepción del Fe₂O₃, que aparece representado en el factor 3 (15,60%). Los factores 4 (8,18%), 5 (6,84%) y 6 (5,33%) son representativos de SO₃, de K₂O y CO₂ y de MnO respectivamente, óxidos que ya estaban representados en los factores anteriores y con mayores pesos.

De acuerdo con estos factores y sus pesos puede

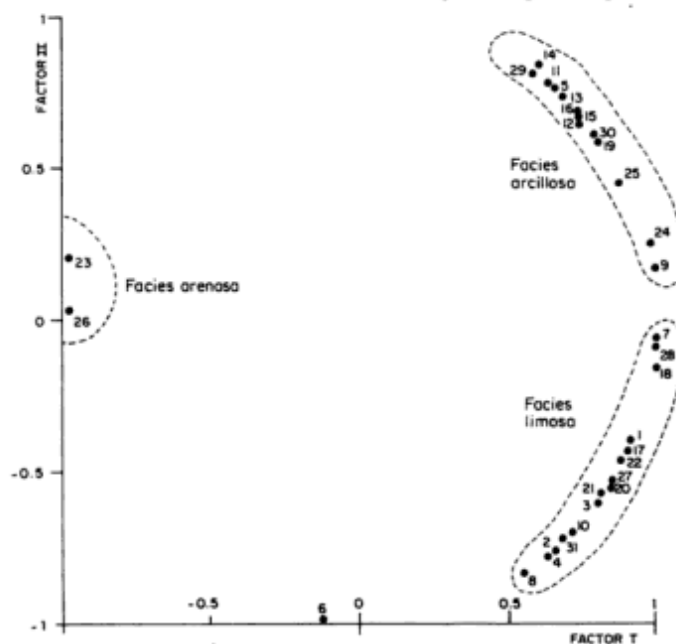


Figura 5: Gráfica de los pesos de factor 1 vs. factor 2. Valores no rotados.

Tabla 4: Composición química de los sedimentos de fondo (sobre base anhidra) en % en peso.

Muestra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₂
SM1	64,77	13,63	2,92	1,37	0,06	3,37	5,88	1,31	2,31	0,81	0,28	3,13	0,16
SM2	51,99	15,87	2,05	3,77	0,08	4,08	8,70	0,74	3,23	0,95	0,40	5,35	2,79
SM3	68,85	13,79	1,40	1,47	0,05	1,76	5,06	1,88	2,23	0,74	0,31	1,95	0,50
SM4	51,85	13,92	3,43	1,86	0,16	5,18	10,32	0,45	3,02	0,93	0,36	7,39	1,13
SM5	45,33	12,79	2,79	1,90	0,15	3,35	15,03	0,47	2,46	0,78	0,34	8,79	5,65
SM6	47,72	13,05	3,07	1,71	0,13	4,03	11,94	0,49	2,47	0,84	0,32	5,92	8,32
SM7	64,98	13,64	2,23	1,50	0,14	4,31	5,32	1,50	2,57	0,84	0,36	2,30	0,30
SM8	69,32	15,91	2,01	1,98	0,06	2,03	2,72	1,54	2,76	1,00	0,27	0,07	0,33
SM9	66,47	14,65	2,00	2,12	0,11	4,94	3,23	1,16	2,70	0,95	0,35	1,04	0,28
SM10	61,86	14,98	1,04	4,09	0,14	4,60	4,13	0,71	3,27	0,98	0,51	2,16	1,51
SM11	46,77	12,36	1,07	3,22	0,15	4,70	11,34	0,67	2,63	0,81	0,41	5,19	10,67
SM12	46,08	12,75	3,31	1,40	0,12	3,52	14,34	0,47	2,75	0,80	0,33	8,54	5,60
SM13	43,63	10,98	2,51	1,59	0,10	3,94	15,67	0,39	2,43	0,74	0,33	9,20	8,51
SM14	43,76	11,84	2,64	1,94	0,13	8,11	15,27	0,49	2,68	0,79	0,35	10,13	1,85
SM15	46,92	11,78	2,39	2,11	0,13	8,05	13,54	0,43	2,65	0,77	0,33	8,78	2,11
SM16	53,60	11,83	1,18	2,08	0,16	5,34	12,91	1,14	1,65	0,92	0,42	7,67	1,10
SM17	56,44	12,52	1,96	2,71	0,07	6,81	7,81	0,52	2,79	0,88	0,34	5,04	2,12
SM22	48,99	11,72	0,55	3,20	0,13	6,22	14,03	0,59	2,47	0,88	0,34	9,29	1,59
SM31	59,10	12,24	5,28	2,14	0,16	8,66	3,66	0,55	3,50	1,31	0,33	1,62	1,45

Tabla 5: Parámetros estadísticos de los óxidos determinados y su comparación con los valores de las rocas pelíticas (según Shaw 1956).

	MAR CHIQUITA					PELITAS BAJO GRADO*	
	Min.	Max.	\bar{x}	s	c.v.	\bar{x}	s
SiO ₂	36,2	63,4	44,71	8,93	0,20	59,93	6,33
Al ₂ O ₃	9,11	13,2	10,72	1,14	0,11	16,62	3,33
Fe ₂ O ₃	0,45	2,70	1,87	0,84	0,45	3,03	2,08
FeO	1,14	2,95	1,78	0,55	0,31	3,18	1,84
MnO	0,05	0,15	0,10	0,03	0,30	-	-
MgO	1,62	6,78	3,98	1,58	0,40	2,63	1,98
CaO	2,26	12,7	7,79	3,87	0,50	2,18	2,54
Na ₂ O	0,34	1,73	0,68	0,42	0,62	1,73	1,27
K ₂ O	1,52	2,67	2,15	0,23	0,11	3,45	1,42
TiO ₂	0,61	1,00	0,72	0,09	0,13	0,85	0,57
P ₂ O ₅	0,22	0,39	0,29	0,04	0,14	-	-
CO ₂	0,06	8,43	4,46	2,72	0,61	2,31	2,60
SO ₃	0,14	8,28	2,35	2,54	1,08	-	-
P.x C.	5,69	22,9	14,23	4,67	0,46	4,34	2,38
S.S.	1,35	7,46	4,58	1,82	0,48	-	-

P. x C.: pérdida por calcinación; S.S.: sales solubles.
* Según Shaw (1956)
 \bar{x} : media aritmética, s: desviación típica, c.v.: coeficiente de variación

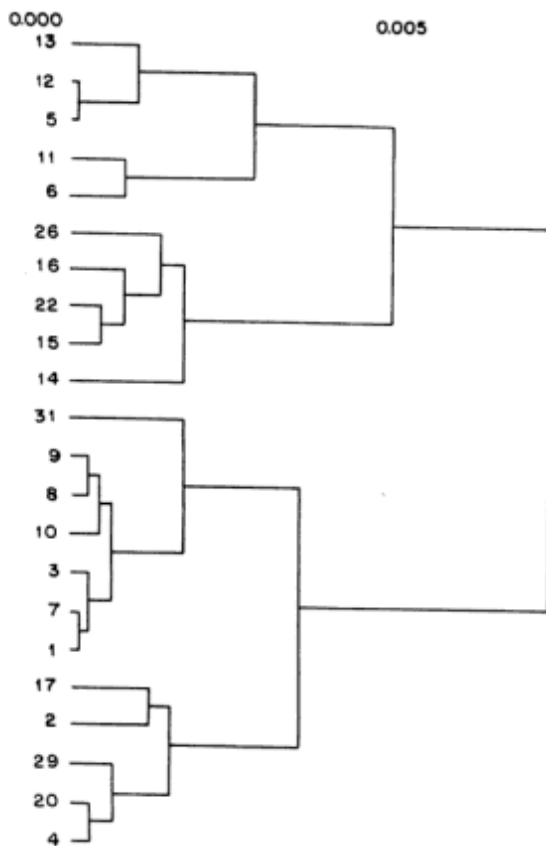


Figura 6: Dendrograma del análisis de agrupamiento entre muestras.

decirse que los contenidos de CaO , CO_2 y SO_3 por un lado, y de SiO_2 , Al_2O_3 y Na_2O por el otro representados en el factor 1, constituyentes de los grupos A y B del análisis de agrupamiento entre óxidos, respectivamente, son los que tienen mayor importancia en la diferenciación de las muestras en los agrupamientos I y II.

Mineralogía de la fracción arena

Se han reconocido las siguientes especies minerales:

Esenciales: cuarzo, vidrio volcánico, plagioclasa, muscovita, feldespato potásico.

Accesorios: turmalina, muscovita, rodados de pelitas, fragmentos líticos, hornblenda, opacos.

Dentro del conjunto de muestras se destaca un grupo cuya fracción arena se compone en casi su totalidad de cristales de yeso euhedros, presentando gran variedad de maclas. Estas muestras son: SM2, SM5, SM11, SM12, SM13, SM14 y SM21. Además las muestras SM15, SM16, SM17 y SM20 tienen cristales de yeso como componente accesorio.

Se han observado también gran cantidad de organismos y restos de organismos, especialmente foraminíferos, gasterópodos (*Heleobia*) y ostrácodos en casi todas las muestras. En la muestra SM26 los foraminíferos cons-

tituyen aproximadamente el 80% de la fracción.

La presencia de restos vegetales actuales, en especial raíces, es abundante en las muestras SM6, SM8 y SM15.

Mineralogía de la fracción arcilla

De acuerdo con las características de los picos de difracción de los diagramas de rayos X obtenidos se han identificado los siguientes minerales de arcilla: illita, esmectitas y caolinita. Adoptando uno de los criterios expuestos por Pierce y Siegel (1969) se ha efectuado una semicuantificación de los argilominerales a través de los difractogramas. Por otra parte se han reconocido las especies minerales cuarzo, feldespatos y calcita. Los resultados obtenidos se sintetizan en el Tabla 7.

Discusión

En los puntos precedentes se han analizado distintas características texturales, mineralógicas y geoquímicas de los sedimentos de fondo de la laguna Mar Chiquita. La aplicación de diferentes técnicas de análisis estadístico multivariante ha permitido diferenciar tres facies sedimentarias en el aspecto textural, y dos agrupamientos de muestras según su composición química. En las observaciones mineralógicas se destaca la existencia de un conjunto de muestras caracterizado por el predominio de cristales de yeso en su fracción arena y la abundancia de calcita en su fracción arcilla.

Un análisis comparativo de los distintos grupos reconocidos según los variados aspectos considerados, per-

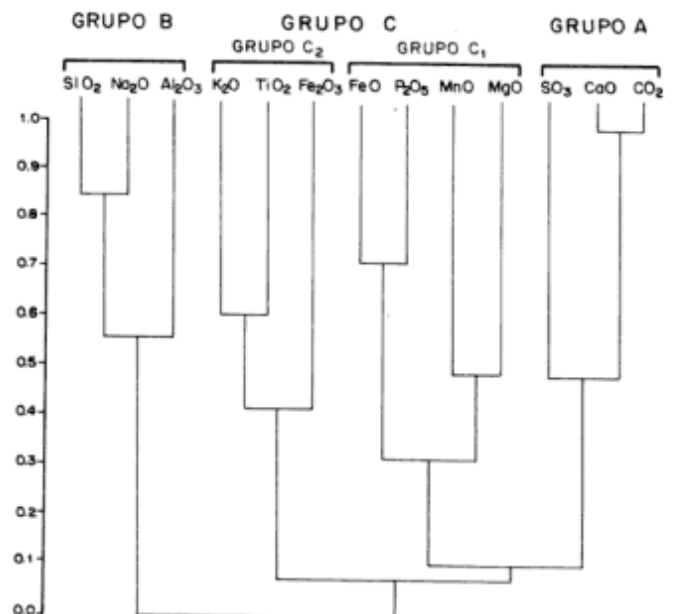


Figura 7: Dendrograma del análisis de agrupamiento entre los óxidos mayoritarios.

Tabla 6: Peso de los factores del análisis factorial Modo-R de los datos de la composición química. Valores no rotados.

	I	II	III	IV	V	VI
SiO ₂	-0,945	-0,039	-0,052	0,176	-0,243	-0,008
Al ₂ O ₃	-0,798	0,048	-0,171	-0,313	0,357	0,142
Fe ₂ O ₃	0,028	0,222	0,893	-0,301	-0,100	0,113
FeO	-0,031	0,666	-0,649	-0,042	0,188	-0,253
TiO ₂	-0,430	0,741	0,320	0,063	-0,109	0,023
MgO	0,390	0,616	0,324	0,457	-0,004	-0,330
CaO	0,934	-0,255	-0,004	-0,006	0,216	0,036
K ₂ O	-0,255	0,631	0,357	-0,341	0,474	-0,039
Na ₂ O	-0,585	-0,564	0,089	0,260	0,264	0,276
P ₂ O ₅	0,068	0,651	-0,582	0,124	0,049	0,318
MnO	0,515	0,553	0,086	0,229	-0,102	0,551
CO ₂	0,860	-0,234	0,106	0,098	0,411	0,014
SO ₃	0,608	0,059	-0,279	-0,606	-0,350	0,056
Val. Eigen	4,526	2,994	2,028	1,063	0,889	0,693
% Var. Exp.	34,818	23,032	15,600	8,175	6,838	5,331

Tabla 7: Mineralogía de la fracción arcilla. Valores en %.

Muestra	Esmectita	Illita	Caolinita	Cuarzo	Feldespatos	Calcita
SM2	28	70	2	escaso	escaso	M abundante
SM3	17	80	3	abundante	escaso	escaso
SM6	38	61	1	abundante	escaso	abundante
SM7	15	84	1	abundante	escaso	M escaso
SM8	7	90	3	abundante	escaso	M escaso
SM10	20	77	3	abundante	escaso	M escaso
SM12	26	70	4	abundante	escaso	abundante
SM13	32	66	2	abundante	escaso	M abundante
SM14	23	73	4	abundante	escaso	abundante
SM17	27	70	3	abundante	escaso	M abundante
SM20	15	81	4	abundante	escaso	abundante
SM22	22	75	3	abundante	escaso	M abundante
SM29	16	80	4	abundante	escaso	abundante
SM31	32	63	5	abundante	escaso	escaso

mite destacar la existencia de una gran concordancia en la correspondencia de las distintas muestras en grupos antagónicos, cualquiera sea la característica que se tome. Así se observa que aquellas muestras que texturalmente corresponden a la facies limosa, presentan contenidos relativos altos de SiO_2 y Al_2O_3 y bajos de CaO y CO_2 en su composición química, y mineralógicamente se caracterizan por la ausencia de yeso en la fracción arena, y de calcita en la fracción arcilla.

Por el otro lado, las muestras correspondientes a la facies arcillosa, tienen en su composición química contenidos relativos bajos de SiO_2 y Al_2O_3 y altos de CaO y CO_2 , y presentan abundantes cristales de yeso en la fracción arena, e importantes picos de calcita en los difractogramas de su fracción arcilla.

Estos dos conjuntos de muestras así definidos tienen, además, la particularidad de presentar una distribución geográfica homogénea. Las muestras de la facies limosa, alto SiO_2 y Al_2O_3 y sin yeso ni calcita, son aquéllas que han sido tomadas en los sectores costeros de la laguna. El agrupamiento restante, de facies arcillosa, alto CaO y CO_2 y abundante yeso y calcita, corresponde a las muestras de los sitios de muestreo del sector central de la laguna.

Las muestras SM23 y SM26 se diferencian texturalmente por ser de facies arenosa. La localización de las mismas al este de la isla El Mistolar, sobre la antigua línea de costa, y la composición mineralógica de sus arenas indican que estos sedimentos corresponden a los depósitos de la carga del río Dulce sobre la antigua zona de desembocadura. Es probable que la posterior inundación del sector haya provocado una reelección del material al ser puestos nuevamente en suspensión los materiales más finos.

Las observaciones realizadas, que han sido sintetizadas arriba, son el resultado del arreglo de los diferentes procesos mineralógicos actuantes en el ambiente. Las características geológicas, limnológicas y fisicoquímicas proveen las condiciones para la coexistencia de tres tipos genéticos de sedimentos: detríticos, endogénicos y pedogénicos.

Los sedimentos detríticos son aportados por los ríos que desaguan en la laguna, y distribuidos según su granometría por las corrientes que éstos generan. Gran parte del material en suspensión corresponde a la fracción pelítica y limosa como consecuencia de que son éstas las granometrías de los terrenos que los cursos recorren y de la baja energía que los cursos poseen, debido a las muy bajas pendientes de entre 0,07 y 0,50 %. Por otra parte los sedimentos más gruesos son en general depositados al ingresar los cursos en la laguna, destacándose el hecho de que el río Segundo presente, tanto en su desembocadura actual como en una antigua desembocadura en el sureste de la laguna, pequeños sistemas deltaicos.

La mineralogía del material psamítico aportado se

relaciona con aquélla de las cabeceras de los cursos en la Sierras de Pampeanas, estando en general constituida por cuarzo, vidrios, feldspatos, micas, turmalina y anfíboles.

Por su localización los puntos 1, 2, 29, 30 y 31 presentan la mayor proporción de materiales detríticos. Esto se manifiesta particularmente en el punto 31, situado en la laguna de Plata, un engolfamiento que se constituye en una trampa para la carga del río Primero. El quimismo de esta muestra es el que tiene una mayor proporción de los óxidos incluidos en el grupo C, los cuales forman parte de la composición química de los silicatos que abundan como accesorios en las rocas graníticas de las nacientes del río Primero. Por este motivo la muestra 31 aparece algo aislada del resto en el análisis de agrupamiento. Un mayor contenido de caolinita en la mineralogía de su fracción arcilla reafirma la relación con el lugar de procedencia de estos sedimentos.

Las muestras del sector sudoriental y oriental (7, 8, 9 y 17) corresponden a zonas que han sido anegadas por el ascenso del nivel de las aguas desde 1978 y que eran ocupadas por suelos alcalinos.

Por tal motivo su textura es en general limo-arcillosa y su mineralogía se corresponde con la de los suelos de la región, predominando en ellas los materiales de origen pedogénico: illita y minerales de arcilla interestratificados. El predominio de arcillas del grupo de la illita en estos suelos, y la adsorción del catión sodio en su estructura aparece manifiesto en el tratamiento estadístico del quimismo, en el que se destacan el agrupamiento de estas muestras determinado por el contenido del grupo A de óxidos en el grupo II. La asociación Fe-K en el análisis de agrupamiento (C2) ha sido interpretada en ambientes lacustres (Last 1982) como indicativa del predominio de la illita en la composición.

Las muestras localizadas en el sector central de la laguna corresponden a la facies arcillosa, estando constituida principalmente por sedimentos pelíticos de origen detrítico y por minerales endogénicos. Estos últimos son consecuencia de la precipitación a partir de la solución de las aguas de fases sólidas para las cuales se han alcanzado niveles de saturación, destacándose el carbonato de calcio (calcita) y el sulfato de calcio (yeso).

La presencia de calcita puede deducirse del agrupamiento jerárquico de óxidos A, y ha sido identificada en los difractogramas de las muestras centrales de la laguna. La precipitación fisicoquímica de calcita pulverulenta es coherente con los índices de saturación calculados por Martínez (1991). Este es un fenómeno bien conocido en otros ambientes lacustres (Brunskill 1969; Kelts y Hsu 1978; Last 1982, 1984), caracterizándose por hacerlo en granos menores que la fracción arena.

La precipitación de yeso es un proceso evidenciado por la abundancia de cristales de este mineral en la fracción arena de las muestras SM2, SM5, SM11, SM12, SM13,

SM14 Y SM21. La ausencia de yeso en la fracción arcilla puede atribuirse al hecho de hallarse la solución subsaturada en este mineral en la fecha del muestreo, por lo que la disolución estaría actuando sobre las partículas más finas, permaneciendo los cristales euhedros de la fracción arena como fase sólida. La precipitación de estos cristales se produjo durante los prolongados períodos de más alta concentración de la solución.

Como consecuencia del origen fisicoquímico de los minerales endogénicos, es el análisis multivariante sobre los datos químicos el que más claramente evidencia su predominancia en las muestras centrales de la laguna en las siguientes observaciones: 1) los óxidos CaO, CO₂ y SO₃ forman un agrupamiento jerárquico; 2) estos óxidos tienen los mayores pesos en el factor I del análisis factorial que expresa el mayor porcentaje de la varianza; 3) el agrupamiento de muestras según su quimismo conforma un grupo bien definido con las muestras de los sectores centrales de la laguna (grupo I).

En el grupo II del análisis de agrupamiento se entremezclan los sedimentos con predominio de materiales detríticos con aquellos sedimentos que han sufrido procesos pedogénicos por cuanto, en definitiva, gran parte de los materiales detríticos corresponden a limos que han sido removidos de suelos o roca madre de suelos aguas arriba. Ya se ha destacado sin embargo el caso de la muestra SM31 que presenta características diferenciales típicamente detríticas.

Durante los períodos secos tanto los ríos Primero y Segundo como el río Dulce se pierden o secan antes de alcanzar la Mar Chiquita, como fuera observado por Kanter (1935). Por este motivo el aporte detrítico durante períodos secos es mínimo. De manera concomitante, durante estos períodos la concentración de la solución de las aguas resulta más elevada alcanzándose mayores condiciones de saturación de lo que resulta una más importante precipitación de minerales endogénicos. Esta observación, que ha sido demostrada por el análisis realizado sobre los sedimentos de fondo más superficiales, puede ser de gran utilidad para el estudio paleoclimático del área por medio de columnas de sedimentos en las que puedan diferenciarse capas de diferentes tipos genéticos de materiales, si se complementa con estudios palinológicos u otro tipo de dataciones relativas.

Conclusiones

Se ha reconocido la existencia de, al menos, dos tipos de sedimentos claramente diferenciados: a) muestras que texturalmente corresponden a la facies limosa, presentan contenidos relativos altos de SiO₂ y Al₂O₃ y bajos de CaO y CO₂ en su composición química, y mineralógicamente se caracterizan por la ausencia de yeso en la fracción arena, y de calcita en la fracción

arcilla; y b) muestras de facies arcillosa, con contenidos relativos bajos de SiO₂ y Al₂O₃ y altos de CaO y CO₂ en su composición química, y que presentan abundantes cristales de yeso en la fracción arena, e importantes picos de calcita en los difractogramas de su fracción arcilla.

Estos diferentes tipos manifiestan el disímil predominio de los tres procesos genéticos actuantes en el ambiente: detríticos, endogénicos y pedogénicos. El aspecto más destacable es la clara distinción que puede lograrse, especialmente a partir del análisis estadístico multivariante de los datos químicos, de aquellas muestras en las que predominan los sedimentos de origen endogénico.

Las muestras que presentan mayores proporciones de materiales detríticos y pedogénicos resultan de más difícil diferenciación entre sí como consecuencia de que buena parte del material detrítico son suelos y limo-loessoides transportados por los ríos.

La importancia del transporte fluvial de materiales detríticos aparece manifiesta en la composición de las muestras próximas a las desembocaduras.

Los principales procesos endogénicos que han sido identificados son la precipitación desde la solución de cristales de yeso de granometría arena, y de calcita en forma pulverulenta dentro de la fracción pelítica.

Dada la mayor preponderancia relativa de los procesos endogénicos durante los ciclos áridos, e inversamente un mayor aporte detrítico en ciclos húmedos, es posible que estos criterios sirvan para la realización de estudios evolutivos sobre perfiles sedimentarios en cortes costeros o en testigos de fondo.

Agradecimientos

Los autores desean manifestar su agradecimiento a Arturo J. Barros, Técnico Principal del CONICET, por la realización de las determinaciones químicas analíticas, y a los Cartógrafos Virginia Bernasconi y Marcelo Farenga por las figuras que ilustran este trabajo. De igual manera expresan su especial reconocimiento a Margarita Osterrieth, Julio C. Merodio y Marcelo Zárate por la revisión crítica del manuscrito y por los valiosos comentarios y sugerencias aportados sobre aspectos parciales tratados en el trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bertoldi de Pomar, H. 1953. El origen de la laguna Mar Chiquita. Tesis Doctoral, 215 p., Universidad Nacional de Córdoba. (Inédito).
- Brusnskill, G.J., 1969. Fayateville Green Lake, New York. II. Precipitation and Sedimentation of Calcite in a Meromictic Lake with Laminated Sediments. *Limnology & Oceanography*, 14 (6): 830-848.

