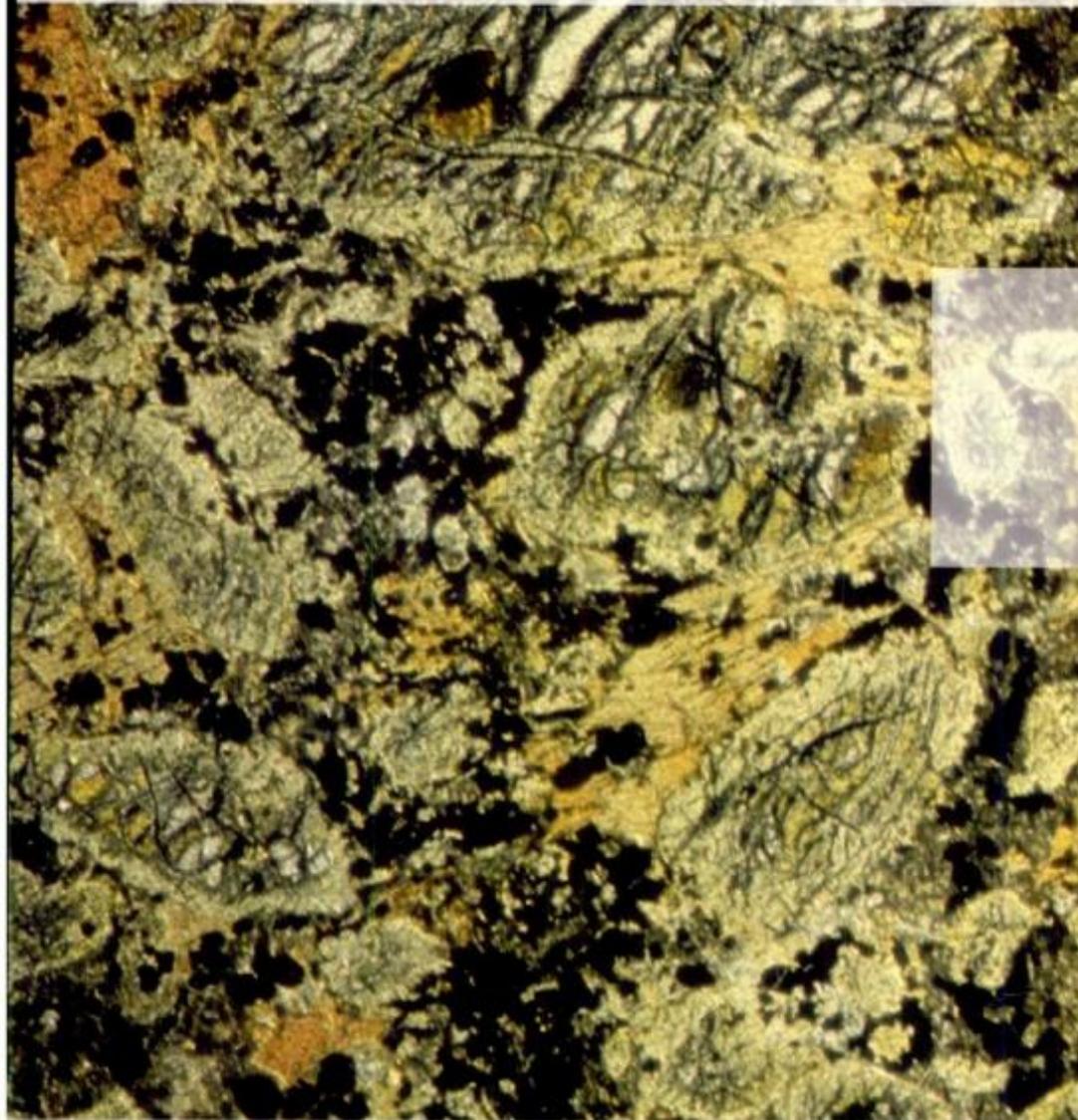


REVISTA

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Tomo 51 N° 2 1996



51 2

Revista de la Asociación
Geológica Argentina

97-192
28 de junio de 1996

ISSN
0004-4822

Buenos Aires
Argentina

ASOCIACIÓN GEOLÓGICA ARGENTINA
(Miembro de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas IUGS)

COMISIÓN DIRECTIVA
(1995-1997)

Presidente: Dr. Alberto C. Riccardi.