- Comisión de Apoyo al Desarrollo del Noreste de la Provincia de Córdoba (C.A.De.NE), 1979. La laguna Mar Chiquita (Mar de Ansenusa). Córdoba, 132 p. (Inédito).
- Comisión de Apoyo al Desarrollo del Noreste de la Provincia de Córdoba (C.A.De.Ne.), 1982. Laguna Mar Chiquita. Composición química de sus aguas en febrero de 1982, 20 p. (Inédito).
- Cantú, R. y Degiovanni, S.M. 1984. Geomorfología de la región centro-sur de la provincia de Córdoba. 9º Congreso Geológico Argentino, Actas 4:76-92.
- Chapman, D.H. y Pratt, P.F., 1976. Métodos de análisis para suelos, aguas y plantas. Ed. Trillas, 155 p., México.
- Durigneux, J., 1976. Composición química de las aguas y barros de la laguna Mar Chiquita en la provincia de Córdoba. Miscelánea Nro. 59, Academia Nacional de Ciencias, 12 p., Córdoba.
- Frank, H. 1912. Contribución al conocimiento de las Salinas Grandes y de la Mar Chiquita de la provincia de Córdoba. Revista del Centro de Estudiantes de Ingeniería 3: 91-106, Córdoba.
- Gaido, E. 1985. E3, un instrumento sencillo para el muestreo de sedimentos no consolidados en ambientes subacuáticos. Primeras Jornadas Geológicas Bonaerenses: 171-174. Bahía Blanca.
- González Bonorino, F. y Teruggi, M., 1961. Léxico sedimentológico. Publicación del Centro de Estudiantes de Ciencias Naturales. Serie Geología N° 2, 164 p., Buenos Aires.
- González, M.A. y Weiler, N.E., 1984. Cambios climáticos del Holoceno medio en latitudes medias de la República Argentina. Segunda Reunión del Grupo Periglacial Argentino, CRICYT-ME (Mendoza), Actas: 87-105.
- Iriondo, M. 1990. A late Holocene dry period in the Argentine Plains. En: Rabassa, J. (Editor): Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 7:198-218.
- Kanter, H., 1935. La cuenca cerrada de la Mar Chiquita en el norte de la Argentina. Boletín Academia Nacional de Ciencias 32: 285-322. Córdoba.
- Kelts, K. y Hsu, J., 1978. Freshwater carbonate sedimentation. En: Lerman, A. (Ed.). Lakes: Chemistry, Geology and Physics, pp. 295-324, Springer Verlag, New York.
- Last, W.M., 1982. Holocene Carbonate Sedimentation in Lake Manitoba, Canada. *Sedimentology*, 29: 691-704.
- Last, W.M., 1984. Modern Sedimentology and Hydrogeology of Lake Manitoba, Canada. *Environmental Geology*, 5: 177-190.
- Martínez, D.E. Aplicación del análisis visual de imágenes Landsat al estudio de la dinámica superficial de la laguna Mar Chiquita, provincia de Córdoba. 5º Simposio de Tecnología Aeroespacial. Ascochinga, Córdoba. (Inédito).
- Martínez, D.E., 1991. Caracterización geoquímica de las aguas de la laguna Mar Chiquita, provincia de Córdoba. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Córdoba, 274 p. (Inédito).
- Millero, F.J. y Schreiber, D.R., 1982. Use of Ion Pairing Model to Estimate Activity Coefficients of the Ionic Components of Natural Waters. *American Journal of Science*, 282: 1508-1540.
- Pierce y Siegel, 1969. Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39:187- 193.
- Ramos, N., 1985. Técnicas de análisis de elementos mayoritarios, minoritarios y oligoelementos en muestras geológicas. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Nacional de Córdoba, 55 p. (Inédito).
- Seckt, H., 1945. Estudios hidrobiológicos de la Mar Chiquita. Boletín Academia Nacional de Ciencias, 38: 279 p. Córdoba.
- Shaw, D.M., 1956. Geochemistry of pelitic rocks. Part III: Major elements and general geochemistry. *Geological Society of America Bulletin*, 67: 919-934.
- Stappenbeck, R., 1926. Geología y aguas subterráneas de la pampa. Trad. Ed. Pangea, 490 p. Córdoba.
- Vázquez, J.B., 1979. Suelos. En: Vázquez, J.B., Miatello, R.A. y Roqué, M.E. (directores): Geografía Física de la Provincia de Córdoba. Fundación Banco de la Provincia de Córdoba.
- Wilkinson, L., 1986. SYSTAT, The system for Statistic. Evanston IL: SYSTAT INC.

Recibido: 12 de agosto, 1992

Aceptado: 4 de marzo, 1994

Mineralogía y paragénesis de "La Estancia", un depósito epitermal de la Sierra de San Luis

María F. MÁRQUEZ ZAVALÍA y Miguel A. GALLISKI

Departamento de Geología y Minería, Universidad Nacional de San Luis, Chacabuco y Pedernera, 5700 San Luis, Argentina

ABSTRACT. *Mineralogy and paragenesis of "La Estancia", an epithermal deposit in the San Luis range.* La Estancia mine (32° 47' S and 66° 02' W) is an epithermal deposit associated with Cenozoic andesitic-latic volcanic of the San Luis range. The host rocks, which are sericitized and silicified, are gneisses, quartzites, milonites and blastomilonites of the crystalline basement. The deposit is controlled by a 1500 m long fracture, with N75°W strike and 85°S dip, that is more highly mineralized in its eastern part. The vein type mineralization, with a quartz gangue, is represented by Au and Ag and Fe, Zn and Pb sulfides. The vein minerals were studied by optical methods, X-ray diffraction and SEM with EDAX. It was possible to characterize 30 minerals. The hypogene species include gold, electrum, silver, galena, sphalerite, pyrite, marcasite, pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, pyrargyrite, wolframite and graphite. The paragenetic interpretation suggests four mineralization stages separated by periods of fracturing. Both the paragenesis and the prevailing alteration are similar to those of low sulfidation type epithermal deposits. The occurrence of this epithermal type is also supported by the shallow volcanic setting that includes the presence of a neighboring diatreme.

Introducción

La Sierra de San Luis ha producido con intermitencias desde épocas precolombinas hasta la actualidad, discretas cantidades de oro aluvional (Fernández Lima 1981). Además, se han explotado esporádicamente depósitos primarios, algunos emplazados en basamento y considerados antiguos (Malvicini *et al.* 1991) y otros vinculados genéticamente al vulcanismo cenozoico (Bassi 1992). Estos últimos constituyen un distrito de manifestaciones y pequeños depósitos epitermales, cuya mineralogía es muy poco conocida.

Este trabajo tiene por objeto contribuir al conocimiento de los minerales, texturas y secuencia paragenética de las asociaciones presentes en mina La Estancia, acrecentando así los estudios mineralógicos detallados de yacimientos epitermales argentinos y aportando información para su adecuada tipificación genética. Con esa finalidad se realizó un muestreo sistemático de la mineralización, la roca de caja y sus alteraciones, y un estudio petro-calcográfico con apoyo de difracción de rayos X y microscopía electrónica de barrido con EDAX (IIM - San Juan) para dilucidar aspectos puntuales.

La mina La Estancia fue inicialmente habilitada en el año 1890 por la compañía Central Argentina Goldfield Ltd. para extraer oro, y posteriormente reactivada en varias oportunidades con la intención de beneficiar plomo, sin obtener resultados significativos. Lapidus (1952) realizó un informe que incluye un bosquejo topográfico-geológico de superficie, uno de las labores subterráneas, una ubicación y 16 análisis de un muestreo sistemático efectuado cada 10 m que dieron una ley media de: 4,6 g/t Au; 199 g/t Ag; 9,85% Pb; 12,41%

Zn y 3,92% As. Cabrera (1973) confeccionó un informe de tres perforaciones, que incluye determinaciones mineralógicas calcográficas de los tramos mineralizados hechas por M. K. de Brodtkorb. Rojo y Baños (1986) formulan un proyecto técnico de costos de reapertura de la mina. Kross y Dekowski (1989) desarrollan una propuesta de exploración del depósito. La empresa Carolina SAM desarrolló a fines de la década del '80, un proyecto de exploración en estructuras volcánicas próximas a La Estancia, discontinuando sus actividades a principios de los '90. Finalmente Bassi (1992) reseña algunas características del yacimiento en una interpretación sobre la metalogénesis aurífera cenozoica de la Sierra de San Luis.

Ubicación y marco geológico

La mina La Estancia, también conocida como Nueva Carolina, se encuentra ubicada en el cerro La Estancia del departamento Pringles, provincia de San Luis a 32° 47' lat. S y 66° 02' long. O y 1500 m s.n.m. Dista aproximadamente 60 km al NNE de la ciudad capital y 4,5 km al NE del pueblo La Carolina (Fig. 1).

La geología del área está integrada por tres unidades de distinta importancia relativa: un basamento cristalino precámbrico-paleozoico, vulcanitas cenozoicas y una cubierta parcial de loess y regolito cuaternaria.

El basamento cristalino está constituido predominantemente por gneises y cuarcitas con fajas de deformación de blastomilonitas y milonitas. El conjunto presenta un rumbo aproximado N-S con ligeras desviaciones al E y buzamientos promedios de 75° a 85°E. Los gneises son rocas de regular foliación, de grano mediano y colores

grises, compuestos esencialmente por cuarzo, biotita, feldespato potásico, plagioclasa, granate y moscovita, con apatita, circón, minerales opacos y algo de turmalina como accesorios a los que ocasionalmente se suma sillimanita. Las metacuarcitas forman bancos angostos intercalados en la secuencia. En general estas rocas muestran en el cerro La Estancia fuertes evidencias de haber sufrido deformación dúctil entre las que se cuentan: estiramiento de granos de cuarzo y desarrollo de laminillas de Boëhm, flexuramiento, desflecado y desferrización de biotita y deformación de feldespatos. Un avance mayor de la deformación produce fábricas flaser con desarrollo de texturas en mortero alrededor de cuarzo, más augen de feldespatos y biotita totalmente reemplazados por moscovita postcinemática carente de flexuras, constituyendo protomilonitas. En fajas más localizadas y angostas, que resaltan positivamente en el paisaje, disminuye la granometría y el porcentaje de porfiroblastos y se pasa a milonitas. En general las texturas son oscurecidas por una sericitización que afectó penetrantemente el conjunto, por lo menos en los alrededores de La Estancia. El último metamorfismo regional que afectó el basamento es de edad premesozoica

y adjudicable al ciclo Famatiniano (Dalla Salda 1987, Ramos 1991); la cataclisis descripta posiblemente también se ha producido durante ese ciclo.

Posteriormente el área fue afectada por un vulcanismo calcoalcalino normal a shoshonítico de edad miocena-pliocena, que forma principalmente domos y calderas dispuestos con alienación NO-SE (Llambías y Brogioni 1981, Brogioni 1987, 1988, Ramos *et al.* 1991). En el área está representado por domos de andesitas y lacitas brechadas al O y diatremas al SO y SE de mina La Estancia. Estas estructuras volcánicas fueron reconocidas y objeto de trabajos de exploración, que incluyeron varios miles de metros de perforaciones, por la Empresa Carolina SAM. La diatrema más próxima se encuentra unos 500 m al S de la mina, tiene unos 600 m de diámetro y geometría circular, con morfología deprimida excepto en el sector central que se eleva unos pocos metros (Fig. 1). Según M. Chabert (1994, com. personal) se trata efectivamente de una diatrema en cuyo relleno participan brechas volcánicas originadas por explosiones freatomagmáticas, que incluyen esporádicos bloques de basamento. Los sondeos también cortaron sedimentitas lacustres con pirita, indicativas de la existencia episódica de un maar.

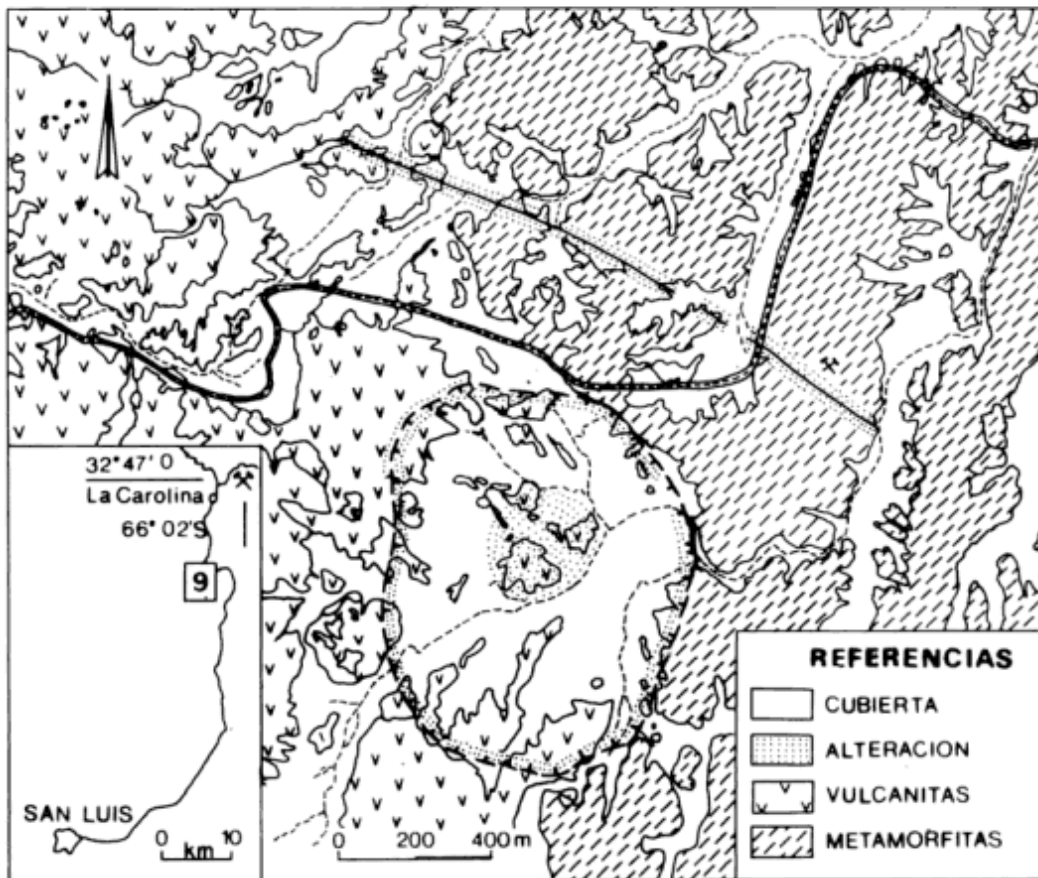


Figura 1: Croquis de ubicación y bosquejo geológico del área de mina La Estancia. La línea segmentada con dirección de inclinación señala los límites aproximados del área deprimida correspondiente a la diatrema de puesto La Estancia.

La cubierta loésica alcanza como máximo 3-4 m de espesor y se concentra en las depresiones, especialmente en cauces de arroyos donde cubre aluviones inmaduros, algunos de los cuales contienen bajos tenores de oro (Bassi 1948).

Geología y alteración de la mina La Estancia

La mina La Estancia se encuentra desarrollada en los primeros metros del extremo E de una fractura lineal levemente curvada de rumbo N 75°O y buzamiento 75° a 85°S, que tiene una longitud expuesta de unos 1500 m. Las labores se han efectuado principalmente entre el cauce del arroyo La Estancia y el camino, con un recorrido de 258 m de largo y unos 60 m de desarrollo vertical. Actualmente sólo son accesibles desde el nivel de la galería principal para arriba porque el resto se encuentra anegado o aterrado. Hacia el oeste existen algunos destapes superficiales.

La potencia de la estructura alcanza en partes 1,10 m de máximo y en otras 0,15 m de mínimo, con un promedio de 0,30 m. El relleno está formado en la parte oriental por clastos de gneises brechados de la roca de caja, sericitizados y silicificados, aglutinados en una matriz de sericita con guías irregulares angostas de cuarzo hidrotermal y cavernoso que lo atraviesan. Este material es cortado por venas mineralizadas principalmente por cuarzo-pirita, con un recorrido irregular pero subparalelo a los hastiales, a veces en una sola rama y en otras bifurcada. En partes, el relleno de cuarzo hidrotermal y caja alterada forma los clastos centimétricos y angulosos de una brecha cementada por óxidos de hierro. En tramos con predominio de galena y esfalerita, como en el techo de la galería que se abre hacia el este en el pique viejo, sobre el camino, el relleno de la estructura alcanza 1,10 m de ancho y está formado por ganga sericitizada y argilizada que contiene venillas de galena de 1 - 8 cm de espesor y recorrido irregular. En el primer reconocimiento se observó un sector de 0,40 m de ancho que tenía varias venillas anastomosadas formando una trama cortada por una vena de cuarzo de 25 cm de espesor que incluía pirita diseminada o en venillas de hasta 1 cm de potencia. En una visita posterior se comprobó que ese sector había sido parcialmente extraído. En este tramo de la corrida mineralizada también se observan texturas en cinta, con lentes de cuarzo fracturado y con colas de deformación contenidos en una matriz sericítica. En cavidades milimétricas rellenas posteriormente, existe desarrollo de cuarzo hidrotermal idiomorfo. Hacia el oeste hay dos destapes superficiales en cuyos desmontes se aprecian bloques de cuarzo-sericita con textura en cintas y abundantes cavidades de tamaño inferior a 1 cm, rellenas en ocasiones por material argiláceo-sericítico. Algunas de estas celdillas tienen contornos y septos con una disposición romboédrica

que sugiere un origen causado por lixiviación de carbonatos. Lapidus (1952) observó en las labores subterráneas que las cajas parecían ser de andesitas, en vez de los gneises como sucede en la superficie.

El proceso de alteración primaria más extendido y conspicuo es la sericitización, la cual se desarrolló penetrantemente y afecta a las metamorfitas de caja a distancias localmente superiores a 20-30 m, reemplazando feldespatos y mafitos por un agregado fino de mica blanca. También aparece asociada moscovita en láminas grandes no flexuradas, incluida en sericita en la zona mineralizada o asociada a grafito y cuarzo hidrotermales. La silicificación está menos extendida y más localizada como venillas de cuarzo hidrotermal que se hacen más abundantes y gruesas en la misma estructura mineralizada. Es acompañada por piritización difusa en la caja y más concentrada en la veta. El feldespato potásico sólo pudo ser reconocido tentativamente en poca cantidad en muestras alteradas, por medio de tinción; puede ser un remanente de la alteración del feldespato potásico de los clastos de gneises o tratarse de adularia de origen hidrotermal. En los fragmentos de roca de caja brechados suelen persistir cristales de granate un poco cloritizados en los bordes. La alteración supergénica más desarrollada es la limonitización, con abundancia de rellenos de goethita.

Mineralogía

A continuación se describen los minerales identificados mesoscópica y microscópicamente en 28 pulidos de la mena y numerosos granos sueltos de control. Su nomenclatura corresponde a las normas establecidas por la IMA (Asociación Internacional de Mineralogía) (Fleischer 1991, Nickel y Mandarino 1987).

Cuarzo

Es abundante, se presenta masivo pero con numerosas cavidades y grietas en donde se forman cristales de diverso tamaño (< 1 mm hasta 1,5 cm en casos excepcionales) reunidos en apretadas agrupaciones paralelas a subparalelas y desarrollando con frecuencia texturas en peine. A menudo los cristales presentan estrías de crecimiento perpendiculares a [c]. Es corriente que las vetas y venillas de cuarzo se encuentren acuñadas y flexuradas y afectadas por sericitización incipiente y pátinas de limonita; en este último caso pueden llegar a tener mayor desarrollo en las superficies expuestas o en los planos de fractura. Son frecuentes las inclusiones fluidas primarias y secundarias; son bifásicas (liq. + vap.), su tamaño promedio es $\leq 30 \mu\text{m}$ y sus relaciones volumétricas ≤ 20 a 25%.

Pirita

Es un mineral sumamente abundante y difundido en el depósito. Se lo encontró diseminado o en venillas de 0,1 a 1 cm en cuarzo. En espacios abiertos se presenta en cristales, cuyas formas predominantes son cubos estriados aislados o agregados en rosetas o en diseños tubulares y dodecaedros pentagonales. Desarrolla numerosas texturas entre las que merecen destacarse por su predominio: *craquelée*, bandeada y en escamas (pirita según pirrotina). Se observaron además, tanto macro como microscópicamente, bandas festoneadas separadas entre sí por fajas de pirita de un estadio previo y más agrietadas, que confieren una apariencia coliforme al conjunto; también macro y mesoscópicamente se vio un bandeado que al microscopio no se evidencia. En un par de oportunidades se identificaron al microscopio palimpsestos de crustificación. Se reconocieron en varias ocasiones cristales euhedrales zonados, con bandas externas de colores algo más beige y que adquieren un pulido de menor calidad, pero con composición química idéntica al resto del cristal para la resolución del EDAX, por lo que se supone que se deben a bandas de crecimiento. Es reemplazada parcial o totalmente por marcasita, con desarrollo de brechas de reemplazo, aureolas bandeadas concéntricas y texturas en escamas. Con frecuencia se observó el desarrollo de limonita y jarosita a expensas de pirita, reemplazando a este mineral total o parcialmente y por lo general en forma centrípeta. En los sectores en los que se identificó grafito, la pirita aparece diseminada en cuarzo y agrietada.

Galena

Es conjuntamente con pirita y en menor grado esfalerita, uno de los minerales más abundantes. Se la encuentra con hábito masivo o con menor frecuencia desarrollando cristales octaédricos de diferentes dimensiones (< 1 mm hasta 2-3 mm). En algunos sectores (extremo oeste de la galería en el pique viejo) se presenta reemplazando masivamente a la mena preexistente, de la cual se conservan escasos restos de pirita y esfalerita; es a su vez ampliamente reemplazada centrípeta y centrifugamente por cerusita y en mucho menor medida por anglesita, dejando contactos de caries directos; algunas veces, y siguiendo las trazas de clivaje, cerusita reemplaza a galena con desarrollo de texturas de clivaje o diseños arborescentes. Se observó también, en forma esporádica, a esfalerita, esfalerita+calcopirita, marcasita y calcosina+covellina sustituyendo a galena en diferentes sectores. Las inclusiones y exsoluciones de boulangerita son frecuentes y raras las de jamesonita, plata y pirargirita; también se encontraron en dos oportunidades inclusiones de un mineral transparente de hábito acicular, no identificado debido a su reducido tamaño (< 0,2 μm de ancho), que se dispone según {100}.

Esfalerita

Es uno de los minerales más distribuidos, no así el más abundante. Se presenta en cristales más bien pequeños (< 2mm) con desarrollo de las formas cristalográficas que le son características o maciza y por lo general agrietada. Su contenido en Fe es variable y se expresa en las diferentes coloraciones que le imprime, representadas por una gama completa que va desde el castaño rojizo al amarillo miel, ya sea en cristales isocromáticos o zonados. Casi siempre se presenta con exsoluciones de calcopirita y con menor frecuencia surcada por delgadas venillas de calcopirita y de galena. Algunas veces presenta bordes más oscuros, que corresponden a zonas con mayor contenido en Fe (EDAX), las cuales están parcialmente reemplazadas por jarosita. En un pulido se observó una textura mirmequítica entre esfalerita y un mineral transparente, presumiblemente de la ganga, que no pudo ser identificado debido a su pequeño tamaño (< 1 μm). La esfalerita es reemplazada en algunos sectores por calcosina blanca (brechas de reemplazo) y en otros por pirita, desarrollando texturas similares al caso anterior y contactos de caries directos. En otro sector se observa que a su vez digiere parcial pero masivamente a la mineralización preexistente. También se la encontró reemplazada superficialmente por smithsonita.

Marcasita

Es un mineral bastante abundante; se observó la presencia de tres generaciones: 1°) marcasita según pirrotina y según pirita, con textura en escamas, 2°) cristales con maclado lamelar, a menudo fracturados y cementados posteriormente por calcopirita y 3°) cristales euhedrales a subhedrales, de menor tamaño que los anteriores (2-10 μm), de hábito acicular a tabular, en oquedades en cuarzo, desarrollando texturas en empalizada. En una muestra se encontró a marcasita finamente intercrecida con la ganga y desarrollando una textura lamelar como "espinas de pescado", que probablemente se debe a que la pirrotina preexistente se tornó inestable debido a cambios en las condiciones de pH y temperatura del medio y el S y el Fe reprecipitaron inmediatamente como marcasita; esto por lo general coincide con la depositación de los minerales hipogénicos de ganga, debido a lo cual se presentan finamente intercrecidos con la marcasita (Edwards 1954).

Pirrotina

Quedan únicamente relictos de este mineral, ya que en su mayor parte se transformó en marcasita y pirita desarrollando textura en escamas. También se presenta en galena y esfalerita y con menor frecuencia en pirita y calcopirita, como metacristales aciculares a tabulares y

en esporádicas secciones pseudorrómbicas de pequeño tamaño ($< 1 \mu\text{m}$ a $15 \mu\text{m}$), a menudo con apófisis, dispuestos en rosario según direcciones cristalográficas definidas y poniendo de manifiesto contactos intergranulares y zonaciones; los cristales mayores suelen encontrarse aislados y distribuidos al azar.

Calcopirita

Si bien está bastante distribuida en el depósito, se presenta en cantidades relativamente pequeñas. Es frecuente observarla en pequeñas concentraciones o especialmente como finísimas exsoluciones en esfalerita, ya sea orientadas según direcciones cristalográficas preferenciales (texturas cristalográficas) o al azar y con mayor densidad (texturas empolvadas y de sandía). En todos los casos tienden a demarcar contornos intergranulares, bandeados coliformes incipientes o zonaciones en el mineral hospedante; suelen ser más abundantes en los bordes de esfalerita aledaños a cristales de pirita. En pocas ocasiones se presenta rellenando espacios abiertos en piritas agrietadas o entre cristales de marcasita, desarrollando brechas de relleno con reemplazos incipientes. Es sustituida parcialmente por calcosina y parcial a totalmente por covellina.

Arsenopirita

Es un mineral espacialmente bien representado en el depósito, pero siempre en proporciones escasas. Se presenta en cristales euhedrales a subhedrales de hasta $50 \mu\text{m}$, aislados o en grupos semirradiales, generalmente desarrollando secciones pseudorrómbicas o prismáticas, en este caso con uno de los extremos en punta de flecha. Es frecuente observarla como metacristales individuales o agrupados en rosario en esfalerita. Se encontraron algunos pequeños cristales ($< 25 \mu\text{m}$) corroídos y redondeados en galena. En una muestra procedente del techo del extremo oeste de la galería, en el pique viejo, se encontraron arsenopiritas amarillas que se reconocieron por su típica extinción en cruz y se confirmaron luego mediante un diagrama de EDAX.

Greigita

Fue observada únicamente en dos cortes pulidos procedentes del interior de la mina, unos $4,5 \text{ m}$ al este del buzón. Rellena espacios intergranulares en pirita, provocados probablemente por un agrietamiento incipiente, y se deposita alrededor de cavidades desarrollando típicas texturas bandeadas coliformes. Se comprobó su identidad mediante un análisis cualitativo con EDAX.

Oro

Se lo observó en un 20 % de los pulidos realizados, en

dos presentaciones diferentes. La primera como inclusiones en pirita con un tamaño promedio de $3\text{-}10 \mu\text{m}$ y la segunda como chispas menos frecuentes que en el caso anterior y de tamaños mucho más pequeños ($\approx 1 \mu\text{m}$), en limonita.

Electro

Se presenta como inclusiones anhedrales y equidimensionales en pirita, con un tamaño promedio de $30\text{-}50 \mu\text{m}$. Su color, si bien bastante más claro que el de oro, aún es amarillo y su poder reflector muy alto. Se efectuó un análisis semicuantitativo con EDAX que dio: 67% Au y 33% Ag, lo cual confirma su identificación óptica.

Plata

Se la observó en dos cortes pulidos procedentes del techo de la galería, en el pique viejo. Se presenta como pequeñísimas inclusiones ($< 1 \mu\text{m}$) en galena, conjuntamente con otras de tamaño algo mayor ($4\text{-}30 \mu\text{m}$) de pirargirita y jamesonita.

Boulangerita

Es un mineral muy escaso que se presenta siempre como exsoluciones en galena, ya sea en forma de pequeñas gotitas irregulares ($< 20 \mu\text{m}$) distribuidas erráticamente o con hábito acicular (tamaño promedio $0,2 \mu\text{m} \times 3 \mu\text{m}$ y en algunos casos excepcionales $4 \mu\text{m} \times 12 \mu\text{m}$) distribuidas según $\{100\}$, desarrollando texturas cristalográficas.

Jamesonita

Se encontró en los mismos pulidos que plata. Se presenta como inclusiones anhedrales, equidimensionales a alargadas, de diferentes dimensiones (entre 4 y $30 \mu\text{m}$), también como cintas delgadas que surcan al mineral hospedante, que en todos los casos es galena. Se lo identificó microscópicamente y luego se comprobó su composición química cualitativa con EDAX.

Pirargirita

Es muy escasa, se encontró únicamente en tres pulidos, siempre como pequeñas inclusiones ($8\text{-}10 \mu\text{m}$) confirmadas con EDAX, en esfalerita y galena; en un caso se la encontró intercrecida con un mineral aún no identificado debido a sus dimensiones reducidas y a su escasez, al que se denominó provisoriamente xx1.

Rutilo

Muy escaso, este mineral se presenta en cristales subhedrales aciculares a prismáticos, algunas veces ahusados (< 0,25 mm), con frecuentes fracturas transversales o también con hábito anedral pero de menor tamaño ($\approx 10 \mu\text{m}$) en cuarzo.

Wolframita

Sumamente escasa, se presenta en cristales subhedrales de hábito prismático en galena. Presenta sus propiedades ópticas características y su identidad fue confirmada mediante EDAX.

Hematita

Se la encontró en un solo pulido procedente de una muestra de galería correspondiente al pique viejo. Es muy escasa y se presenta como pequeños granos equidimensionales a levemente alargados incluidos en el cuarzo correspondiente al primer estadio.

Grafito

Se presenta en venillas, a menudo discontinuas, alojadas en cuarzo con o sin piritita y moscovita, en donde se encontraron frecuentes secciones basales hexagonales, con clivaje MB (0001) y gran flexibilidad y plasticidad. Al microscopio de reflexión se lo observa con sus propiedades ópticas características, en láminas o tablillas a menudo flexuradas y desfleadas e intercrecidas con moscovita. Se comprobó su identidad con un diagrama de rayos X.

XX1

Este mineral se encuentra en pequeñísima cantidad intercrecido con pirargirita e incluido en esfalerita. Es de color pardo verdoso (similar a estannita), anedral y equidimensional. No se distingue pleocroísmo pero sí baja a moderada birreflectancia y alto poder reflector; su dureza relativa es menor que la de esfalerita y adquiere muy buen pulido. No se observaron reflejos internos ni maclas.

Calcosina

Se identificó ópticamente la variedad blanca de este mineral y, si bien no está ampliamente distribuida en el depósito, se la observó en algunos cortes pulidos procedentes del extremo oeste de la galería. Se presenta en

pequeñas cantidades reemplazando a esfalerita, galena y calcopirita en forma parcial, desarrollando brechas de reemplazo y a veces texturas de clivaje en galena.

Covellina

Está muy poco representada. En algunos sectores reemplaza a calcosina, que a su vez está reemplazando a galena en forma centrípeta o desarrollando texturas de clivaje. En algunos cortes se la encontró reemplazando a calcopirita parcial o totalmente, con frecuente desarrollo de texturas cristalográficas.

Cerusita

Se presenta en agregados criptocristalinos incoloros, tapizando cristales de galena. Al microscopio calcográfico se la encontró reemplazando a galena parcial a casi totalmente, la mayor parte de las veces en forma centrípeta, aunque también se vieron algunos reemplazos centrifugos dejando contactos de caries directos. En un corte pulido se observó como cerusita y covellina reemplazan a galena según sus planos de clivaje, quedando como resultado un patrón de retículo ortogonal (textura de clivaje).

Anglesita

Se presenta en muy pequeñas cantidades, reemplazando conjuntamente con cerusita a galena. Se la observó únicamente en cortes pulidos procedentes de muestras del extremo oeste de la galería.

Smithsonita

Se la encontró en una única muestra procedente de la escombrera principal ubicada cerca de la bocamina. Se presenta como delgadas pátinas (< 1 mm de espesor) discontinuas, de color verde seco, recubriendo parcialmente a cristales de esfalerita.

Romanechita ?

Se identificó ópticamente en forma tentativa en una muestra procedente de la galería en el pique viejo. Se presenta en cintas delgadas con textura bandeada coloriforme característica, en los contactos entre galena y cerusita y/o anglesita.

Goethita

Es abundante en algunos sectores en los que piritita predomina sobre los restantes minerales de la mena, algunas veces reemplazándola casi totalmente. Desa-

rolla texturas bandeadas coloformes muy vistosas que en algunos casos pueden ser observadas a ojo desnudo.

Jarosita

Este mineral se presenta desarrollando cristales de secciones cuadrangulares y en texturas bandeadas. Algunas veces se encuentra restringido a los bordes de los cristales que reemplaza o alrededor de las oquedades y otras reemplaza en forma masiva a los minerales hipogénicos, principalmente a piritita y en menor medida a esfalerita. Se confirmó su identidad mediante un diagrama de rayos X.

Baritina

Este mineral desarrolla escasos cristales euhedrales de hábito tabular y dimensiones reducidas (< 0,1 mm), en cavidades junto con cuarzo y sobre esfalerita, calcopiritita y piritita; a menudo se presenta patinado por sulfatos amarillos.

Melanterita

Se la encuentra en agregados irregulares, micro a criptocristalinos de color blanco y brillo sedoso, como producto de alteración de piritita. Se presenta asociada a otros sulfatos de colores amarillos, verdes, mostaza, blancos e incoloros que no pudieron ser identificados debido a su escasa participación.

Sucesión paragenética del depósito

La interpretación de la sucesión paragenética (Tabla 1) se realizó en base a las observaciones macro, meso y microscópicas de las relaciones existentes entre los minerales y a los criterios texturales desarrollados por Schwartz (1931, 1951), Bastin (1950), Edwards (1954), Ramdohr (1980) y Malvicini y Saulnier (1987).

La mineralización que dio lugar al depósito fue polipulsatoria, se reconocieron cuatro estadios hipogénicos, separados entre sí por etapas de fracturación, que afectaron a las paragénesis previas o habilitaron nuevas fisuras. En algunos sectores del depósito sólo se evidencian los dos últimos estadios y la fracturación entre ambos algunas veces no es muy evidente. En el primer estadio comienzan a depositarse minerales de Fe, seguidos por los de Pb, Zn y finalmente Cu, en ganga de cuarzo; predominan los minerales de mena principales, acompañados por muy pocos minerales accesorios (boulangerita y arsenopiritita). Durante el segundo estadio, y siempre con cuarzo como ganga,

continúan depositándose las especies citadas (menos boulangerita) y comienzan a precipitar, en pequeñas cantidades, minerales de Au, Ag, Sb y W. La paragénesis que caracteriza al tercer estadio queda restringida a piritita y marcasita en ganga de cuarzo, con rutilo como accesorio poco frecuente. El cuarto y último estadio está dominado por grafito, acompañado por cuarzo y moscovita. Las etapas de fracturación quedaron evidenciadas por texturas tales como brechas de relleno, casi siempre con algo de reemplazo subordinado, agrietadas, bandeadas y en empalizada. Los procesos supergénicos tienen desarrollo limitado; la oxidación dio lugar a paragénesis de alteración en donde predominan cerusita, limonita y sulfatos.

Discusión

Lapidus (1952) consideró a La Estancia como un depósito hidrotermal, genéticamente vinculado al vulcanismo mio-plioceno, sin diferenciar entre meso y epitermal por carecer de elementos de juicio. Bassi (1992) también asoció genéticamente la mineralización de este depósito, junto con las similares de las minas La Carolina y La Rica, al vulcanismo cenozoico.

La presencia en el depósito de texturas en peine, en cintas, de brechamiento, crustificación, bandeo coloforme y cavidades, más la alteración con sericitización, silicificación y piritización dominantes, unidos a la paragénesis descripta y al marco geológico, son elementos que evaluados en conjunto permiten caracterizar al yacimiento como epitermal.

Si se analiza comparativamente la asociación mineral y la alteración de La Estancia en el contexto de los diferentes tipos de depósitos epitermales que actualmente se diferencian: 1) de sulfatación alta y 2) de sulfatación baja (Hedenquist 1967, White y Hedenquist 1990), se observa que son más típicas de un sistema de sulfatación baja. En efecto, así parece indicarlo la alteración con mica blanca en vez de alunita y caolinita primaria. Otro tanto sucede con la presencia de oro y plata, con galena, esfalerita y piritita como especies mayoritarias y la ausencia de enargita o tetraedrita-tennantita en iguales proporciones, porque este balance mineralógico es más diagnóstico de yacimientos de sulfatación baja (o sericitita-adularia, Heald *et al.* 1987, Fig. 1). Un elemento adicional sería la presencia de grafito, que indicaría un carácter reductor en los fluidos primarios, condición que es frecuente en los sistemas de sulfatación baja (White y Hedenquist 1990).

El modelo genético establecido para los depósitos epitermales de sulfatación baja supone la presencia de un foco térmico profundo y un sistema geotérmico con mezcla de fluidos salinos y agua meteórica (Hedenquist 1987, Heald *et al.* 1987). La existencia de una diatrema con relleno de vulcanitas ubicada a unos 500 m al S de

Tabla 1: Sucesión paragenética de mina La Estancia

Minerales	Hipogénicos				Supergénicos
	Estadio I	Estadio II	Estadio III	EIV	
Cuarzo	—	—	—	—	
Pirrotina	—	—	—	—	
Pirita	—	—	—	?	
Arsenopirita	—	—	—	—	
Marcasita	—	—	—	—	
Galena	—	—	—	—	
Boulangerita	—	—	—	—	
Esfalerita	—	—	—	—	
Calcopirita	—	—	—	?	
Greigita	—	—	—	—	
Oro		—			
Electro		—			
Wolframita		—			
Jamesonita		—			
Plata		—		?	
Pirargirita		—			
XX1		—			
Rutilo			—		
Grafito				—	
Romanechita					—
Cerusita				?	
Anglesita					—
Limonita					—
Calcosina					—
Covellina					—

la mina La Estancia es una evidencia indirecta de intrusiones relativamente someras, las cuales podrían ser las generadoras del sistema geotérmico.

Conclusiones

La mina La Estancia es un depósito epitermal vinculado al vulcanismo calcoalcalino normal a shoshonítico mio-plioceno de San Luis.

La alteración predominante de tipo sericitica y la mineralogía significativa representada por oro, electro, plata, galena, esfalerita, pirita indican la filiación de tipo sulfatación baja del yacimiento.

Su origen posiblemente esté vinculado a un sistema geotérmico desarrollado por cuerpos subvolcánicos cuya existencia se infiere por la presencia de diatremas cercanas al depósito.

Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a G. Más, L. Botto, O. Morello y N. Menegatti por los diagramas de rayos X realizados y a L. Malvicini por la lectura crítica del manuscrito. Asimismo se agradece a J. Cabello y J. Trípoli la provisión de bibliografía referida a la temática y al depósito respectivamente, y a M. Chabert los valiosos comentarios. La Universidad Nacional de San Luis financió parte del estudio a través del Proyecto de Ciencia y Técnica N° 348903.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bastin, E.S., 1950. Interpretation of ore textures. *Memories of the Geological Society of America, Memoirs 45*, New York.
 Bassi, H.G.L., 1948. Los aluviones auríferos de la zona "La Carolina,

- Río de la Carpa" (provincia de San Luis). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 3 (1): 5-53.
- Bassi, H.G.L., 1992. The Sierra Alta de San Luis a case of regmagentic control of gold mineralization. En: Rickard, M. J., *et al.* (Ed.): Basement Tectonics, 9, pp.211-222. Kluwer Academic Publishers, Amsterdam.
- Brogioni, N., 1987. Petrología del vulcanismo Mio-plioceno de la provincia de San Luis. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie). Sección Geología, 10: 71-100.
- Brogioni, N., 1988. Caracteres geológicos y clasificación de los domos volcánicos Mio-pliocenos de San Luis. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie). Sección Geología, 10: 101-112.
- Cabrera, 1973. Exploración mina "La Estancia". Servicio Minero Nacional, 7 p., Buenos Aires, (inédito).
- Dalla Salda, L., 1987. Basement tectonics of the southern pampean ranges, Argentina. Tectonics, 6 (3): 249-260.
- Edwards, A.B., 1954. Textures of the ore minerals and their significance. Australasian Institute of Mining and Metallurgy, 243 p., Melbourne.
- Fernández Lima, J.C., 1981. Recursos minerales metalíferos. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, pp. 237-264, Buenos Aires.
- Fleischer, M., 1991. Glossary of mineral species. Mineralogical Record Inc., 202 p., Tucson.
- Heald, P., Foley, N.K. y Hayba, D.O., 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types. Economic Geology, 82: 1-26.
- Hedenquist, J.W., 1987. Mineralization associated with volcanic-related hydrothermal systems in the circum-pacific basin. En: Horn, M.K. (Ed.): Transactions of the Fourth Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Conference, pp. 513-524. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Singapore.
- Kross, G. y Dekowski, C., 1989. Propuesta para el proyecto de oro y plata "La Estancia". Cooperación Minera Argentino-Alemana, 6 p., Buenos Aires, Dirección Provincial de Minería de la Provincia de San Luis, (inédito).
- Lapidus, A., 1952. Informe sobre la mina "La Estancia". Departamento Pringles, Provincia de San Luis. Ministerio de Industria y Comercio de la Nación, 12 p. + 3 láminas, Buenos Aires, (inédito).
- Llambás, E. y Brogioni, N. 1981. Magmatismo mesozoico y cenozoico. En: Yrigoyen, M. (Ed.): Geología y recursos naturales de la provincia de San Luis. 8° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, pp. 101-115, Buenos Aires.
- Malvicini, L. y Saulnier, M.E., 1987. Texturas de depósitos minerales. Revista de la Asociación Argentina de Mineralogía, Petrología y Sedimentología, Serie Didáctica N°3, 95 p.
- Malvicini, L., Ortíz Suárez, A., Sosa, G., Ulacco, H. y Ramos, G. 1991. El ciclo metalogénico Precámbrico-paleozoico de la Sierra de San Luis, República Argentina. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes ampliados, 101-106, Santiago.
- Nickel, E.H. y Mandarin, J.A., 1987. Procedures involving the IMA commission on new minerals and mineral names and guidelines on mineral nomenclature. American Mineralogist, 72: 1031-1042.
- Ramdohr, P., 1980. The ore minerals and their intergrowths. Second edition (International Series in Earth Sciences; volumen 35), Two volumes, Pergamon Press, 1205 p., Frankfurt.
- Ramos, V.A., 1991. Los ambientes tectónicos de los distritos wolframíferos de las Sierras Pampeanas. En: Brodtkorb, M.K. de (Ed.): Geología de Yacimientos de Wolframio de las Provincias de San Luis y Córdoba, Argentina, pp. 185-196. Instituto de Recursos Minerales. Universidad Nacional de La Plata, La Plata.
- Ramos, V.A., Munizaga, F. y Kay, S.M., 1991. El magmatismo cenozoico a los 33°S de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. 6° Congreso Geológico Chileno, Resúmenes ampliados, 892-896, Santiago.
- Rojo, C. y Baños, E., 1986. Formulación del proyecto "Mina La Estancia", Provincia de San Luis. Secretaría de Estado de Minería, Departamento Centro Exploración San Juan, 22 p. + 1 plano, San Juan, (inédito).
- Schwartz, G.M., 1931. Textures due to unmixing of solid solutions. Economic Geology, 26: 739-763.
- Schwartz, G.M., 1951. Classification and definitions of textures and mineral structures in ores. Economic Geology, 46: 578-591.
- White, N.C. y Hedenquist, J.W., 1990. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. Journal of Geochemical Exploration, 36: 445-474. Amsterdam.

Recibido: 15 de julio, 1993

Aceptado: 9 de mayo, 1994

Platinum group elements and gold in serpentinitized ultramafic rocks from the Cordillera Frontal, Argentina

Ernesto Alfredo BJERG

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad Nacional del Sur,
Departamento de Geología, San Juan 670, 8000 Bahía Blanca, Argentina

RESUMEN. Elementos del grupo del platino y oro en rocas ultramáficas serpentinizadas de la Cordillera Frontal, Argentina. En el oeste de la Argentina, en el ámbito de la Cordillera Frontal, afloran rocas ultramáficas serpentinizadas (Paleozoico Inferior) de tipo Alpino, alojadas en esquistos de bajo grado (500 ± 50 Ma) y asociadas a gabros, diabasas, pillow lavas, mantos lávicos y sedimentos metamorfizados. Muestras provenientes de dos localidades, el distrito Salamanca y el área de las Tunas, fueron analizadas por Os, Ir, Ru, Rh, Pt, Pd (Elementos del Grupo del Platino, PGE) y Au, para tratar de establecer la existencia de relaciones entre el contenido de metales preciosos y la mineralogía de las rocas y de los sulfuros asociados, y además evaluar la influencia que los procesos de serpentización pudieron haber ejercido en la distribución de los metales preciosos. El contenido de PGE+Au es bajo en ambas áreas (<80 ppb) y los diagramas de normalización a Condrita C1 presentan un diseño en "W", con relaciones Pd/Ir bajas y enriquecimientos moderados de Pd y significativos de Au. El diseño de los diagramas normalizados es similar a los correspondientes a komatiitas portadoras de sulfuros y especialmente a los de serpentinitas, serpentinitas asociadas a sulfuros y rocas talquizadas-carbonatizadas asociadas a ofiolitas. Los diseños de las muestras estudiadas, con empobrecimientos de Pt y enriquecimientos de Pd se interpretan como resultantes de la remobilización de los metales nobles por fases fluidas relacionadas a los procesos de serpentización.

Introduction

Over the past several years, quantitative Platinum Group Elements (the PGE) mineral and whole-rock data have become available for ultramafic-mafic rocks belonging to various geological settings, including ophiolitic and stratiform (sulphide-rich and -poor) complexes (Oshin and Crocket 1982; Talkington and Watkinson 1986; Thalhammer *et al.* 1990; Gijbels *et al.* 1974), ultramafic nodules (Mitchell and Keays 1981), komatiites (Keays 1982) and oceanic basalts (Crocket and Teruta 1977).

The highest absolute abundances of the PGE are in stratiform complexes that contain Cu-Ni-Fe sulphides, principally primary, but also secondary (Talkington and Watkinson 1986; Halkoaho *et al.* 1990). Most other types of complexes lack economically exploitable deposits of the PGE. For stratiform and ophiolitic complexes, the concentration of the PGE, Os, Ir, Ru, especially where associated with chromite-rich samples, are similar (~ 0.2 x chondrite); whereas two distinctive chemical trends are defined for Pt, Pd and Rh. For these three PGE, stratiform complexes have abundances up to several hundred x chondrite (Penikat intrusion, Halkoaho *et al.* 1990), whereas those of ophiolitic complexes are significantly lower (~ 0.1 x chondrite).

The influence of serpentization and metamorphism on noble metals mobility has been investigated among others, by Oshin and Crocket (1982), Barnes *et al.* (1985), Stumpfl (1986), Orberger *et al.* (1988, 1990), Leblanc and

Fischer (1990) and Thalhammer *et al.* (1990). These studies have shown that alteration affects the distribution of PGE+Au in ultramafic-mafic rocks, although it is not the dominant process in PGE fractionation.

The aims of this work are to examine the distribution of PGE and gold in altered ultramafic rocks from the Cordillera Frontal Range, Argentina, to discuss the influence of this alteration process in the actual distribution of precious metals and gold, and to examine the most probable ligands responsible for the transport of the PGE and Au.

The Rh-Pt-Pd-Au content of the serpentinitized ultramafic rocks from the Las Tunas area and Salamanca district in Cordillera Frontal Range, Argentina, is low, compared to the values reported for the Hochgrößen and Kraubath ultramafic massifs (Austria) by Thalhammer *et al.* (1990) and for the Bou Azzer ophiolite complex (Morocco) by Leblanc and Fischer (1990). Only in the Salamanca district is there a weak correlation between the whole-rock content of precious metals, and Ni and the mineralogy of the sulphide mineralization (Bjerg *et al.* 1992b).

Bjerg *et al.* (1993) inferred from textural and compositional evidences that optical and chemical zonation of Zn-chromites were the result of alteration processes. The fluids involved in the alteration were related to the serpentization process, which affected the ultramafic rocks in these areas. They were also responsible for both ferritchromite formation and Zn addition to the chromites.

New whole-rock geochemical data from the Salamanca district and the Las Tunas area, strongly suggest that this alteration process also affected PGE distribution.

The resulting PGE patterns are similar to those reported by Barnes *et al.* (1985) for altered sulphide-bearing komatiites.

Location and geologic setting

Numerous serpentinized ultramafic bodies crop out in the Cordillera Frontal Range in Mendoza province, western Argentina. They are hosted by folded NE-striking mica and amphibole schists and marbles, with mineral paragenesis typical of low grade metamorphism (Bjerg *et al.* 1992b), corresponding to the Complejo Metamórfico (Cambrian, 500 ± 50 Ma, Caminos *et al.* 1982).

The ultramafic rocks, which are of uncertain age (between 500 and 300 Ma), are considered to represent part of an Alpine-type belt (Villar 1985) and occur over a distance of 60 km, as elongated NE-striking bodies. Granodiorite and granite plutons (300 Ma, Polansky 1972) intrude both ultramafic and metamorphic rocks which are also crosscut by dioritic dykes.

The Complejo Metamórfico has also been intruded by Upper Carboniferous-Lower Permian rhyolitic and rhyodacitic rocks and is covered by Pleistocene basalt lava flows (Polansky 1972).

On the basis of studies of ophiolites in the northern Cordillera Frontal and the western Precordillera Ranges, Haller and Ramos (1984) considered the plutonic and volcanic rocks of these two regions as the southernmost portions of an ophiolitic belt. Villar and Donnari (1989) also proposed that the serpentinized ultramafic rocks in the Salamanca district represent the basal section of an ophiolite complex.

Recent field observations have shown that in the Las Tunas area the ultramafic-mafic sequence is composed of serpentinized ultramafic rocks, altered gabbros and basalts. The latter show pillow structures and are covered by low-grade metasedimentary rocks. The whole sequence has been affected by intense folding, faulting and low grade metamorphism, which has obscured the original nature of the rocks.

Zoned Zn-rich chromites (Bjerg *et al.* 1993) occur within serpentinized ultramafic rocks in the Salamanca district and the Las Tunas area (Fig. 1). An important sulphide mineralization occurs in the Salamanca district. The ore-mineral association is comprised of pyrrhotite, chalcopyrite and sphalerite as major constituents, as

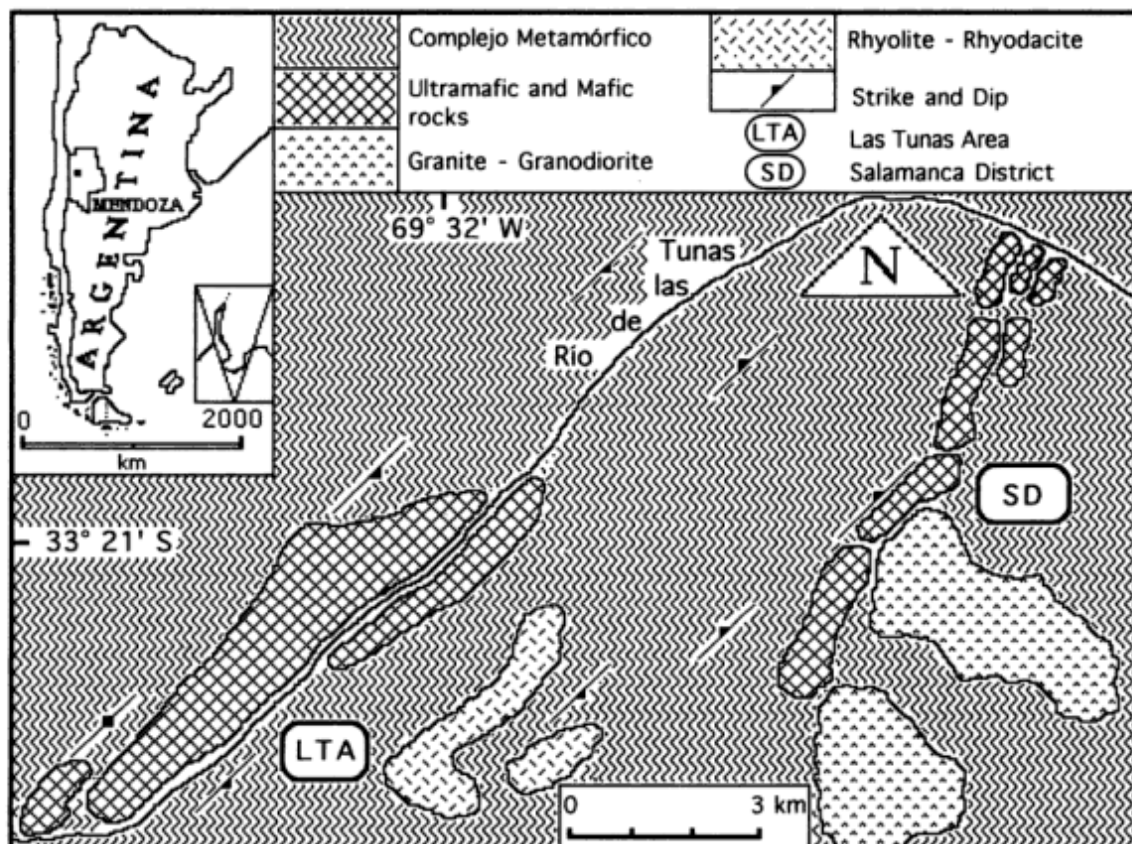


Figure 1: Geological sketch map indicating the location of the Salamanca district and the Las Tunas area.

well as Co-pentlandite, mackinawite (Fe, Ni, Co,...)S, cubanite CuFe_2S_3 , molybdenite and gold (Brodtkorb 1970, 1971 and Bjerg 1984, 1985).

Analysis and sample descriptions

Samples were analyzed using Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry, after preconcentration by nickel sulphide fire assay (X-Ray Assay Laboratories, Canada). The detection limits for Au, Pd, Pt, Rh, Ru are 1 ppb, for Os 3 ppb and for Ir 0.1 ppb.

Salamanca district

The serpentinized ultramafic rocks of the Salamanca district have non-pseudomorphic interpenetrating textures according to the scheme of Wicks and Whittaker (1977) and Wicks *et al.* (1977), and are mostly composed of laths of gamma serpentine. XRD and microscopic studies show that antigorite dominates and replaces lizardite-chrysotile. In a few samples it is still possible to recognize relict crystals of olivine and pyroxene and pseudomorphic serpentine textures.

The associated minerals are talc, calcite, dolomite, magnesite, amphiboles and chlorites. These are also the main constituents of the alteration zone developed to the west of the NE-SW fault zone where the main sulphide mineralization occurs. Within this fault zone the sulphide ore is massive and it grades into disseminated ore in the serpentinites.

Disseminated Zn-ferritchromites (7 wt.% ZnO, Bjerg *et al.* 1993), rimmed by Cr-magnetite occur associated with the disseminated sulphides. They are the end product of alteration processes that affected primary chromites. The fluids involved in these alteration processes were related to serpentinization and they led to the formation of the ferritchromites and Zn addition to these minerals.

PGE+Au concentrations were analyzed in massive sulphides and in serpentinites containing disseminated sulphides.

Las Tunas area

In the Las Tunas area, laths of gamma serpentine define the dominant texture, which can be classified as non-pseudomorphic interpenetrative according to Wicks and Whittaker (1977) and Wicks *et al.* (1977). Pseudomorphic textures after olivine, pyroxene and amphiboles were observed in very few samples.

The associated minerals are talc, calcite, dolomite, magnesite, amphiboles and chlorites. The ultramafic serpentinized bodies develop a talc-chlorite-carbonate

alteration zone towards their contact with the country rocks. Disseminated sulphides, mainly pentlandite, pyrrhotite and chalcocopyrite, are associated with the serpentine minerals.

Zn-chromites, rimmed by Zn-ferritchromites and Cr-magnetites (Bjerg *et al.* 1993), occur as disseminations and also as very thin lenses (1-2 cm wide) and rounded concentrations, the latter reaching 2-3 cm in diameter. The gradient in ZnO content in the Zn-chromites and the formation of the Zn-ferritchromites, are the result of fluids related to the serpentinization process which affected the ultramafic rocks of this area.

PGE+Au concentrations were analyzed in serpentinized rocks with relict olivine and pyroxene and in the chloritized and carbonatized rocks that occur to the outer border of the ultramafic bodies.

Results

Whole rock PGE results from both areas are listed in Table 1, and C 1 chondrite-normalized diagrams (Naldrett and Duke 1980) are presented in Fig. 2a-b The combined PGE content in all the analyzed samples is low (<80 ppb). The overall abundance trend is Os>Ru>Ir and Pd>Pt>Rh.

Table 1: PGE and Au contents (ppb) for sulphide-bearing serpentinites (Analysis 1 and 2) and massive sulphides (Analysis 3) from the Salamanca district; serpentinite (Analysis 4); chlorite- and carbonate-rich serpentinites (Analysis 5 and 6) from the Las Tunas area.

Anal/ Elem.	1	2	3	4	5	6
Os	12	6	9	6	6	6
Ir	3.3	1.3	0.3	3	0.2	0.3
Ru	5	2	3	5	2	2
Rh	4	2	3	2	2	2
Pt	4	7	3	5	2	2
Pd	16	18	8	55	33	8
Au	270	480	480	3	2	1800

Compared to the PGE, Au enrichment (maximum 1.8 ppm) is pronounced, especially in the samples containing sulphides (Fig. 2a). In these samples small electrum grains were recognized in fractures and along chalcocopyrite-sphalerite interfaces. In sulphide-bearing serpentinites, sulphides occur as veinlets, with textures indicating replacement of silicates, and filling interstitial spaces between silicates.

In the Las Tunas area, serpentinites with relicts of olivine and pyroxene crystals (relict crystals never exceed 5 %) exhibit rather flat PGE patterns (Fig. 2b, dotted line).

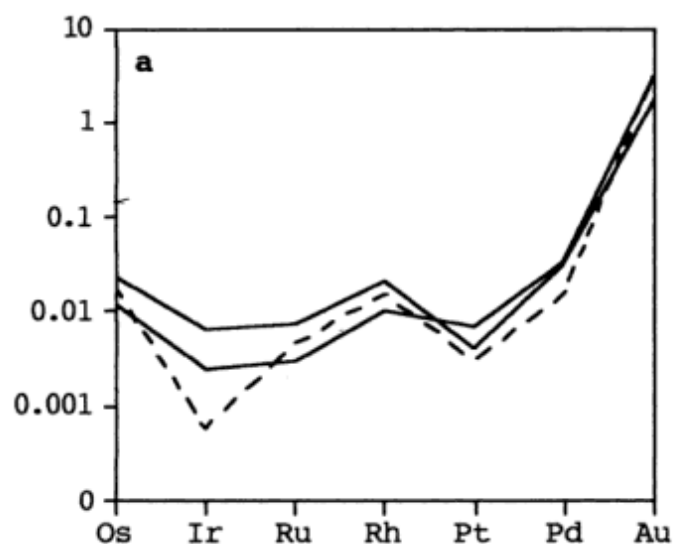
The curves plotted for carbonate-rich serpentinites

carrying chromite concentrations now replaced by magnetite, show a "W" shaped pattern due to low Ir and Pt contents (Fig. 2b, broken line). Plots for chlorite-rich rocks occurring at the outer margin of the serpentinites also show a "W" shaped pattern, with relatively high (33 ppb) Pd contents (Fig. 2b, solid line).

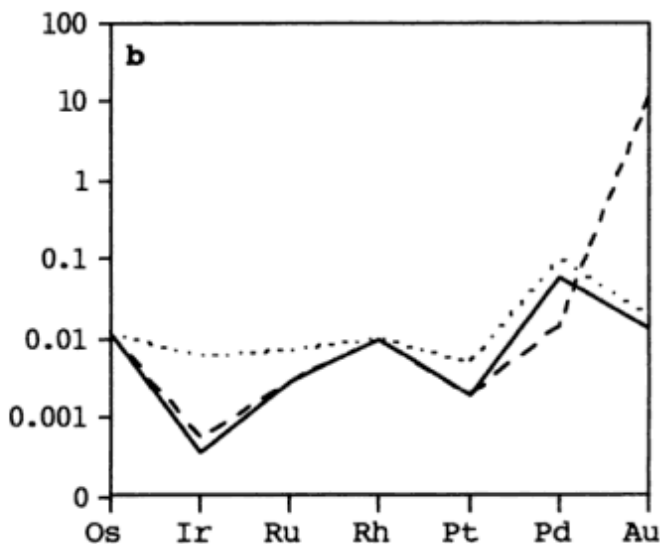
In the Salamanca district, plots for massive sulphides (Fig. 2a, broken line) (mostly pyrrhotite with minor pentlandite, chalcocopyrite and sphalerite) show a more

pronounced "W" shaped pattern than the sulphide-bearing serpentinites (Fig. 2a, solid line). They show Ir and Pt depletion and enrichment of both Pd and Au, Pd attaining its highest value in the sulphide-bearing serpentinites.

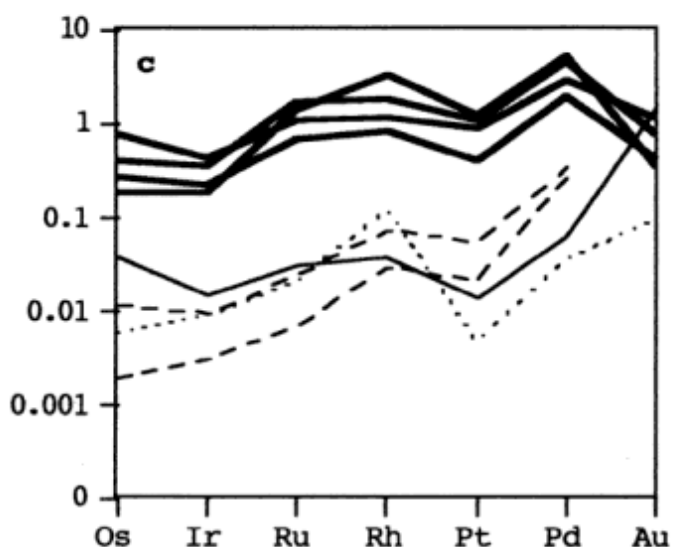
Three samples show high Ir content (Table 1). Two are serpentinites (Analysis 1 and 2) which contain disseminated grains of Zn-chromite (partially altered) and relicts of olivine and pyroxene crystals. The other



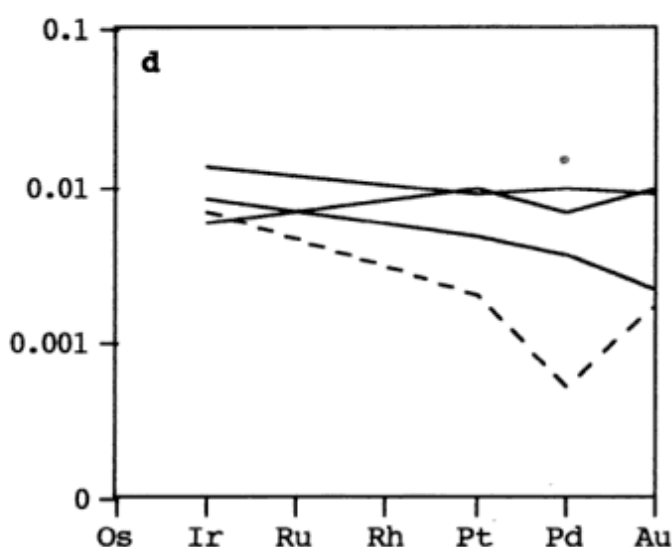
a) Sulphide bearing serpentinites (Analysis 1 and 2) ——— and massive sulphides (Analysis 3) - - - - from the Salamanca district.



b) Serpentinite (Analysis 4) ·····, chlorite-rich serpentinite (Analysis 5) ——— and carbonate-rich serpentinite (Analysis 6) - - - - from the Las Tunas area.



c) Serpentinites - - - - ; sulphide-bearing serpentinites normalized to 100% sulphides ——— ; carbonate-rock ·····; sulphide-bearing komatiites normalized to 100% sulphides ——— (References in text).



d) Harzburgites ——— and dunite - - - - (References in text).

Figure 2: C 1 chondrite/Sample diagrams (ordinate axis) of PGE+Au. Normalizing values from Naldret and Duke (1980).

(Analysis 4) is a sulphide-bearing serpentinite carrying disseminated Zn-ferritchromite grains.

Discussion

There is increasingly abundant evidence that aqueous fluids may play a role in mobilizing PGE during some stage of the formation of PGE occurrences which were previously thought to be exclusively magmatic in origin (Mountain and Wood 1988; Stumpfl 1986; Stumpfl and Rucklidge 1982; Ballhaus and Stumpfl 1985-1986; Watkinson *et al.* 1986; Boudreau and McCallum 1986).

Thalhammer *et al.* (1990) investigated the occurrence of PGE in ultramafic massifs of the Alps. They established that local variability of PGE distributions, ranging from patterns typical for ophiolitic chromites to unexpected patterns characterized by enrichment and/or depletion in Rh, Pt and Pd (Fig. 2c, broken line), can not be explained by magmatic processes such as degrees of melting and/or fractionation. They suggested that secondary redistribution of PGE occurred during serpentinization and metamorphism.

Leblanc and Fischer (1990) established that sulphide-bearing serpentinites (Fig. 2c, solid line) and carbonate rocks (Fig. 2c, dotted line) from Bou Azzer exhibit PGE chondrite-normalized patterns similar to sulphide-bearing komatiites, with negative Pt and positive Au anomalies. According to these authors, PGE and Au were remobilized as bisulphide complexes in CO_2 - H_2O -hydrothermal fluids, during serpentinization of pre-existing magmatic sulphide concentrations in the parent peridotite. Buisson and Leblanc (1986) proposed a similar process for gold mineralization in carbonatized serpentinites.

Orberger *et al.* (1988, 1990) suggested that primary Pt and Pd in the serpentinized dunites from the Acoje Ophiolitic Block (Philippines), were remobilized and reprecipitated due to syn- or post-serpentinization processes.

In the Cordillera Frontal samples, the noble metal patterns of serpentinites with relict olivine and pyroxene crystals and those of sulphide-bearing serpentinites are relatively flat. They are characterized by depletion of Pt and enrichment of Pd. Chlorite- and carbonate-rich and massive sulphide samples show "W" patterns, characterized by Ir and Pt depletion and Pd enrichment.

The patterns of the studied rocks, which also exhibit remarkable enrichment of Au, are similar to those of serpentinites (Fig. 2c, broken line) (Thalhammer *et al.* 1990), carbonate rocks and sulphide-bearing serpentinites (Fig. 2c, dotted and solid lines respectively) (Leblanc and Fischer 1990) and sulphide-bearing komatiites (Fig. 2c, thick solid lines) (Naldrett 1981; Barnes *et al.* 1985). The latter have higher PGE contents and lack the Au enrichment of the former two. According

to Barnes *et al.* (1985) the correlation between negative Au and Pt anomalies in sulphide-bearing komatiites, suggests that both elements were affected by alteration processes. The similarities with sulphide bearing komatiites was also observed by Villar *et al.* (1992) in mafic-ultramafic rocks from the Cordillera Frontal and Fiambalá.

Compared to patterns of peridotites (Fig. 2d, harzburgites solid line and dunite broken line, Barnes *et al.* 1985), the samples from the Cordillera Frontal Range show distinctive Ir and Pt depletion and Au enrichment.

The ligands considered most likely to contribute to Pt and Pd transport are chloride, hydroxide, bisulphide and ammonia (Mountain and Wood 1988). The simultaneous transport of Cu, Ni, Pt and Pd may be explained by bisulphide and/or hydroxide complexes. Au is enriched, especially in the samples with sulphides (Fig. 2 a-b). The presence of electrum grains in these samples is consistent with bisulphide complexing as well, since both Au (Seward 1973) and Ag (Schwarzenbach and Widner 1966) are also mobile in bisulphide solutions.

The enrichment of Pd and Au in the Cordillera Frontal samples, can be interpreted as the result of the simultaneous transport of Pd, Au, Pt and base metals as bisulphide complexes.

In the Cordillera Frontal Range, noble metals were most probably remobilized as bisulphide complexes during serpentinization. Precipitation of these complexes could have occurred due to a drop in the temperature and/or pressure, or, more likely, in the sulphur concentration of the fluid, caused by the precipitation of iron sulphide. Both Pt and Pd, but especially Pd, were probably deposited together with the sulphides (most likely pentlandite), in solid solution. Makovicky *et al.* (1986) established that Pd, Pt, Rh and Ru can enter the pentlandite structure, but not the chalcopyrite structure. Pd in pentlandites were detected by Cabri *et al.* (1984) in Stillwater and Sudbury and by Orberger *et al.* (1988) in the Acoje Ophiolitic Block.

Another possibility would be that PGE crystallized as minute inclusions in sulphides and/or silicates, but so far, no PGM have been recognized in any of the samples studied.

Conclusions

The PGE patterns of the altered ultramafic rocks studied show affinities to those of serpentinites, carbonate rocks and sulphide-bearing serpentinites from other ophiolitic complexes, where remobilization of noble metals has played a significant role in their actual distribution and originated distinctive chondrite normalized patterns.

The similarities between the PGE patterns from the Salamanca district and the Las Tunas area to those of

altered sulphide-bearing komatiites, suggest that even rocks which were formed under different conditions and which have different compositions can develop similar patterns, due to late remobilization processes which affected primary magmatic PGE+Au contents.

The PGE+Au patterns of the serpentinized ultramafic rocks from the Cordillera Frontal Range, are interpreted as the result of remobilization of primary magmatic PGE+Au contained in sulphides and chromites. Pt, Pd and Au were most probably remobilized by bisulphide complexes in CO₂- and H₂O-bearing hydrothermal fluids related to serpentinization.

Acknowledgments

The author is grateful to Eugen F. Stumpfl, A. Mogessie and O. Thalhammer for many helpful discussions; to M.T. Styles, R. Annel, R.B. Evans and one anonymous referee for their comments; to CONICET of Argentina for a Post Doctoral Fellowship that allowed him to develop a Research Project in the Institute of Geological Sciences, Mining University Leoben, Austria.

REFERENCES

- Ballhaus, C.G. and Stumpfl, E.F., 1985. Occurrence and petrological significance of graphite in the Upper Critical zone, western Bushveld Complex, South Africa. *Earth Planetary Science Letters*, 74:58-68.
- Ballhaus, C.G. and Stumpfl, E.F., 1986. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky reef: Evidence from hydrous silicates and fluid inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 94:193-204.
- Barnes, S.J., Naldrett, A.J. and Gorton, M.P., 1985. The origin of the fractionation of platinum-group elements in terrestrial magmas. *Chemical Geology*, 53:303-323.
- Bjerg, E.A., 1984. Identificación de las fases monoclinica y hexagonal de la pirrotina de mina Salamanca. Su posible uso como geotermómetro. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino, S.C. de Bariloche*, 3:269-274. Buenos Aires.
- Bjerg, E.A., 1985. Aspectos genéticos del proceso de mineralización y su relación con los cuerpos serpentínicos del área de las minas Salamanca, La Luisa y La Barrera, departamento Tupungato, provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Departamento de Geología, Universidad Nacional del Sur, Biblioteca Central, 93 p. (inédito).
- Bjerg, E.A., Gregori, D. A., Losada Calderón, A. and Labudía, C. H., 1992a. Las metamorfitas del Faldeo Oriental de la Cuchilla de Guarguaraz, Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45 (3-4):234-245.
- Bjerg, E.A., Stumpfl, E.F. and Prochaska, W., 1992b. Rh-Pt-Pd-Au en rocas ultramáficas de la Cordillera Frontal, Mendoza, Argentina. *Actas 1º Reunión de Mineralogía y Metalogénesis - 1º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas*, 371-378. La Plata.
- Bjerg, E.A., Brodtkorb, M.K. de and Stumpfl, E.F., 1993. Compositional zoning in Zn-chromites from the Cordillera Frontal Range, Argentina. *Mineralogical Magazine*, 57:131-139.
- Boudreau, A.E. and McCallum, I.S., 1985. Evidence for mineral reactions and metasomatism by silica-undersaturated Cl-rich fluids in the main Pt-Pd zone, Stillwater Complex, Montana, (abs.). *Canadian Mineralogist*, 23:293-294.
- Brodtkorb, M. K. de, 1970. La cobalto-pentlandita del yacimiento Salamanca, prov. de Mendoza, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25:307-310.
- Brodtkorb, M. K. de, 1971. El yacimiento Salamanca, ejemplo de depósito "hidrotermal" de Cu-Ni. *Actas 1º Congreso Hispano Luso Americano de Geología Económica*, 1001-1011.
- Buisson, G. and Leblanc, M., 1986. Gold bearing listwaenites (carbonatized ultramafic rocks) in ophiolite complexes. In: Gallagher, M.J., Ixer, R.A., Neary, C.R. and Prichard, H.M. (Eds.): *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. The Institution of Mining and Metallurgy*, pp.121-132, London.
- Cabri, L.C., Blank, H., Goresy, A.E., Laflamme, J.H.G., Nobiling, R., Sizogoric, M.B. and Traxel, K., 1984. Quantitative trace-element analysis of sulphides from Sudbury and Stillwater by proton-microprobe. *Canadian Mineralogist*, 22:521-542.
- Caminos, R., Cingolani, C.A., Hervé, F. and Linares, E., 1982. Geochronology of the pre-Andean metamorphism and magmatism in the Andean Cordillera between latitudes 30° and 36° S. *Earth-Science-Reviews*, 18:333-352.
- Crocket, J.H. and Teruta, Y., 1977. Palladium, iridium and gold contents of mafic and ultramafic rocks drilled from the Mid-Atlantic Ridge, leg 37, Deep Sea Drilling Project. *Canadian Journal of Earth Science*, 14:777-784.
- Gijbels, R., Millard, H.T., Desborough, G.A. and Bartel, A.J., 1974. Osmium, ruthenium, iridium and chromite from the eastern Bushveld Complex, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38:319-337.
- Halkoaho, T.A.A., Alapieti, T.T. and Lahtinen, J.J., 1990. The Sompujarvi PGE Reef in the Penikat Layered intrusion, Northern Finland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42: 39-55.
- Haller, M. J. and Ramos, V. A., 1984. Las ofiolitas famatinianas (Eopaleozoico) de las provincias de San Juan y Mendoza. *Actas 9º Congreso Geológico Argentino, S.C. de Bariloche*, 2:66-83, Buenos Aires.
- Keays, R.R., 1982. Palladium and iridium in komatiites and associated rocks, application to petrogenetic problems. In: Arndt, N.T. and Nisbet, E.G. (Eds.): *Komatiites*. Allen, pp.435-458, London.
- Leblanc, M. and Fischer, W., 1990. Gold and platinum group elements in cobalt-arsenide ores: hydrothermal concentration from a serpentinite source-rock (Bou Azzer, Morocco). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42:197-209.
- Makovicky, M., Makovicky, E. and Rose-Hansen, J., 1986. Experimental studies on the solubility and distribution of platinum group elements in base-metal sulphides in platinum deposits. In: Gallagher, M.J.; Ixer, R.A.; Neary, C.R. and Prichard, H.M. (Eds.): *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks. The Institution of Mining and Metallurgy*, pp.415-425, London.
- Mitchell, R.H. and Keays, R.R., 1981. Abundance and distribution of gold, palladium and iridium in some spinel and garnet lherzolites: implications for the nature and origin of precious metal, sulphur-rich intergranular components in the Upper mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45:2425-2442.
- Mountain, B.W. and Wood, S.A., 1988. Chemical controls on the solubility, transport, and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: a thermodynamic approach. *Economic Geology*, 83:492-510.
- Naldrett, A.J. and Duke, J.M., 1980. Pt metals in magmatic sulfide ores; the occurrence of these metals in relation to the formation and importance of these ores. *Science*, 208:1417-1424.
- Naldrett, A.J., 1981. Platinum-group element deposits. *Canadian Institute of Mineralogy and Metallurgy, Special Issue*, 23:197-232.
- Orberger, B., Friedrich, G. and Woermann, E., 1988. Platinum-

- group-element mineralization in the ultramafic sequence of the Acoje ophiolite block, Zambales, Philippines. In: H.M. Prichard, P.J. Potts, J.F.W. Bowles and S.J. Cribb (Eds.): *Geoplatinum 87*. Elsevier, pp.361-380, Amsterdam.
- Orberger, B., Friedrich, G. and Woermann, E., 1990. The distribution of halogens and carbon in PGE-bearing ultramafics of the Acoje ophiolitic block, Zambales, Philippines. *Journal of Geochemical Exploration*, 37:147-169.
- Oshin, I.O. and Crocket, J.H., 1982. Noble metals in the Thetford mines ophiolite, Quebec, Canada. Part I: Distribution of gold, iridium, platinum and palladium in the ultramafic and gabbroic rocks. *Economic Geology*, 77:1556-1570.
- Polansky, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 24 a-b, Cerro Tupungato, provincia de Mendoza. *Boletín de la Dirección Nacional de Geología y Minería*, 128:1-110, Buenos Aires.
- Schwarzenbach, G. and Widmer, M., 1966. Die Löslichkeit von Metallsulfiden. II. Silbersulfid. *Helvetica Chimica Acta*, 49:111-123.
- Seward, T.M., 1973. Thiocomplexes of gold and the transport of gold in hydrothermal ore solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37:379-399.
- Stumpfl, E.F., 1986. Distribution, transport and concentration of platinum group elements. In: M.J. Gallagher, R.A. Ixer, C.R. Neary and H.M. Prichard (Eds): *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. The Institution of Mining and Metallurgy, pp.379-394, London.
- Stumpfl, E.F. and Rucklidge, J.C., 1982. The platiniferous dunite pipes of the eastern Bushveld. *Economic Geology*, 77:1419-1431.
- Talkington, R.W. and Watkinson, D.M., 1986. Whole rock platinum-group element trends in chromite-rich rocks in ophiolitic and stratiform igneous complexes. In: Gallagher, M.J.; Ixer, R.A.; Neary, C.R. and Prichard, H.M. (Eds.): *Metallogeny of basic and ultrabasic rocks*. The Institution of Mining and Metallurgy, 427-440, London.
- Thalhammer, O.A.R., Prochaska, W. and Mühlhans, H.W., 1990. Solid inclusions in chrome-spinels and platinum group element concentrations from the Hochgrössen and Kraubath Ultramafic Massifs (Austria). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 105 : 66-80.
- Villar, L. M., 1985. Las fajas ultrabásicas argentinas, tipos de ultramáficas. *Metalogenia. Actas 4º Congreso Geológico Chileno*, 4:610-633. Santiago.
- Villar, L. M. and Donnari, E. I., 1989. Asociación peridotita-gabro estratificado de la sección septentrional de la faja ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Actas de la Reunión de Geotranssectas de América del Sur*, 1:45-49.
- Villar, L.M., Donnari, E.I., Segal, S.J. and Page, N., 1992. Platinoideos en la faja máfica-ultramáfica de la Cordillera Frontal de Mendoza y en el gabro de Fiambalá, Catamarca, Argentina. *Actas 1º Reunión de Mineralogía y Metalogenia - 1º Jornada de Mineralogía, Petrografía y Metalogénesis de Rocas Ultrabásicas*, pp. 475-489. La Plata.
- Watkinson, D.H., Dahl, R. and McGoran, J., 1986. The Coldwell Complex platinum-group-elements deposit: 2. Relationships of platinum-group-elements to pegmatitic biotite-bearing gabbro and the role of a fluid phase (abs.). *Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada Program with Abstracts*, 11 : 142-143.
- Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W., 1977. Serpentine textures and serpentinization. *Canadian Mineralogist*, 15 : 459-488.
- Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W. and Zussman, J., 1977. An idealized model for serpentine textures after olivine. *Canadian Mineralogist*, 15 : 446-458.

Recibido: 25 de agosto, 1993

Aceptado: 14 de marzo, 1994

Geología e interpretación de la Formación Gualcamayo en su localidad clásica (suroeste de Guandacol y cordón de Perico-Potreriño), Precordillera septentrional

Ricardo A. ASTINI

*Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, C.C.395, 5000 Córdoba, Argentina
Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Argentina*

ABSTRACT. *Geology and palaeoenvironmental interpretation of the Gualcamayo Formation in its type locality (southwest Guandacol and Perico-Potreriño range), northern Precordillera.* The Gualcamayo Formation is a thick epicontinental basinal black shale succession, which covers transgressively the Lower Ordovician carbonates of the Precordillera Basin in western Argentina. Seven facies were recognized within the several detailed sections analyzed in the northern region of the Precordillera, southwest Guandacol. A basal marlstone member which indicates an important drowning episode is well recorded in this area. This member, interpreted as a distal carbonate-ramp succession, overlies a hiatal marine-flooding surface better exposed in other localities of the basin. Increasing subsidence lead to the formation of relatively deep water black argillaceous shales indicating strongly stratified oxygen depleted waters and low sediment rates (sediment starvation). During peak transgression the black shale facies expanded to cover almost all the Central and Eastern Precordillera, developing variable thicknesses and minor facies changes due to irregular bottom topography. In the upper member occurrences of sandstone layers and proximal block conglomerates, superbly exposed to the southwest of Guandacol, indicate sudden change of the depositional regime most probably due to tectonic instability.

Introducción

La Formación Gualcamayo constituye una sucesión de pelitas negras graptolíticas del Ordovícico inferior-medio. Esta unidad aflora con amplia distribución en el norte de la Precordillera de San Juan y La Rioja (Fig. 1). Su perfil tipo aflora en el río homónimo y en la quebrada de Las Corriditas (Fig. 2), aunque un perfil de referencia con mejor desarrollo de su tramo cuspidal lo constituye el de la quebrada de Las Plantas (Fig. 3). Suprayace en concordancia a la Formación San Juan y subyace al Grupo Trapiche. Al suroeste de Guandacol le suceden los conglomerados de la Formación Las Vacas que se apoyan en contacto neto erosivo o bien mediante una transición alternante con sus términos cuspidales, mientras que en la sierra de Perico-Potreriño limita con brechas calcáreas y calcipelitas de la Formación Las Plantas. Sus afloramientos forman fajas meridionales que están generalmente deprimidas con respecto al entorno por su menor resistencia a los agentes físicos. Superficialmente la unidad es de color gris oscuro a azulado y presenta marcada fisilidad. Internamente suele estar afectada por un intenso plegamiento que impide en varias localidades realizar perfiles continuos. Es común la presencia de pliegues "chevron" y similares de orden decamétrico. En la base de la localidad tipo la unidad se dispone homoclinalmente con una inclinación promedio de 45° al oeste. Es común que el contacto con las unidades subya-

centes y suprayacentes esté representado por fallas, al constituir éstos interfases de contraste mecánico frente a la deformación.

A pesar de los abundantes trabajos de índole paleontológico y bioestratigráfico realizados en esta unidad, hasta el momento, se carecía de un enfoque litofacial que permitiese analizarla desde un punto de vista paleoambiental. En este trabajo se da a conocer el estudio litofacial basado en diez perfiles (Fig. 4), con controles en localidades intermedias, abarcando el área clásica de dispersión de esta unidad (oeste de Guandacol y sierra de Perico-Potreriño). Las siete facies reconocidas se agrupan en distinta proporción y de forma natural en tres secuencias de facies (véase Tabla 1) que permiten reconocer el paleoambiente y su evolución vertical. Una contribución complementaria, se dedica a los aspectos estratigráficos de esta unidad y a su significado geológico en el contexto de la cuenca precordillerana.

Antecedentes

La Fm. Gualcamayo fue definida por Furque durante el levantamiento de la Hoja Geológica 17c (Guandacol) en 1951, fue dada a conocer por Harrington y Leanza (1957) y Furque (1958 y 1963). Según dichos autores comprende un conjunto de pelitas negras de ambiente

euxínico con una abundante fauna graptolítica y espesor máximo de 700 m. Aunque fue originalmente definida para el sector ubicado al suroeste de la localidad de Guandacol (Fig. 1), Cuerda (1965) y Furque (1979) la registraron con posterioridad en el borde occidental de la Sierra de Perico-Potreriillo (Fig. 5) ubicada al noreste de la ciudad de Jáchal. Esta localidad fue descrita recientemente por Benedetto *et al.* (1991), Albanesi (1991), Astini (1991) y Ortega *et al.* (1991). Baldis y Beresi (1981) y Baldis *et al.* (1982) extendieron su registro más al sur, hasta el flanco oriental de la Sierra de Villicum. Finalmente, Peralta (1986) la reconoció en

la localidad de Rinconada ubicada al sur de la ciudad de San Juan.

En el área localizada al oeste y suroeste de Guandacol, Astini (1986) la subdividió en tres miembros (Fig. 6): uno inferior, constituido por litofacies de calizas margosas y pelitas negras alternantes; uno medio, constituido por litofacies de arcillitas negras y uno superior, constituido por litofacies de fangolitas laminadas con bloques carbonáticos intercalados en el tramo superior. Benedetto *et al.* (1986) dieron a conocer parte de la fauna hallada en el miembro inferior o transición calcáreo-pelítica entre las formaciones Gualcamayo y San Juan. Astini (1991)

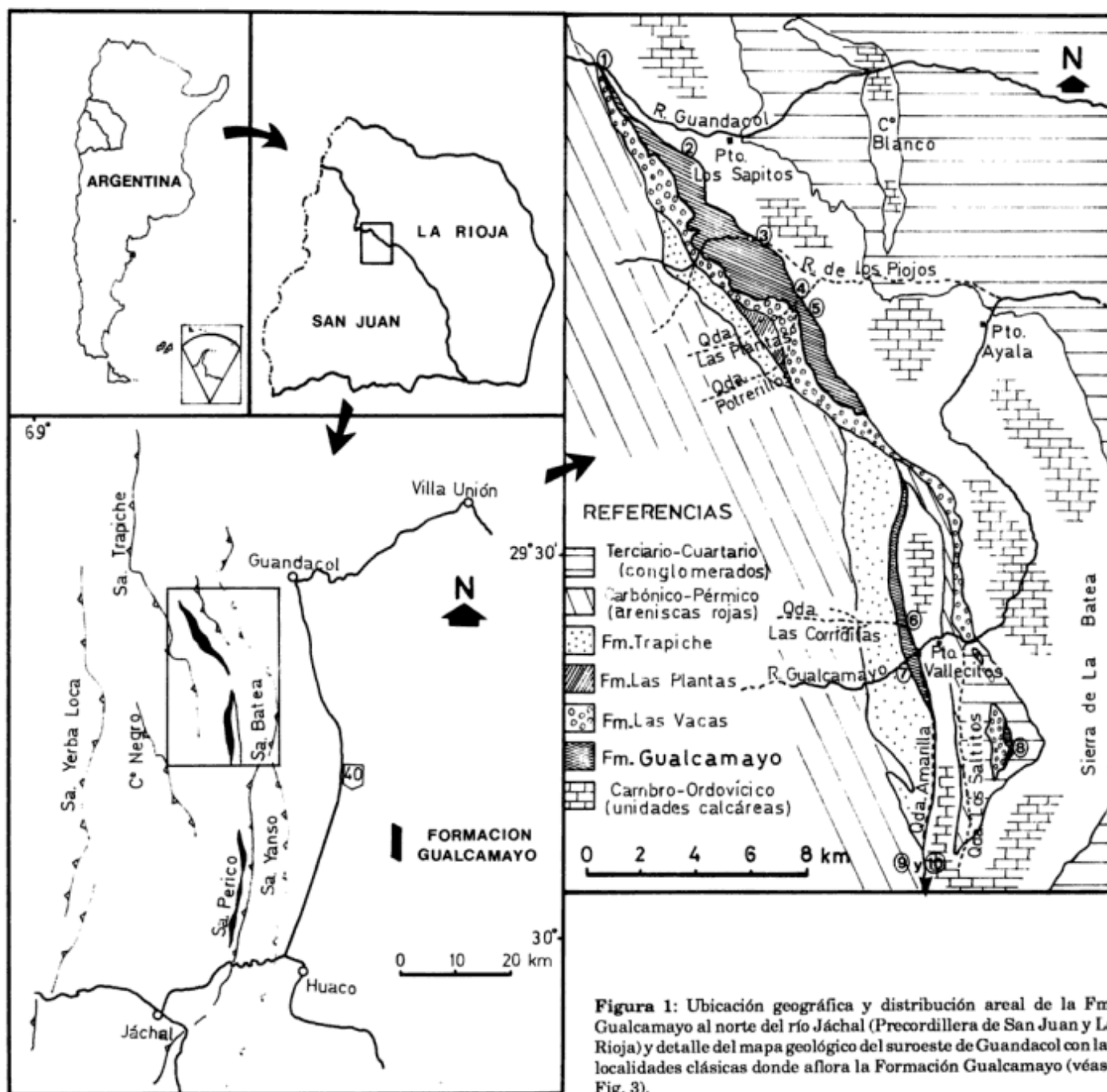


Figura 1: Ubicación geográfica y distribución areal de la Fm. Gualcamayo al norte del río Jáchal (Precordillera de San Juan y La Rioja) y detalle del mapa geológico del suroeste de Guandacol con las localidades clásicas donde aflora la Formación Gualcamayo (véase Fig. 3).

indica que los espesores reales de la Formación Gualcamayo varían entre 28 (Quebrada de Los Saltitos) y 234 m (Quebrada de Las Plantas). El espesor máximo medido en el Cordón de Perico-Potrerrillo es de 70 m.

Cuerda y Alfaro (1986) y Ortega *et al.* (1993 y en prensa) presentan una adecuada síntesis de la fauna de graptolitos hallada en esta unidad. Sin embargo, el primer esquema bioestratigráfico para esta unidad en su área tipo, fue propuesto por Ortega. Este último (pers. com.) y Ortega *et al.* (1993) la acotan entre el Arenigiano superior (Zona de *Isograptus victorie maximus*) y el Llanvirniano superior-Llandeiliano (Zona de *Glyptograptus teretiusculus*), variando la edad del tope en los distintos perfiles realizados al suroeste de Guandacol, pero nunca siendo más joven que el Llandeiliano inferior. Recientes hallazgos de conodontes permiten un mayor refinamiento de su bioestratigrafía (Ortega *et al.* 1991 y en prensa, Albanesi 1991).

En trabajos previos Astini (1986) y Astini *et al.* (1988) establecieron las características evolutivas de esta unidad. Recientemente, Astini (1991) llevó a cabo estudios integrales sobre ésta y otras unidades del Ordovícico clástico precordillerano, involucrando tanto su análisis de facies como aspectos composicionales y referidos al contenido de materia orgánica; estos últimos, dados a conocer en un trabajo complementario.

Litofacies

Facies G1: "Mudstones" finamente estratificados

Descripción: Se trata de calizas arcillosas de grano muy fino y aspecto macizo, de color gris claro en super-

Tabla 1: Cuadro de facies y secuencias de facies de la Formación Gualcamayo.

Formación Gualcamayo	
Litofacies (Fig.6)	
Facies G1:	<i>Mudstones</i> finamente estratificados
Facies G2:	Brechas calcáreas
Facies G3:	<i>Rudstones</i> y <i>floatstones</i> bioclásticos
Facies G4:	Turbiditas calcáreas
Facies G5:	Pelitas negras
Facies G6:	Paraconglomerados (de bloques)
Facies G7:	Areniscas líticas
Secuencias de facies	
Secuencia A: rampa distal	
Facies constituyentes: G1-82%+G2-6%+G3-3%+G2-2%+G5-7%	
Secuencia B: cuenca restringida	
Facies constituyentes: G5-100%	
Secuencia C: escarpas subácuas o pie de talud	
Facies constituyentes: G5-50%+G6-25%+G7-25%	

ficie y gris oscuro en cara fresca, dispuestas en estratos delgados a medianos de geometría tabular y buena continuidad lateral (superior a la centena de metros), que generalmente se hallan agrupadas en paquetes de 0,5 a 5 m de espesor y arreglo interno rítmico. Los bancos de *mudstones* margosos (localmente *wackestones*) se hallan separados por particiones pelíticas y calcipelíticas que llegan a tener 2 cm de espesor, son finamente laminadas, de color negro, ricas en materia orgánica y portadoras de abundantes graptolitos.

Los bancos individuales, de 7,5 cm de espesor promedio, poseen contactos netos, ondulados, irregulares o planos. En el tope o en la base de algunos bancos se reconoce laminación difusa, ondulada y cruzada de pequeña amplitud. Acumulaciones laminares de bioclastos y de duricostras aparecen con frecuencia en la superficie de algunas capas. Estas últimas, poseen color amarillo a ocre por acumulación de residuos insolubles (fundamentalmente ferruginosos) y bordes recristalizados (microesparita). En el tope de algunos bancos se observa un denso patrón de excavaciones subverticales (*shafts* y *vertical tubes*) con sección circular o elíptica en planta, internamente cementadas con esparita en bloques o rellenas con material fangoso peloidal, texturalmente diferente al de la capa. Algunas capas presentan moteados y en otras se reconocen excavaciones discretas sobreimpuestas. Los índices de icnofábrica corresponden a los N^o 4 y 5 de Droser y Bottjer (1986 y 1988). Ocasionalmente los *mudstones* están interrumpidos por láminas discontinuas o lenticulares de *micrograinstones* bioclásticos (con granos de limo cuarzoso y feldespatos angulosos en menos del 2 %). Dichos niveles suelen incluir graptolitos orientados.

Petrográficamente los *mudstones* presentan rasgos de neomorfismo, donde el fango calcáreo original ha sido recristalizado y dolomitizado parcial o totalmente. Trilobites, braquiópodos, y nautiloideos parcialmente fragmentados se distribuyen desordenadamente en proporciones inferiores al 2 %. El contenido de terrígenos no supera el 15 % y son ricos en materia orgánica y piritita. Localmente poseen bandas discontinuas y nódulos de chert oscuro.

Esta facies constituye el grueso del miembro inferior. Entre la fauna se destacan trilobites y braquiópodos descriptos por Benedetto *et al.* (1986). No se hallaron pliegues sinsedimentarios bien desarrollados pero sí adelgazamientos (seudoboudinage) en algunos estratos.

Interpretación: Constituyen depósitos hemipelágicos (cf. Scholle *et al.* 1983, McIlreath y James 1984, Demicco 1985) producidos por decantación en ambientes deficitarios en oxígeno, interrumpidos esporádicamente por corrientes suaves que podrían corresponder a corrientes de turbidez diluidas o a retrabajos efectuados por corrientes de fondo. El carácter tabular de estos depósitos se explica por efectos de manteo, típicos de procesos de decantación.

Los fangos carbonáticos (*periplatform oozes*) que componen esta facies, al igual que los restos fósiles bentónicos se comportan como material detrítico proveniente desde una plataforma carbonática o construcción carbonática aledaña (cf. Boardman y Neuman 1984). Su estructura maciza puede interpretarse como primaria (decanación en un medio restringido), pero en parte puede deberse a bioturbación, en contraste con las particiones de pelitas laminadas. Esto indica condiciones periódicas de oxigenación suficientes para permitir la instalación de una fauna de fondo (endofauna detrívora). Droser y Bottjer (1988) establecieron profundidades máximas de bioturbación de 6 cm en facies similares atribuidas a ambientes de plataforma externa. Gardulski *et al.* (1990) determinaron profundidades de bioturbación de hasta 20 cm en depósitos actuales análogos. Sin embargo, dichos autores señalan que la zona de mezcla se restringe a los 10 cm superficiales, y por debajo de ellos sólo se manifiestan excavaciones aisladas que quedarían bien preservadas dentro del nivel histórico (véase Savrda y Bottjer 1987a). Los estratos con profusas excavaciones verticales en su tope debieron estar semiconsolidados para que los tubos se mantengan como tales. Las superficies ferruginosas y recristalización de bordes en algunos bancos se interpretan como efectos de diagénesis temprana, indicando baja tasa de sedimentación e interrupciones periódicas. La composición calcipelítica de algunas particiones, a diferencia de otras arcillo-limosas

(sin carbonatos), indicaría una génesis por disolución diagenética (Coniglio y James 1990). La reprecipitación habría contribuido a la litificación temprana del depósito (Coniglio 1989).

Facies G2: Brechas carbonáticas

Descripción: Se trata de conglomerados fango-sopordados mal seleccionados, con clastos subangulosos y dispuestos en un manto lateralmente continuo, sin gradación interna y estructura caótica. Su espesor varía entre 2,2 y 3 m en una distancia de 600 m. Sus contactos son netos, ondulados e irregulares y cubre en forma pasiva a calizas margosas del miembro inferior.

Desde un punto de vista litológico constituye una brecha polimítica, ya que incluye una amplia variedad de calizas (*mudstones*, *wackestones*, *packstones* y *floatstones*). El tamaño máximo promedio registrado es de 30 cm pero el tamaño medio oscila entre 2 y 5 cm. Los clastos mayores se distribuyen azarosamente. La matriz está constituida por un fango calcáreo microbrechoso de color gris medio y ocupa el 25 % del depósito aproximadamente. Dentro de la matriz se observan restos fragmentarios de fauna bentónica diversa.

Interpretación: Se interpreta como un depósito de flujos de detritos cohesivos bastante evolucionados, ya que el depósito está bien homogeneizado producto de

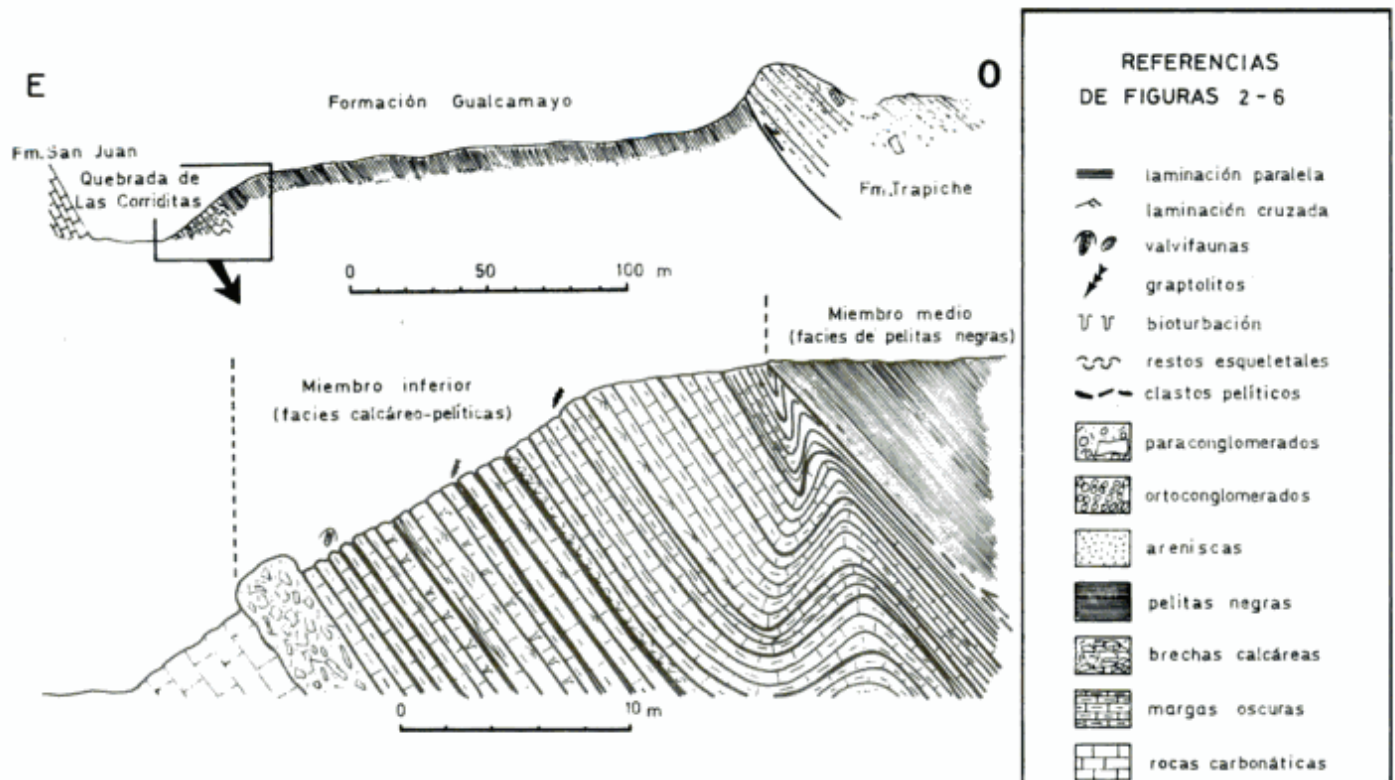


Figura 2: Perfil de la Fm. Gualcamayo en la quebrada de las Corriditas y detalle de la sección basal donde el miembro inferior se halla mejor representado. Referencias válidas para las figuras 2-6.

cizalla interna. La ausencia de erosión en sus contactos indica un régimen predominantemente laminar como es característico en este tipo de depósitos (cf. Johnson 1970, Hampton 1972). La relación entre espesor de capa y tamaño máximo promedio (EC/TMP) indica flujos de gran capacidad pero reducida competencia (cf. Nemeč y Steel 1984), hallándose dentro del rango normal de valores para los flujos de detritos subácueos (Nemeč *et al.* 1980, López Gamundi 1986). La ausencia de clastos protruyendo desde el tope implica una reducida resistencia de la matriz (Hiscott y James 1985). Tal vez, parte del soporte fue provisto por colisión intergranular. Su geometría tabular y la comparación con otros depósitos similares (cf. Barnaby y Read 1990) permiten interpretarla como debritas depositadas en escasa pendiente, probablemente cercana a 1° (Coniglio y Dix 1992).

Facies G3: "Rudstones" y "floatstones" bioclásticos

Descripción: Son calizas esqueléticas de grano grueso (*floatstones* y *rudstones* de Embry y Klovan 1972), clasto y matriz sostenidas, de color gris medio a gris oscuro en superficie fresca. Se disponen en cuerpos tabulares delgados y medianos dentro del miembro inferior y poseen contactos netos, algo irregulares (no erosivos) en su base y cubiertas calcipelíticas en su tope.

La estructura interna es maciza aunque algunos bancos gradan a *packstones* y *grainstones* en el tope. La fracción gruesa (fracción de aloquímicos) está casi enteramente compuesta por bioclastos fragmentarios, provenientes de faunas bentónicas someras transportadas, mezclada con elementos pelágicos (agnóstidos) mejor preservados. Diversas formas de trilobites y braquiópodos, han sido descritos por Benedetto *et al.* (1986). También se hallaron restos de briozoarios,

crinoideos y nautiloideos fragmentados. La granulometría media varía entre 0,2 y 0,3 cm, pero se hallan bioclastos de hasta 5 cm. En general, dentro de la fracción gruesa hay buena segregación de tamaños. La fábrica es desordenada y con frecuentes estructuras geopetales. El contenido de matriz es muy variable pero en ningún caso supera el 20%. Son más frecuentes los bancos con textura clastosoportada e intersticios rellenos de cemento esparítico de grano grueso (porosidad *shelter*). Hay una proporción de aproximadamente 2% de intraclastos pelíticos o calcilitíficos y son abundantes los cristales de pirita.

Interpretación: La génesis de estos depósitos puede dilucidarse mejor si tenemos en cuenta las facies asociadas. No obstante, corresponden a calizas bioclásticas resedimentadas con características tanto afines con flujos de gravedad como con depósitos de tormenta (cf. King, 1986). La naturaleza no erosiva de sus contactos excluye la posibilidad de que sean capas de tormenta proximales. En cambio podrían haberse depositado por flujos gravitacionales no confinados y de alta concentración (véase Mullins y Cook 1986). El predominio de texturas clastosoportadas y abiertas implica una elevada turbulencia interna, común tanto en los depósitos de tormenta (Kreisa 1981, Sami y Desrochers 1992) como en los de flujos granulares (Lowe 1982). La elevada concentración de bioclastos podría indicar un origen primario relacionado con tormentas que removilizaron material bioclástico desde ambientes someros depositándolo rápidamente a mayor profundidad. La ausencia de retrabajos de oleaje y bases erosivas indica que esta facies fue depositada a profundidades por debajo del nivel de base del oleaje de tormentas. La naturaleza mezclada de la fauna (Benedetto *et al.* 1986) es común de depósitos resedimentados. Debido a su estructura maciza o gradada normal una génesis ligada con flujos

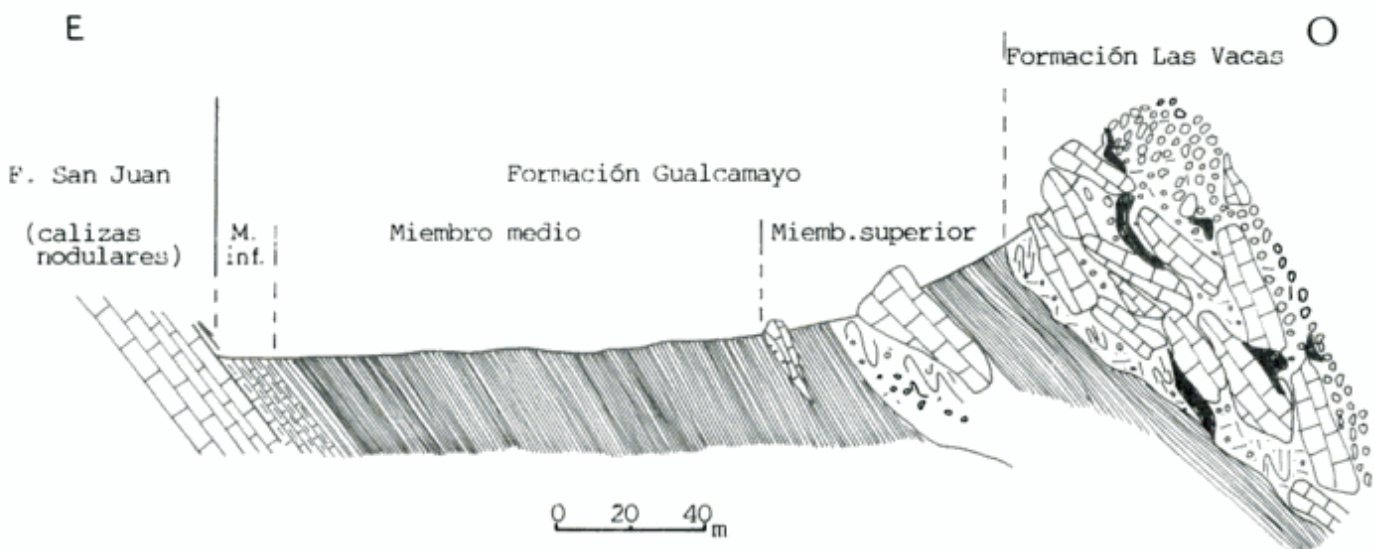


Figura 3: Perfil esquemático de la Fm. Gualcamayo en la quebrada de Las Plantas. Localidad con mejor expresión de los miembros medio y superior.

granulares a lo largo de pendientes con escaso gradiente no puede excluirse.

Facies G4: Turbiditas calcáreas

Descripción: Son capas delgadas de calcarenitas gradadas (*grainstones*) de color gris medio a claro con geometrías tabulares y continuas. Las capas presentan base plana, a veces con pequeñas marcas de flujo y tope neto ondulado o gradado a calcilutitas. Luego de un término basal macizo de reducido espesor (0,5-3 cm) desarrollan un término con laminación paralela, algo difusa, seguido de laminación cruzada generalmente compuesto de un único *set* de pocos milímetros de espesor (hasta 1,5 cm) o de lenticulas asimétricas. En el tope están coronadas por calcilutitas bioturbadas. La bioturbación decrece gradualmente desde el tope hacia la base y generalmente no llega a perturbar el término laminado. Constituye una facies muy subordinada dentro del miembro inferior.

Interpretación: Se interpretan como turbiditas calcáreas (Wilson 1975) por poseer una secuencia de estructuras de desaceleración similar a la propuesta por Bouma (1962). Se incluirían dentro de la facies D de Mullins y Cook (1986).

Facies G5: Pelitas negras

Descripción: Se trata de pelitas de color gris azulado a negro, en general, finamente laminadas. En afloramiento desarrollan una marcada fisilidad que les confiere partición laminar. En superficies frescas presentan estratificación delgada y muy delgada. Esta facies es la de mayor importancia volumétrica en la unidad, constituyendo la totalidad del miembro medio e intercalaciones dentro del inferior y superior.

Composicionalmente son silicoclásticas, aunque algunos niveles, particularmente los de la base de la unidad, poseen porcentajes variables de carbonatos (calcipelitas), reaccionando con ácido clorhídrico diluido.

Texturalmente son arcillo-limosas y limo-arcillosas. El análisis textural cuantitativo arrojó valores promedios de alrededor del 30 a 40 % de material granular, macroscópicamente no diferenciable (< 6 ϕ). Estos valores coinciden con los valores medios en pelitas propuestos por Shaw y Weaver (1965) y Blatt y Schults (1976). A su vez, un 5 % es arena (3 a 4 ϕ) y alrededor de un 30 a 35 % pertenece a limo (4 a 8 ϕ). Escasas láminas poseen proporciones mayores de material arenoso muy fino y excepcionalmente fino (entre 2 y 3 ϕ) que llega hasta el 15 % de los componentes.

Dentro de la fracción arcilla (60 a 70 % de la roca), el mineral cuantitativamente mayoritario es la illita (Astini 1991). De acuerdo al análisis de difractogramas le siguen clorita, cuarzo, calcita y estratificados. Los limos

son predominantemente cuarzosos y texturalmente angulosos. El cuarzo es fundamentalmente monocristalino debido al tamaño de grano, aunque se reconocen algunos policristalinos, aparte del chert, de probable afinidad metamórfica (Astini 1991). Tanto en la fracción limo como en la escasa arena fina, el porcentaje de feldspatos (plagioclasas) es inferior al 10%. Algunos niveles están enriquecidos con micas (hasta el 5 %) de tamaño arena muy fina dispuestas laminarmente. Minerales accesorios del extremo ZTR (zircón-turmalina-rutilo) son muy raros y sólo hallables en relación a las láminas con abundante material granular.

Los componentes aloquímicos son muy escasos. Se trata de fragmentos de conchillas calcáreas y algunos de composición fosfática que en ningún caso superan el 3%. Estos se acumulan en las láminas más gruesas y llegan a tamaños de 0,5 mm. Dos tipos de granos de origen incierto (nanofósiles ?) son esférulas silíceas y carbonáticas. Los primeros son gránulos o esférulas silicificadas (chert de grano fino) de tamaño arena muy fina y limo. Los segundos son calciesferas (*cf.* Flügel 1982) de similar geometría, compuestas de microesparita, generalmente de grano más grueso en el centro. A veces están compuestas por un único cristal. En algunos ejemplares se pudo observar una estructura concéntrica o espiralada difusa. Algunas esférulas están aplastadas entre granos de limo cuarzoso.

El contenido de materia orgánica de esta facies es inusualmente elevado. Particularmente en los niveles arcillosos y arcillo-limosos finamente laminados, llega a porcentajes de 3 a 5 % determinados por métodos de incarbonación (Astini 1991). La materia orgánica de color negro, no traslúcida, se dispone en finos filetes o laminillas de micrometros de espesor, generalmente discontinuas (hasta 2 mm de largo), con aspecto de flecos microcorrugados entre los granos silicoclásticos. En algunos niveles la densidad de laminillas es muy elevada (25 %). Otro elemento de conspicua distribución lo constituyen los sulfuros finamente diseminados, que localmente, conforman cubos de tamaño macroscópico.

Internamente las pelitas presentan laminación en grado variable. Algunas presentan un bandeado muy delgado (entre 1 y 3 cm) donde se intercalan bandas con laminación por fábrica (macroscópicamente macizas) con otras con laminación textural (macroscópicamente laminadas). Una relación volumétrica promedio entre unas y otras es de 6:1, respectivamente. Al microscopio los dos tipos de laminación definidos por Lundegard y Samuels (1980) pueden diferenciarse claramente. En la de fábrica, la anisotropía está dada por el ordenamiento interno de las partículas filiformes de granulometría inferior a 7 ϕ y en la textural, es producto de segregación granométrica donde alternan limos y arcillas. Las láminas más claras son siempre las limosas (3,5-6 ϕ). En muestra de mano presentan, respectivamente, partición concoidal-irregular y planar. En los términos con laminación textural se observan microgradaciones

granulométricas, superficies y micromarcas erosivas (*microscoures*) de pequeña amplitud, acuñamientos y lenticulas muy delgadas o láminas discontinuas de limo. Estos elementos permiten establecer, dentro de la pelita laminada texturalmente, una división entre laminación continua y discontinua. Esta coincide con las propuestas por Nuhfer y Vinopal (1979), Cluff (1980 y 1981) y Nuhfer (1981). La laminación continua es pareja y con notable regularidad. Las láminas varían su espesor entre 0,2 y 2,5 mm. La relación promedio entre laminación continua:discontinua es de aproximadamente 10:1.

Esta facies posee escasa bioturbación. Como máximo se llega a un índice de bioturbación 2 (Droser y Bottjer 1986), esto es, menos de un 10 % de excavaciones discretas. Se trata de túneles horizontales que se circunscriben a las láminas limosas. Son relieves completos o excavaciones rellenas (aparentemente con relleno activo) de perfil circular. Sus paredes no son netas y seguramente tuvieron lugar cuando el material aún no estaba totalmente consolidado. El diámetro promedio es de 1 mm, variando entre 0,5 y 1,5 mm. Ocasionalmente superan en diámetro al espesor de la lámina que las contiene generando hemirelieves. En superficie son trazas cordoniformes muy delgadas, continuas por varios centímetros y con formas curvilíneas a irregulares, sin patrones definidos.

En cuanto a su contenido paleontológico, posee una abundante fauna de graptolitos, en algunos niveles orientados, pero por lo común dispersos sobre los planos de estratificación. Su preservación es muy buena y comúnmente están reemplazados por sulfuros de hierro. En algunos niveles están asociados a filocáridos (artrópodos marinos primitivos) o a hylóitidos y nautiloideos. Estos últimos están muy bien preservados y limonitizados. Los únicos individuos bentónicos, al menos en sus estadios maduros, son braquiópodos inarticulados. Entre ellos lingúlidos y obólidos son los más comunes. Recientemente, Albanesi (1991) y Ortega *et al.* (1990 y en prensa) describen los primeros conodontes provenientes de las pelitas negras en niveles aflorantes en el Cerro Potrerillo. También se han hallado en niveles similares de la Quebrada de Los Saltitos. Aparentemente estos microfósiles presentan una muy buena preservación en esta facies.

La fauna, en general, no se halla dispersa aleatoriamente en toda la unidad sino que está acumulada diferencialmente en algunos niveles de textura preferentemente arcillo-limosa. Los graptolitos, en particular, poseen la distribución más amplia, pero en algunos niveles su concentración cubre más del 50 % de la superficie de la roca.

Interpretación: El análisis pormenorizado de esta facies

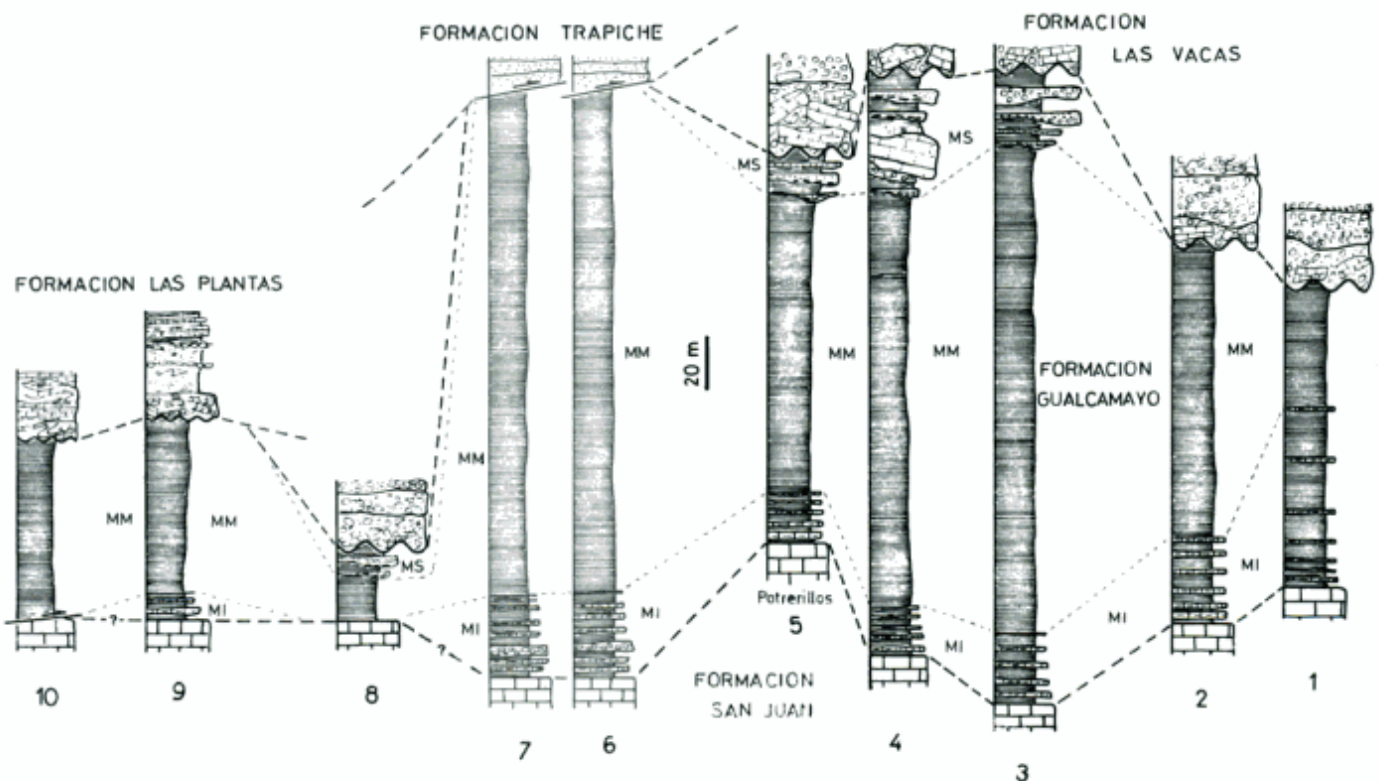


Figura 4: Correlación entre los principales perfiles de la Fm. Gualcamayo en su localidad clásica del suroeste de Guandacol y sierra de Potrerillos. 1=Rincón Celeste, 2=Quebrada de Los Sapitos, 3=Quebrada de Los Piojos, 4=Quebrada de Las Plantas, 5=Quebrada de Potrerillos, 6=Quebrada de Las Corriditas, 7=Quebrada del río Gualcamayo, 8=Quebrada de Los Saltitos, 9=Flanco occidental del cerro Potrerillo, 10=Quebrada de La Paila (extremo sur de la sierra de Perico). MI=miembro inferior, MM=miembro medio, MS=miembro superior.

indica un origen depositacional ligado fundamentalmente a procesos de decantación pelítica pura, alternantes con procesos de tracción suave en un ambiente de condiciones energéticas, en general, restringidas. Tenores muy bajos de oxígeno disuelto habrían provocado una atmósfera reductora típica de ambientes anaeróbicos ($<0,1 \text{ ml l}^{-1}$ de oxígeno disuelto) (cf. Rhoads y Morse 1971, Byers 1977, Savrda y Bottjer 1991). Esta es indirectamente, la responsable del color negro de las pelitas (Potter *et al.* 1980) que es dado por la elevada preservación de la materia orgánica, reducción del hierro y formación de sulfuros finamente diseminados de carácter autigénico.

Los procesos de decantación pura están representados por las bandas predominantemente arcillosas, con laminación por fábrica (macroscópicamente macizas). Las condiciones anóxicas aseguran la dispersión de los materiales arcillosos que decantan individualmente (Moon y Hurst 1984), resultando así un depósito homogéneo pero cuyas laminillas se depositan en forma paralela (fábrica interna laminar). En condiciones también reductoras pero con presencia de suaves corrientes de fondo se habrían generado los intervalos con laminación textural. Tal vez, la mayor circulación aumentó levemente la oxigenación, situando al fondo dentro de la zona exaeróbica ($0,1$ a $0,2 \text{ ml l}^{-1}$ de oxígeno disuelto) (cf. Savrda y Bottjer 1987b). Esta condición fue favorable para una habitabilidad muy pobre del fondo por organismos detritívoros de reducido tamaño. La asociación de la bioturbación con las láminas limosas discontinuas permite suponer que alguna infauna pudo subsistir durante los momentos de mayor energía de fondo en concomitancia con un ascenso del tenor de oxígeno disuelto. El reducido diámetro de las excavaciones y el gran espaciamiento entre ellas es otro elemento que indica las restricciones ambientales existentes. Con respecto a la laminación continua de tipo "varviforme" (cf. Robertson 1984), producida por leves cambios texturales, se interpreta como producto de tracción generada en bajos regímenes de flujo alternativamente por corrientes de fondo (hipopícnas) o por corrientes turbidíticas muy diluidas (véase Piper 1972 y 1978, Stow y Bowen 1980, Thornton 1984). Otra alternativa depositacional es el efecto cascada sugerido por McCave (1972), en el que flujos turbidíticos de baja densidad y baja velocidad (pelíticos), fluyen siguiendo interfases de densidad y pierden su carga por decantación (*suspension cascade*). Este proceso no supone variaciones composicionales entre láminas.

El exceso de materia orgánica lábil acumulada en el fondo (capas sapropélicas de Anastasakis y Stanley 1984) produce una elevada demanda de oxígeno por putrefacción aeróbica (*bottom-water hypoxia* en Rhoads y Germano 1986). La elevada concentración de materia orgánica (MO) de esta facies puede deberse a que la tasa de depositación de MO fue originalmente muy elevada y/o las condiciones de fondo originalmente anóxicas (Demaison y Moore 1980).

Bajo condiciones anóxicas la reducción de los sulfuros comienza en la columna de agua por arriba de la interfase sedimento-agua, resultando en la precipitación de un exceso de sulfuros (siempre y cuando haya suficiente hierro presente para precipitar en forma de pirita) (cf. Berner 1984, Raiswell y Berner 1985). Por esta razón, en estos ambientes a diferencia de aquéllos más oxigenados, la relación azufre/carbono aumenta notoriamente (Leventhal 1987, 1990).

La proveniencia de los materiales constituyentes es fundamentalmente terrígena (extracuenal) y subordinadamente biogénica u orgánica (intracuenal). La fauna presente, mayormente planctónica, indica buenas condiciones de circulación epipelágica y comunicación con mar abierto, en contraposición a la atmósfera reductora reinante en el fondo. Esto es común en cuencas restringidas con una columna de agua bien estratificada.

Las bandas pelíticas alternantes con laminación por fábrica y laminación textural se interpretan como producto de cambios periódicos de las condiciones de oxigenación y circulación. Un cálculo conservativo teniendo en cuenta un espesor máximo de esta facies de 200 m, un coeficiente de descompactación de 1,7 y un lapso depositacional máximo de 17 ma, indica que cada ciclo involucraría entre 500 y 1000 años y la tasa de sedimentación habría oscilado alrededor de los $0,02 \text{ mm/año}$. Este cálculo excluye la presencia de hiatos depositacionales o intervalos condensados, muy frecuentes en este tipo de depósitos. Estos ciclos podrían indicar una recurrencia climática.

Con respecto a su composición mineralógica, el predominio de illita es un hecho común en depósitos antiguos que han estado soterrados a profundidad, Blatt 1982). La cristalinidad de la illita señala que la diagénesis alcanzó el campo del anquimetamorfismo (Astini 1991).

Esta facies corresponde a la denominada "facies euxínica" de Pettijohn (1957) o de cuenca subalimentada o "hambrienta" de Trümpy (1960).

Facies G6: Paraconglomerados

Descripción: Son conglomerados fangosos y fangolitas guijosas de color gris verdoso a pardo con estructura caótica y dispuestos en bancos gruesos y muy gruesos con geometrías variables. Estos depósitos poseen contactos netos con el entorno pelítico y forman bancos de hasta 20 m de espesor. Localmente, constituyen conglomerados de bloques. Esta facies está bien expuesta en la Quebrada de Las Plantas y en la Quebrada Amarilla en los tramos cuspidales de la unidad. Su inclusión dentro de la Formación Gualcamayo obedece a que se intercalan dentro de las pelitas negras graptolíticas. No obstante, litológicamente posee gran similitud con la suprayacente Formación Las Vacas.

Internamente carecen de estructuras o fábrica ordenada. La matriz es desde fangosa (limo-arcillosa) microbrechosa hasta areno-fangosa y comprende 50 a 90

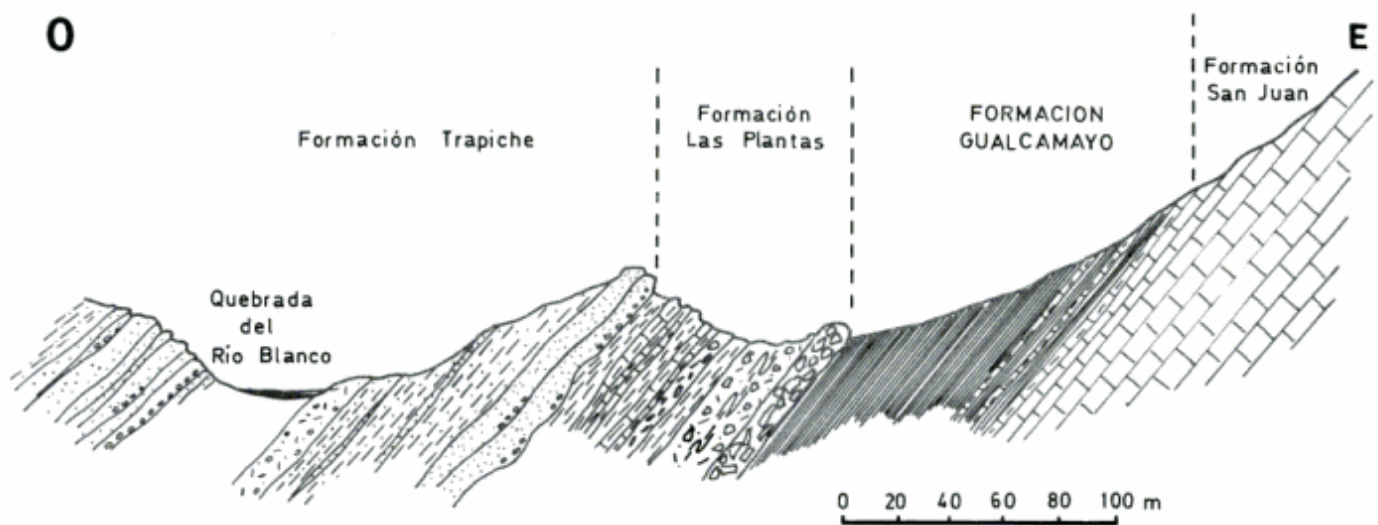


Figura 5: Perfil esquemático y yacencia de la Fm. Gualcamayo en la vertiente occidental del cerro Potrerillos sobre el río Blanco. Obsérvese la ausencia de la Formación Las Vacas y el contacto cuspidal erosivo con la Formación Las Plantas.

% del depósito. Los clastos flotan en la matriz pudiendo discriminarse poblaciones de grava y de bloques. Dentro de la fracción de tamaño grava se reconocieron litologías sedimentarias e ígneas subordinadas. Los clastos de margas, calizas y pelitas negras (intracuencales) son angulosos a subangulosos y componen hasta el 92 % de la fracción gruesa en algunos bancos. Los clastos de composición cuarzosa (arenitas y cuarcitas) son subredondeados a redondeados y subequidimensionales, llegando en algunos bancos hasta el 25 %. Los clastos ígneos están bien redondeados y pertenecen a diabasas, gabros y tonalitas, formando generalmente menos del 5 %. La fracción de mayor granulometría la componen bloques calcáreos con dimensiones que van entre 0,3 a más de 15 m de lado. Mientras que los más pequeños son equidimensionales, los de mayor tamaño son generalmente tabulares y tienen aristas angulosas. Se incluyen generalmente agrupados dentro de fajas caóticas y contorsionadas de pelitas negras.

Interpretación: Se interpretan en general como depósitos de gravedad producidos por flujos de detritos cohesivos (debritas poco evolucionadas), con alta capacidad y competencia. Debido a que el tamaño máximo de los bloques supera en ocasiones al espesor de las capas que los contienen puede inferirse su deslizamiento individual, pudiendo interpretarse los conglomerados de bloques como acumulaciones de bloques al pie de escarpas. La ausencia de bases erosivas en los paraconglomerados señala un comportamiento interno laminar donde los clastos flotan por la resistencia de la matriz (Middleton y Hampton 1976). La presencia de intraclastos plegados y materiales intracuencales, particularmente los grandes bloques olistolíticos, supone su evolución local a partir de deslizamientos que evolucionaron comúnmente hacia flujos de detritos viscosos.

El estado original de las pelitas era plástico en el momento de iniciación del movimiento mientras que los bloques de calizas provienen de una unidad previamente consolidada, ya que ninguno de ellos muestra evidencias de deformación sinsedimentaria. De acuerdo a su composición pertenecerían a la Formación San Juan que infrayace a esta unidad. Para su desplazamiento habrían sido necesarias pendientes iniciales superiores a 5° (cf. Pickering *et al.* 1989).

Facies G7: Areniscas líticas

Descripción: Son areniscas líticas medianas y gruesas de color gris claro a rosado bien estratificadas dispuestas en capas delgadas y medianas con geometría lenticular a intermedia (relación extensión lateral/espesor entre 30 y 70), dentro del miembro superior. Frecuentemente se le asocian capas delgadas y muy delgadas de brechas de intraclastos angulosos y muy mal seleccionados de pelitas negras de hasta 10 cm.

Las capas tienen contactos netos planos y ondulados, algunas con abundantes turboglifos en la base. La estructura más conspicua es la laminación paralela que grada hacia arriba a laminación cruzada de pequeña escala. A veces presentan un intervalo basal macizo. En general, describen una gradación normal desde la base hacia el techo. Algunas capas lenticulares están conformadas por un único set de estratificación cruzada de hasta 35 cm de espesor, y terminación tangencial por la base.

En el término laminado los intraclastos pelíticos semejan por su elevada concentración (>80 %) a particiones pelíticas, constituyendo planos de partición de la roca. Petrográficamente conforman una seudomatrix entre

los granos de cuarzo, feldespato y fragmentos líticos. Dentro del término laminado se hallaron abundantes graptolitos orientados, muy mal conservados y fragmentados.

Interpretación: Se pueden diferenciar aquí capas o conjuntos de capas con un origen turbidítico que desarrollan ciclos de Bouma (1962) incompletos, de otras producto de flujos turbulentos tractivos con desarrollo de formas de lecho migratorias. Las turbiditas serían de tipo Tbc y Tbcd y con menos frecuencia Tabc. La íntima vinculación con sustratos de pelitas negras y la naturaleza turbulenta del flujo quedan señalados por delgadas brechas intraformacionales producto de acumulación rápida de fragmentos desprendidos del sustrato. La corriente es la responsable de la orientación de los graptolitos.

Los conjuntos de cuatro a cinco turbiditas, del orden del metro de espesor, son comparables con depósitos proximales de desbordes de canal o bien relacionados a facies de canal y desembocadura (Mutti y Ricci Lucchi 1975, Mutti y Normark 1987).

Los cuerpos lenticulares son interpretados como depósitos residuales de carga de lecho afectados por tracción en el bajo régimen de flujo con generación de megaóndulas, barras de arena y ondulitas de corriente. Las arenas gruesas se habrían depositado primariamente por pérdida de competencia durante el reajustarse hidrodinámico de corrientes densas (Komar 1971), siendo luego retrabajados por corrientes más diluidas (cf. facies B2 de Mutti 1979 y B22 de Pickering *et al.* 1989). Este fenómeno ha sido descrito por numerosos autores en relación a depósitos marino profundos (cf. Hiscott y Middleton 1979, Larue 1985). No obstante, por no existir evidencias batimétricas directas, puede suponerse como alternativa una génesis somera ligada a corrientes diluidas que modelaron el fondo durante una caída relativa del nivel del mar.

Secuencias de facies y paleoambientes

Secuencia A: de rampa distal

Facies constituyentes: G1-82% + G2-6% + G3-3% + G4-2% + G5-7%

Constituye el tramo basal de la Formación Gualcamayo (FG) donde dominan margas y pelitas con alternancia rítmica y coincide con el miembro inferior de Astini (1986, 1991) (Fig. 6). Esta sucesión tiene geometría tabular en afloramiento y según Hünicken (1985) y Ortega *et al.* (en prensa) posee un desarrollo diacrónico en la región. En el perfil tipo (río Gualcamayo) posee 32 m de espesor, mientras que en el cerro Potrerillo llega a 10 m de potencia. Benedetto *et al.* (1986) la denominaron "facies de transición entre las formaciones San Juan y Gualcamayo" dado que ocupa una posición intermedia

entre ambas. No obstante, estrictamente no existe una verdadera transición entre ellas, sino un pasaje rápido expresado por facies que a uno y otro lado del contacto señalan marcadas diferencias (Astini 1991). La sucesión margosa se depositó inmediatamente sobre la Formación San Juan (FSJ) que en esta región está constituida por *wackestones* esqueléticos bioturbados con estructura nodular, dispuestos en bancos medianos y considerados como depósitos de plataforma abierta por debajo del tren de oleaje normal (Keller *et al.* en prensa). El contraste principal entre ambas unidades está dado por la aparición de pelitas negras interestratificadas, el color gris oscuro de las calizas arcillosas, su menor tasa de bioturbación y la presencia de numerosas superficies

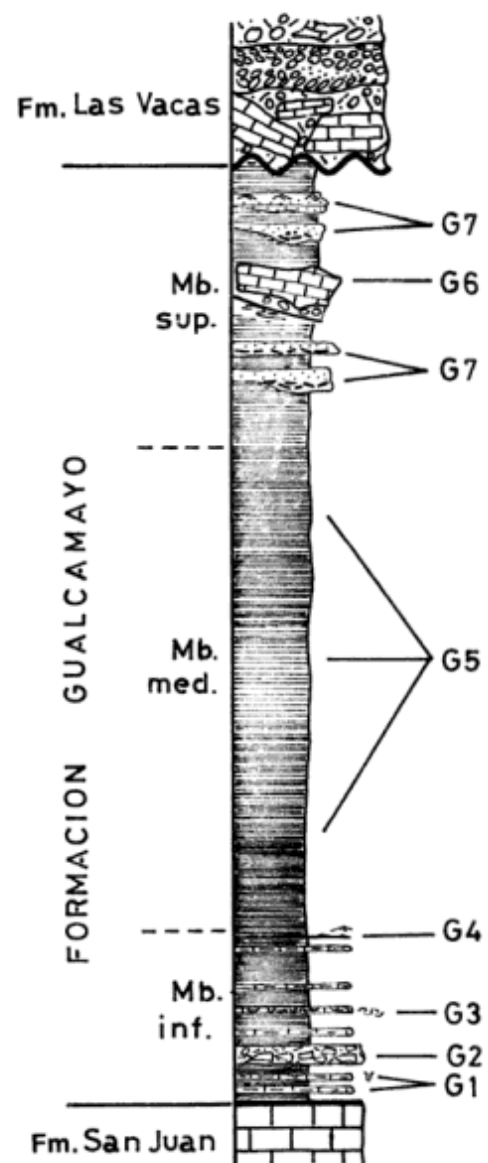


Figura 6: Columna esquemática de las divisiones litoestratigráficas, facies y yacencias de la Formación Gualcamayo (ver Tabla 1). Su descripción detallada está en el texto.

costrificadas, elementos que no aparecen gradualmente, sino en forma bastante abrupta a partir del miembro inferior de la FG. A los atributos litológicos se les suma la presencia de faunas de ambientes externos a la plataforma (Benedetto *et al.* 1986), distintas de la clásica "fauna de *Proetiella*" que caracteriza al tramo superior de la FSJ (Harrington y Leanza 1957, Vaccari 1993). Esta evidencia corroboraría la presencia de un cambio paleoambiental entre la FSJ y el miembro inferior de la FG (secuencia A de este trabajo).

La secuencia basal se reconoce en todos los perfiles estudiados, excepto en el perfil de Los Saltitos y en aquellos sectores en donde esta unidad está fallada por la base (e.g. perfil de La Paila), como un paquete sedimentario interpuesto entre las facies calcáreas de plataforma abierta (FSJ), y la sucesión de pelitas negras del miembro medio. En algunos sectores de la región (e.g. quebrada de Los Saltitos) y particularmente en localidades situadas más al sur, fuera de esta región, el contacto basal de la sucesión rítmica es neto y está representado por una superficie costrificada que se desarrolla en el tope de la FSJ. Esta contiene material ferruginoso de color ocre amarillento, acumulaciones inusuales de fósiles parcialmente piritizados y bioperforaciones que indican una considerable pausa en la sedimentación, interpretándose como una superficie de omisión o interrupción estratigráfica.

Si bien las evidencias antes mencionadas indican que entre la FSJ y la FG existiría un hiato representado por el contraste lito y biofacial entre ambas, debido a que es precisamente en el área de estudio (suroeste de Guandacol) donde la edad de la base de la FG desciende hasta el Arenigiano superior (Ortega *et al.* 1983, 1992), puede preverse un hiato más prolongado entre las FSJ y FG en sectores de la cuenca ubicados más al sur.

La asociación rítmica de margas grises oscuras (eventualmente *wackestones* arcillosos), con pelitas negras e intercalaciones aisladas de calizas esqueletales delgadas caracteriza a un ambiente de plataforma externa, más precisamente a rampas carbonáticas distales, que desarrollan baja pendiente entre la plataforma y la cuenca "profunda" (Ahr 1973, Read 1985). Sus características restrictivas obedecen a su depositación por debajo de la zona fótica. La intercalación de brechas calcáreas tabulares, la escasez de turbiditas, la ausencia de canalizaciones y, en particular, la ausencia de conspicuos rasgos de deformación penecontemporánea son característicos de pendientes depositacionales reducidas (Read 1980, Coniglio y Dix 1992).

El arreglo general de esta secuencia (relación creciente de pelita/mudstone hacia el tope) y el solapamiento de la Fm. San Juan, permiten interpretarla como una típica secuencia de rampa transgredida (Laporte 1969), en donde por naturaleza los contactos son de carácter diacrónico (Burchette y Wright 1992). Si no lo fueran, tal como ocurre entre las latitudes aproximadas del río

Jachal y del río San Juan, el contacto entre la FSJ y la FG indicaría inevitablemente la existencia de un hiato, en caso de ser éste un margen paralelo a la cuenca profunda como se ha supuesto con anterioridad (Baldis y Bordonaro 1984). Una posibilidad alternativa es que la cuenca ordovícica media no haya tenido una polaridad este-oeste. Las numerosas superficies costrificadas (*hardgrounds*) existentes dentro del miembro inferior indican tasas de sedimentación bajas, hecho frecuente durante etapas transgresivas en las que se produce un traslape de la sedimentación hacia el borde de cuenca.

El control primario de la ritmicidad que presenta esta sucesión, independientemente de los procesos depositacionales actuantes (decantación y tracción sub-bordinada), se atribuye a ciclicidad climática o eustática (cf. Einsele 1982, Gardulski *et al.* 1990), acentuada por diagénesis (Ricken 1986, Coniglio y James 1990). Las particiones pelíticas que separan los bancos calcáreos representan momentos de menor influjo carbonático y posiblemente indiquen ciclos climáticos de pequeño orden (20.000 o 40.000 años de Milankovitch) o cambios relativos del nivel del mar de alta frecuencia (5^o orden) (Goldhammer *et al.* 1987).

El contacto superior de la secuencia A es un tanto arbitrario, ya que el pasaje de esta secuencia a la de pelitas negras (Secuencia B) es gradual (e.g. cerro Potrerillo, quebrada de Los Sapitos, Rincón Celeste) y al menos desde el punto de vista litológico no puede marcarse en un determinado nivel. No obstante, en el río Gualcamayo por ejemplo, la transición es abrupta, pudiendo existir en el tope una corta interrupción de la sedimentación.

Secuencia B: de cuenca restringida

Facies constituyentes: G5-100%

Esta secuencia está constituida sólo por la facies G5 y conforma una sucesión homogénea de pelitas negras con altos valores de materia orgánica y abundante fauna graptolítica que caracteriza a la Formación Gualcamayo. Constituye más del 80% del espesor de la unidad siendo considerada como su miembro medio (Astini 1991). En general, esta sucesión es más arcillosa en la base (10 a 20 m inferiores) donde se localizan biohorizontes con acumulaciones de graptolitos o conodontes e incrementa los porcentajes de limo hacia el tramo medio y superior.

El gran espesor del miembro medio y su homogeneidad litológica y composicional, indican que existió una marcada estabilidad ambiental y una circulación de fondo muy reducida durante un tiempo prolongado, favoreciendo la estratificación de la columna de agua (cf. Degens y Stoffers 1976). Sucesiones similares de "pelitas negras" en sentido amplio, son comunes de cuencas epicontinentales restringidas o de intraplataforma (Aigner y Dott 1990, Tyson y Pearson 1991), de talud y

fondo oceánico (Cook y Egberg, 1981, Scholle *et al.* 1983, Gorsline *et al.* 1984) o bien, de cuencas de antepaís de incipiente desarrollo (Burchette y Wright 1992).

La condición euxínica de las aguas del fondo, común en medios estratificados se logra según Leventhal (1990) a una profundidad relativamente somera (a partir de los 100 m). Esta habría favorecido la buena preservación de materia orgánica y el entrapamiento efectivo de metales (sulfuros) por reducción. El fenómeno de estratificación por el cual se delimitan zonas aeróbicas, disaeróbicas y anaeróbicas, es acentuado por factores climáticos y fisiográficos (Byers 1977, Wignall 1991) donde se desarrollan cuencas relativamente someras y restringidas.

El sensible aumento granulométrico acompañado de bioturbación que se registra en la parte media y superior de este miembro insinúa una mayor energía del fondo y comienzo efectivo del aporte silicoclástico granular, acompañado de una progresiva ventilación.

Secuencia C: de pie de escarpas subácuas o base de talud

Facies constituyentes: G5-50% + G6-25% + G7-25%

Esta secuencia de facies coincide con el miembro superior de Astini (1991) y se encuentra bien desarrollada en el área situada al suroeste de Guandacol (quebradas Amarilla, de Los Saltitos, Potrerillos, de Las Plantas y de Los Piojos), donde existe una transición alternante entre la FG y la suprayacente Formación Las Vacas, de carácter netamente conglomerádico.

El miembro superior involucra facies (G6 y G7) que, a pesar de estar intercaladas con las pelitas negras (G5), requieren importantes pendientes (Nardin *et al.* 1979) para su generación. En particular la acumulación de bloques litificados indica desprendimientos desde escarpas y depósitos de pie del talud (James y Mountjoy 1983, McIlreath y James 1984) con transporte limitado (cientos de metros a algunos kilómetros).

El enarenamiento del tramo superior y la aparición de elementos silicoclásticos extracuencales (arenas y gravas de las facies G6 y G7), implica un cambio abrupto en el régimen de sedimentación, con respecto al de las pelitas negras del miembro medio. Su creciente intercalación marca el comienzo de eventos turbidíticos en la cuenca. Los bloques de calizas y de pelitas negras señalan a su vez un reciclado de materiales intracuencales, que indican el inicio de un período de inestabilidad.

Discusión

Según Burchette y Wright (1992) el desarrollo de rampas carbonáticas es común en cuencas epicontinentales y de antepaís, en especial periféricas,

favorecidas por la suave topografía y baja subsidencia inicial que poseen.

Asimismo, tanto las primeras como las segundas son ámbitos favorables para la generación de sucesiones de pelitas negras por su limitado aporte terrígeno y tasas de subsidencia capaces de generar depocentros restringidos con columnas de agua estratificadas. A pesar que el diacronismo es una característica común de sucesiones calcáreas depositadas en rampas, este fenómeno se ve acentuado en las cuencas de antepaís que desarrollan una marcada polaridad en relación con las de intraplataforma, generalmente distensivas. A su vez, las causas del diacronismo difieren en ambos casos. En las cuencas de intraplataforma está ligado a fenómenos transgresivos o aumentos relativos del nivel del mar, mientras que en las cuencas de antepaís el principal control es tectónico (*cf.* Posamentier y Allen 1993) y está dado por la gradual migración de un frente de corrimientos que, a la vez, produce subsidencia tectónica, aporte sedimentario creciente hacia el depocentro y domamiento distal. En estas últimas, pueden coexistir fenómenos transgresivos puramente eustáticos (Legarreta y Uliana 1991) difíciles de comprobar, pero ellos no constituyen la principal causa del diacronismo, sino el desplazamiento lateral del depocentro (*foredeep*) situado al frente de la cuña clástica y del domamiento acompañante (*forebulge*). El desarrollo de facies euxínicas también está ligado a causas diferentes. En las cuencas de intraplataforma los picos de anoxia se desarrollan durante los picos de transgresividad (niveles de mar alto) (Hallam y Bradshaw 1979, Wignall 1991), en cambio, en cuencas de antepaís están vinculados a fases de mayor incremento de la subsidencia (Flemings y Jordan 1990). La diagénesis alcanzada en cuencas de antepaís es normalmente superior a la que sufren los depósitos de intraplataforma. Sin embargo, el grado anquimtamórfico de la Formación Gualcamayo pudo haberse alcanzado con posterioridad.

El repentino cambio de facies entre las formaciones Gualcamayo y San Juan puede explicarse a través de un fenómeno de inundación (Astini *et al.* 1988, Astini 1991), en términos relativos. Facies anóxicas pueden suprayacer directamente a facies someras durante el período de máxima retracción de la línea de costa y mínimo influjo clástico (Sarg 1988, Wignall 1991), lo que explica el predominio de arcilitas en la base del miembro medio, donde existen numerosos biohorizontes ligados a la fase de máxima condensación. La existencia de una topografía de fondo (*cf.* Sellwood y Jenkyns 1975) habría favorecido el progresivo desarrollo de facies euxínicas y la variación areal de espesores dada por subsidencia diferencial. La presencia de umbrales explicaría los cambios de facies (ausencia del miembro inferior en algunos sectores de la cuenca) que durante el momento de mayor tasa de ascenso relativo fueron transgredidos rápidamente (*cf.* Schlager 1981).

El miembro inferior de la Formación Gualcamayo representa depósitos calcáreos de rampa distal que solapan a la Formación San Juan depositada en ambientes de plataforma media. El conjunto estratificado rítmicamente, constituye una secuencia de inundación (Schlager 1981), que refleja la máxima velocidad de ascenso relativo y finaliza con los depósitos pelíticos del miembro medio. Este último puede asignarse a una secuencia de postinundación depositada por debajo de la zona fótica característica de una etapa de nivel de mar alto (*highstand*) (cf. Erlich *et al.* 1990). Ambos miembros estarían limitados en su base por superficies de inundación (*flooding surfaces* de Van Wagoner *et al.* 1988). Posteriormente, se registra un paulatino enarenamiento y una brusca irrupción de facies gruesas (secuencia C). Las intercalaciones sefíticas se interpretan como rasgos de inestabilidad del zócalo que involucran una resedimentación intracuencial, conocida con el nombre de Fase tectónica Guandacólica (Furque 1972), trayendo aparejado un descenso relativo del nivel del mar (Beresi 1990 y 1992, Astini 1991 y 1993). La secuencia C, con bloques deslizados, "preanuncia" al conglomerado de la Fm. Las Vacas, dando término a la fase de sedimentación estable caracterizada por la Fm. Gualcamayo y unidades más antiguas.

Falta aún acotar la proveniencia de los materiales extracuenciales aportados a partir del miembro superior pero es claro que la inestabilidad de la cuenca fue gradual y produjo a partir del Llanvirniano medio-superior importantes cambios paleogeográficos, además de un descenso relativo del nivel de base. Queda aún por resolver si la inestabilidad estuvo relacionada con fenómenos de distensión en cuencas epicontinentales de margen pasivo o con fenómenos compresivos en cuencas de antepaís periférico. Asimismo, falta establecer una ponderación de la influencia del tectonismo y de fluctuaciones eustáticas sobre las variaciones relativas del nivel del mar que afectaron a la Precordillera durante el Ordovícico. Un análisis de las pelitas negras a escala regional y de las unidades relacionadas, donde se prescindiera de los condicionamientos que limitan al análisis litoestratigráfico, permitirá comprender la evolución paleoambiental de estas unidades en relación con la dinámica paleogeografía de la Precordillera.

Conclusión

La Formación Gualcamayo (Arenigiano superior a Llanvirniano superior -Llandeiliiano inferior) constituye una sucesión dominada por pelitas negras característica de depocentros restringidos. Pueden reconocerse tres miembros litológicamente diferentes: a) el inferior, compuesto por una sucesión rítmica de margas y pelitas, se interpreta como un paquete transgresivo depositado en una rampa calcárea distal, b) el intermedio, constituido

por una sucesión monótona de pelitas negras, es considerado como un paquete depositado en una cuenca restringida con desarrollo de estratificación en la columna de agua y fondo anóxico durante niveles de mar alto, y c) el superior, constituido por pelitas negras que alternan con cuerpos de areniscas y conglomerados, es propio de sedimentación marina "profunda" al pie de escarpas. Este último, marca la finalización de un largo período de estabilidad evidenciada por la irrupción de sedimentación epiclástica gruesa y el reciclado de depósitos intracuenciales, culminando con la depositación de la Formación Las Vacas que en el norte de la Precordillera suprayace en contacto erosivo a las secuencias pelíticas. El arreglo general de la Formación Gualcamayo y su yacencia sobre calizas de plataforma de la Formación San Juan indican una génesis vinculada a un episodio transgresivo causado, al menos en parte, por la instalación de un depocentro subsidente situado en el norte de la Precordillera (oeste de Guandacol). Este puede vincularse, alternativamente, con distensión producida en una plataforma epicontinental o con arqueamiento flexural (*downwarping*) en una antefosa de antepaís periférico.

Agradecimientos

Agradezco el estímulo de mis directores de tesis O. López Gamundí y J. L. Benedetto y las enriquecedoras discusiones con los miembros del grupo de trabajo de la Cátedra de Estratigrafía de la Universidad Nacional de Córdoba. Las tareas fueron subsidiadas por CONICET.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahr, W.N., 1973. The carbonate ramp: an alternative to the shelf model. *Gulf Coast Association Geological Society. Transactions*, 23:221-225.
- Aigner, T. y Dott, R.H., (Eds.), 1990. Processes and patterns in epeiric basins. *Sedimentary Geology* 69, 325 p.
- Albanesi, G., 1991. La conodontofauna y graptolitos asociados de la Formación San Juan y Gualcamayo en el Potrerillo, Precordillera de San Juan, Argentina. Trabajo Final. Universidad Nacional Córdoba, 161 p. (Inédito.)
- Anastasakis, G.C. y Stanley, D.J., 1984. Sapropels and organic-rich variants in the Mediterranean: sequence development and classification. En: Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (Eds.): *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies*. Geological Society of London Special Publication, 15:497-510.
- Astini, R.A., 1986. Análisis petrológico, litofacial y estratigráfico de las unidades clásticas ordovícicas en el área de Guandacol, Norte de la Precordillera y sus implicancias en la evolución paleogeográfica de la cuenca. Trabajo Final. Universidad Nacional de Córdoba, 68 p. (Inédito).
- Astini, R.A., 1991. Paleoambientes sedimentarios y secuencias depositacionales del Ordovícico clástico de la Precordillera Argentina. Tesis doctoral Universidad Nacional de Córdoba. 851 p. (Inédita).

- Astini, R.A., 1993. Secuencias deposicionales y niveles del mar en el Sistema Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Geología)*, 88:113-126.
- Astini, R.A., Cañas, F.L. y Benedetto, J.L., 1988. The Ordovician in the Precordillera Basin, western Argentina. 5^o International Symposium on the Ordovician System, Abstract:4. Newfoundland.
- Baldia, B.A. y Beresi, M.S., 1981. Biofacies de culminación del ciclo deposicional calcáreo del Arenigiano en el Oeste de Argentina. *Actas 2^o Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1:11-18. Bogotá.
- Baldia, B.A. y Bordonaro, O., 1984. Cámbrico y Ordovícico en la Sierra Chica de Zonda y Cerro Pedernal, provincia de San Juan. Génesis del margen continental de la Precordillera. *Actas 9^o Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche*. 4:190-207.
- Baldia, B.A., Beresi, M., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera argentina. 5^o Congreso Latinoamericano de Geología, *Actas* 4:399-445. Buenos Aires.
- Barnaby, R.J. y Read, J.F., 1990. Carbonate ramp to rimmed shelf evolution: Lower to Middle Cambrian continental margin, Virginia Appalachians. *Geological Society of America Bulletin*, 102:391-404.
- Benedetto, J.L., Cañas, F.L. y Astini, R.A., 1986. Braquiópodos y trilobites de la zona de transición entre las Formaciones San Juan y Gualcamayo en el área de Guandacol (La Rioja, Argentina). *Actas 4^o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*, 1:103-111. Mendoza.
- Benedetto, J.L., Herrera, Z. y Ortega, G., 1992. Bioestratigrafía del Ordovícico en el flanco occidental del Cerro Potrerillo, Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 46(1-2):60-68.
- Beresi, M.S., 1990. El Ordovícico de la Precordillera de San Juan. *Relatorio del 2^o Congreso Geológico Argentino*, 32-46. San Juan.
- Beresi, M.S., 1992. Ordovician cycles and sea-level fluctuations in the Precordillera Terrane, western Argentina. En: Webby, B.D. y Laurie, J.R., (Eds.): *Global perspectives on Ordovician Geology*. Balkema. pp.337-344. Rotterdam.
- Berner, R.A., 1984. Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48:605-615.
- Blatt, H., 1982. *Sedimentary Petrology*. Freeman & Co. 564 p. San Francisco.
- Blatt, H. y Schultz, D.J., 1976. Size distribution of quartz in mudrocks. *Sedimentology*, 23:857-866.
- Boardman, M.R. y Neuman, A.C., 1984. Sources of periplatform carbonates: North-west Providence channel, Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54:1110-1123.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits*. Ed. Elsevier, 168 p. Amsterdam.
- Burchette, T.P. y Wright, V.P., 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79:3-57.
- Byers, Ch. W., 1977. Biofacies patterns in euxinic basins: a general model. En: Cook, H.E. y Enos, P. (Eds.): *Deep-water carbonate environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 25:5-17.
- Cluff, R.M., 1980. Paleoenvironment of the New Albany Shale Group (Devonian-Mississippi) of Illinois. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:767-780.
- Cluff, R.M., 1981. Mudrock fabrics and their significance. Reply. *Journal Sedimentary Petrology*, 51:1029-1031.
- Coniglio, M., 1989. Neomorphism and cementation in ancient deep-water limestones, Cow Head Group (Cambro-Ordovician), western Newfoundland, Canada. *Sedimentary Geology*, 65:15-33.
- Coniglio, M. y Dix, G.R., 1992. Carbonate slopes. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.): *Facies Models, response to sea level changes*. Geological Association of Canada. 349-373. Ontario.
- Coniglio, M. y N.P. James, 1990. Origin of fine-grained carbonate and siliciclastic sediments in Early Paleozoic slope sequence, Cow Head Group, western Newfoundland. *Sedimentology*, 37:215-230.
- Cook, H. E. y Egberg, R.M., 1981. Late Cambrian-Early Ordovician continental margin sedimentation, central Nevada. 2^o International Symposium on Cambrian System, 50-57. Las Vegas.
- Cuerda, A.J., 1965. Nota sobre la estratigrafía de la Sierra de Perico, en la Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19:207-210.
- Cuerda, A.J. y Alfaro, M., 1986. Las graptofaunas de la Formación Gualcamayo en su localidad tipo, Precordillera de La Rioja. 4^o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:31-43. Mendoza.
- Degens, E. y Stoffers, P., 1976. Stratified waters as a key to the past. *Nature*, 263:22-26.
- Demico, R.V., 1985. Platform and off-platform carbonates of the Upper Cambrian of western Maryland, U.S.A. *Sedimentology*, 32:1-22.
- Demaison, G.J. y Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, 64:1179-1209.
- Droser, L.M. y Bottjer, D.J., 1986. A semiquantitative field classification of ichnofabrics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56:558-559.
- Droser, L.M. y Bottjer, D.J., 1988. Trends in depth and extent of bioturbation in Cambrian carbonate marine environments, western United States. *Geology*, 16:233-236.
- Einsele, G., 1982. Limestones-marl cycles (periodites): diagnosis, significance, causes - a review. En: Einsele, G. y Seilacher, A. (Eds.): *Cyclic and event stratification*. Springer-Verlag, 98-112. New York.
- Embry, A.F. y Klovan, E.J., 1972. Absolute water depth limits of Late Devonian paleoecological zones. *Geologische Rundschau* 61(2):672-686.
- Erlich, R.N., Barrett, S.F. y Bai Ju, G., 1990. Seismic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platforms. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 74:1523-1537.
- Flemings, P.B. y Jordan, T.E., 1990. Stratigraphic modeling of foreland basins: interpreting thrust deformation and lithospheric reology. *Geology*, 18:430-435.
- Flügel, E., 1982. *Microfacies analysis of limestones*. Springer-Verlag, 633 p. New York.
- Furque, G., 1958. El Ordovícico de la Precordillera Riojana. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 4 (28):343-369.
- Furque, G., 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 92: 1-69.
- Furque, G., 1972. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. *Geología Regional Argentina, Primer Simposio*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Córdoba.
- Furque, G., 1979. Descripción geológica de la Hoja 18c, Jáchal. *Servicio Geológico Nacional. Boletín* 164: 1-79.
- Furque, G., y Cuerda, A., 1979. Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza. *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, 1:455-522. Córdoba.
- Gardulski, A.F., Mullins, H.T. y Weiterman, S., 1990. Carbonate mineral cycles generated by foraminiferal and pteropod response to Pleistocene climate: west Florida ramp slope. *Sedimentology*, 37:727-743.
- Goldammer, R.K., Dunn, P.A. y Hardie, L.A., 1987. High frequency glacio-eustatic sea level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. *American Journal of Science*, 287:853-892.

- Gorsline, D.S., Kolpack, R.L., Karl, H.A., Drake, D.E., Fleischer, P., Thornton, S.E., Shwalbach, J.R. y Savdra, C.E., 1984. Studies of fine-grained sediment transport processes and products in the California Continental Borderland. En: Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (Eds.): *Fine-grained sediments: deep water processes and facies*. Geological Society of London Special Publication 15:395-415.
- Hallam, A. y Bradshaw, M.J., 1979. Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions. *Journal of the Geological Society of London*, 136:157-164.
- Hampton, M.A., 1972. The roll of subaqueous debris flow in generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42:775-758.
- Harrington, H.J. y Leanza, A.F. (eds.), 1957. Ordovician trilobites of Argentina. Department of Geology, University of Kansas Special Publications 1, 276 p.
- Hiscott, R.N. y James, N.P., 1985. Carbonate debris flows, Cow Head Group, Western Newfoundland. *Journal Sedimentary Petrology*, 55:735-745.
- Hiscott, R.N. y Middleton, G.V., 1979. Depositional mechanisms of thick bedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada. En: Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.): *Geology of continental slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 27:307-326.
- Hünicken, M.A., 1985. Lower Ordovician conodonts biostratigraphy in Argentina. *Boletín Academia Nacional de Ciencias Córdoba*. 56:309-322. Córdoba.
- James, N.P., y Mountjoy, E.W., 1983. Shelf-slope break in fossil carbonate platforms. En: Stanley, D.J. y Moore, G.T. (Eds.): *The shelfbreak critical interface on continental margins*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 33:189-206.
- Johnson, A.B., 1970. *Physical processes in Geology*. Freeman, Cooper and Co., 571 p. San Francisco.
- Keller, M., Cañas, F.L., Lehnert, O. y Vaccari, N.E., en prensa. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): some stratigraphic reconsiderations. *Newsletter on Stratigraphy*.
- King, D.T., 1986. Waulsortian-type buildups and resedimented (carbonate-turbidite) facies, early Mississippian Burlington shelf, central Missouri. *Journal Sedimentary Petrology*, 56:471-479.
- Komar, P.D., 1971. Hydraulic jumps in turbidity currents. *Geological Society of America Bulletin*, 82:1477-1488.
- Kreiss, R.D., 1981. Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the middle and upper Ordovician of southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51:823-848.
- Laporte, L.F., 1969. Recognition of a transgressive carbonate sequence within an epeiric sea: Helderberg Group (Lower Devonian) of New York state. En: Friedman, G.D. (Ed.): *Depositional environments in carbonate rocks*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 14:98-119.
- Larue, D.K., 1985. Quartzose turbidites of the accretionary complex of Barbados, II: Variations in bedding styles, facies and sequences. *Sedimentary Geology*, 42:217-253.
- Legarreta, L. y Uliana, M.A., 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En: McDonald, I.M. (Ed.): *Sedimentation, tectonics and eustasy*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 12:429-450.
- Leventhal, J., 1987. Carbon and sulfur relationships in Devonian shales from the Appalachian basin as an indicator of environment of deposition. *American Journal of Science*, 287:33-49.
- Leventhal, J., 1990. Comparative geochemistry of metals and rare earth elements from the Cambrian Alum Shale and Kolm of Sweden. En: Parnell, J., Lianjung, Y. y Changming, C. (Eds.): *Sediment-hosted mineral deposits*. International Association of Sedimentologists Special Publication, 11:203-216.
- López Gamundi, O.R., 1986. Significado hidrodinámico de la relación espesor de banco/tamaño máximo de clasto en algunos flujos de detritos subácueos del Carbonífero de Argentina. *Primer Reunión Argentina de Sedimentología*, Actas:121-123. La Plata.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows II: Depositional models with a special reference to deposits of high density turbidity currents. *Journal Sedimentary Petrology*, 52:279-297.
- Lundegard, P.D. y Samuels, N.D., 1980. Field classification of fine-grained sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50:781-786.
- Mc Cave, I.N., 1972. Transport and escape of fine grained sediment from shelf areas. En: Swift, D.J.P. (Ed.): *Shelf sediment transport*. Dowden, Hutchinson and Ross, pp.225-248. Stroudsburg.
- McIlreath, I.A., y James, P.N., 1984. Carbonate slopes. En: Walker R.G. (Ed.): *Facies Models*. Geoscience Canada, Segunda Edición, pp.245-257. Ontario.
- Middleton, G.V. y Hampton, M.A., 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. En: Stanley, D.J. y Swift, D.J. (Eds.): *Marine sediment transport and environmental management*. pp.197-218. New York.
- Moon, C.F. y Hurst, C.W., 1984. Fabrics of muds and shales: an overview. En: Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (Eds.): *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies*. Geological Society of London Special Publication, 15:579-593.
- Mullins, H.T. y Cook, H.E., 1986. Carbonate apron models: alternatives to the submarine fan model for paleoenvironmental analysis and hydrocarbon exploration. *Sedimentary Geology*, 48:37-79.
- Mutti, E., 1979. Turbidites el cónes sous-marines profonds. En: Homewood, P. (Ed.): *Sedimentation detritique (fluviale, littorale et marine)*. Institute der Geologie, University of Fribourg, pp.353-419.
- Mutti, E., y Normark, W., 1987. Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts. En: Legget, J.K. y Zuffa, G.G. (Eds.): *Marine clastic sedimentology*. Graham y Trotman. 1-38.
- Mutti, E., y Ricci Lucchi, F., 1975. Turbidite facies and facies associations. 9^o International Congress of Sedimentology, Field Trip Guide Book A-11:21-36. Nice
- Nardin, T.R., Hein, F.G., Gorsline, D.S. y Edwards, B.D., 1979. A review of mass-movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. En: Doyle, L.J. y Pilkey, O.H. (Eds.): *Geology of continental slopes*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 27:61-73.
- Nemec, W., Porebski, S. y Steel, R.J., 1980. Textures and structures of resedimented conglomerates: examples from Ksiaz Formation (Famenian-Tournaisian) southwestern Poland. *Sedimentology*, 27:519-538.
- Nemec, W., y Steel, R.J., 1984. Alluvial and coastal conglomerates: their significant features and some comments of gravelly mass-flow deposits. En: Koster, E.H. y Steel, R.J. (Eds.): *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 10:1-31.
- Nuhfer, E.B., 1981. Mudrock fabrics and their significance. Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51:1027-1029.
- Nuhfer, E.B., y Vinopal, R.J., 1979. A fabric-element based classification for low-porosity-shale gas reservoirs. *Proc. Third Eastern Gas Shales Symposium, METC/SP-79/6:485-498*.

- Ortega, G., Albanesi, G. y Hünicken, M.A., 1990. Conodonts and graptolites from the San Juan (Top) and Gualcamayo Formations (Arenig-Llanvirn), Cerro Potrerillos, Jáchal Department, San Juan Province, Argentina. En: Hünicken, M. (Ed.): First Latin American Conodont Symposium, Abstracts:103-105. Córdoba.
- Ortega, G., Brussa, E. y Toro, B., 1993. Las zonas de graptolitos de la Formación Gualcamayo (Arenigiano tardío-Llanvirniano temprano) en el norte de la Precordillera (provincias de La Rioja y San Juan), Argentina. *Revista Española de Paleontología*, 8(2):207-219.
- Ortega, G., Albanesi, G. y Hünicken, M.A., en prensa. Conodontes y graptolitos de la Formación San Juan y Gualcamayo (Arenigiano-Llandeilliano) en el Cerro Potrerillo, Precordillera de San Juan, Argentina. *Pesquizas*, Porto Alegre.
- Peralta, S.H., 1986. Graptofaunas del Llanvirniano inferior (Ordovícico) y Ludloviano inferior (Silúrico) en la Formación Rinconada, Precordillera de San Juan. 4º Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, 1:59-66. Mendoza.
- Pettijohn, F.J., 1957. *Sedimentary rocks*. Harper and Brothers, 567p. New York.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N. y Hein, F.J., 1989. Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman, 416 p. London.
- Piper, D.J.W., 1972. Turbidite origin of some laminated mudstones. *Geological Magazine*, 109:115-126.
- Piper, D.J.W., 1978. Turbidite muds and silts on deep-sea fans and abyssal plains. En: Stanley D.J. y Kelling, D.G. (Eds.): *Sedimentation in submarine canyons, fans and trenches*. Dowden, Hutchinson y Ross, pp.163-176. Stroudsburg.
- Posamentier, H.W. y Allen, G.P., 1993. Siliciclastic sequence stratigraphic patterns in foreland ramp-type basins. *Geology*, 21:455-458.
- Potter, P.E., Maynard, J.B. y Prior, W.A., 1980. *Sedimentology of shales*. Springer-Verlag, 306 p. Berlin.
- Raiswell, R. y Brener, R.A., 1985. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *American Journal of Science*, 285:710-724.
- Read, J.F., 1980. Carbonate ramp to basin transition and foreland evolution, Middle Ordovician, Virginia Appalachians. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 64:1575-1612.
- Ricken, W., 1986. Diagenetic bedding, a model for marl-limestone alternations. Springer-Verlag, 210 p. New York.
- Robertson, A.H.F., 1984. Origin of varve-type lamination, graded claystones and limestones-shale "couplets" in the lower Cretaceous of the western North Atlantic. En: Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (Eds.): *Fine-grained sediment: deep-water processes and facies*. Geological Society of London Special Publication, 15:437-452.
- Rhoads, D.C. y Morse, J.W., 1971. Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, 4:413-428.
- Rhoads, D.C. y Germano, J.D., 1986. Interpreting long-term changes in benthic community structure: a new protocol. *Hydrobiology*, 124:291-308.
- Sami, T. y Desrochers, A., 1992. Episodic sedimentation on an early Silurian, storm-dominated carbonate ramp, Becschie and Merrimack formations, Anticosti Island, Canada. *Sedimentology*, 39:355-381.
- Sarg, J.F., 1988. Carbonate sequence stratigraphy. En: Wilgus, Ch.K., B.S. Hastings, C.G.St.C. Kendall, H.W. Posamentier, C.A. Ross y Van Wagoner, J.C. (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:155-181.
- Savrda, Ch. E. y Bottjer, D.J., 1987a. Trace fossils as indicators of bottom-water redox conditions in ancient marine environments. En: Bottjer, D.J. (Ed.): *New concepts in the use of biogenic sedimentary structures for paleoenvironmental interpretation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, 52:3-26.
- Savrda, Ch. E. y Bottjer, D.J., 1987b. The exaerobic zone, a new oxygen-deficient marine biofacies. *Nature*, 327:54-56.
- Savrda, Ch. E. y Bottjer, D.J., 1991. Oxygen-related biofacies in marine strata: an overview and update. En: R.V. Tyson y Pearson, T.H. (Eds.): *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Geological Society of London Special Publication, 58:201-219.
- Schlager, W., 1981. The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. *Geological Society of America Bulletin*, 92:197-211.
- Scholle, P.A., Arthur, A.A. y Ekdale, A.A., 1983. Pelagic environment. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.H. (Eds.): *Carbonate depositional environments*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 33:619-691.
- Sellwood, B.W. y Jenkyns, H.C., 1975. Basins and swells and the evolution of an epeiric sea (Pliensbachian-Bajocian of Great Britain). *Journal of the Geological Society of London*, 131:373-388.
- Shaw, D.B. y Weaver, C.E., 1965. The mineralogical composition of shales. *Journal of Sedimentary Petrology*, 35:213-222.
- Stow, D.A.V. y Bowen, A.J., 1980. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediments by turbidity currents. *Sedimentology*, 27:31-46.
- Thornton, S.E., 1984. Basin model for hemipelagic sedimentation in a tectonically active continental margin: Santa Barbara basin, California continental borderland. En: Stow, D.A.V. y Piper, D.J.W. (Eds.): *Fine-grained sediments: Deep-water processes and facies*. Geological Society of London Special Publication, 15:377-394.
- Trümpy, R., 1960. Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. *Geological Society of America Bulletin*, 71:843-908.
- Tyson, R.V. y Pearson, T.H., (Eds.) 1991. *Modern and ancient continental shelf anoxia*. Geological Society of London Special Publication, 58. 376 p.
- Vaccari, N.E., 1993. El género *Annamitella* Mansuy, 1920 (Trilobita, Leiostegidae) en el Ordovícico de la Precordillera Argentina. *Ameghiniana*, 30(4):395-405.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. y Hardenbol, J., 1988. An overview of fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. En: Wilgus, Ch.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. y Van Wagoner, J.C. (Eds.): *Sea-level changes: an integrated approach*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:39-45.
- Wignall, P.B., 1991. Model for transgressive black shales? *Geology*, 19:167-170.
- Wilson, J.L., 1975. *Carbonate facies in geologic history*. Springer-Verlag, 471 p. New York.

Recibido: 2 de marzo, 1993

Aceptado: 21 de abril, 1994