Vicepresidente: Dr. José Salfity.

Secretaria: Lic. Pamela Alvarez.

Tesorero: Lic. Omar Lapido.

Vocales titulares: Dra. Susana Damborenea.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dra. Paulina Nabel.

Dr. Daniel Rubiolo.

Vocales suplentes: Dr. Eugenio Aragón.

Dr. Pedro Depetris.

Dra. Graciela Mas.

Lic. Ernesto Cristallini.

Directora de la Revista: Dra. Susana Damborenea.

Subcomisión de Publicaciones: Dr. Eugenio Aragón.

Dra. Susana Damborenea.

Dra. Mónica López de Luchi.

Dr. Daniel Rubiolo.

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: Dra. Zarela Herrera, Secretaría de Minería de la Nación, Delegación Centro, Av. Poeta Lugones 161, 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: Lic. A. Benialgo, 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 Beresi, CRICYT, C.C. 131, 5500 Mendoza, Lic. Juan C. Zanettini, C.C. 32, 5519 GuaymaAllén, Mendoza.

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

Plaza Huincul: Lic. M.A. Rebase, Campamento 1 YPF, 8319 Plaza Huincul, Neuquén.

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

Río Cuarto: Lic. A.M. Esparza de Suralonga, Ciudad Universitaria, Ruta 8 Km 602, Pabellón H, 5800 Río Cuarto, Córdoba.

Río Gallegos: Lic. Pedro Tiberi, Manchuria 50, 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. Cristina Moya, 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 Meglioli, 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 Casadío, 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

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 y Lic. Selvia Tourn, 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. P. Nabel, Av. Angel Gallardo 470, 1405 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. Geologia, Univ. Federaldo Parana, Cx. Postal 19.011, Curitiba-PR.

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

Chile: E. Godoy, Servicio Nacional de Geología y Minería, Casilla 10465, Santiago.

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

Lamprófito ultramáfico (aillikita), Abra de Santa Cruz, Departamento Santa Victoria, Provincia de Salta.
Flogopita, olivino serpentizado, diópsido, perovskita, ilmenita, apatita y calcita. Campo: 4 x 5,5 mm aprox.
Colección y fotomicrografía por Daniel Rubiolo.

Ultramafic lamprophyre (aillikite), Abra de Santa Cruz, Santa Victoria Department, Salta Province.
Phlogopite, serpentized olivine, diopside, perovskite, ilmenite, apatite and calcite. Field: 4 x 5.5 mm aprox.
Collection and photomicrography by Daniel Rubiolo.

Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico

Ricardo A. ASTINI^{1,2} y Norberto E. VACCARI^{1,2}

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas

²Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de Córdoba, Av. Vélez Sársfield 299, C.C. 395, 5000 Córdoba, Argentina.

ABSTRACT. *Geological significance of a Lower Cambrian evaporitic succession in the Precordillera.* A new Lower Cambrian unit, composed mainly of sulphate-carbonate evaporites and red, fine-grained terrigenous clastic rocks, located in the northern part of the Precordillera in La Rioja Province, is described and analyzed. Its general appearance is that of a diapiric evaporitic dome partially affected by halokinesis. Preliminary environmental analysis suggests that the Tatora Formation (*nov. form.*) represents marginal marine environments, probably related to initial rifting stages of the basin. Almost 340 m thick, the succession shows a gradual evolution from evaporite flat facies to normal salinity, mixed, siliciclastic-carbonate tidally influenced deposits. The siliciclastic-carbonate facies have a well-preserved Early Cambrian trilobite fauna. The thickness of the evaporite section suggests that it might represent a marginal gypsum wedge developed during a major sea-level fluctuation, and in which marine water bodies experienced an increase in brine salinities leading to sulphate precipitation. In terms of the geological evolution of the Precordillera this unit constitutes an important clue to support the east-west polarity of the basin. The Tatora Formation has important structural and economical implications for the region.

Introducción

En el extremo norte de la Precordillera argentina (suroeste riojano, Fig. 1) se localiza un cuerpo sedimentario evaporítico cámbrico inferior de características inéditas para la comarca.

Esta unidad, que supera los 14 km² de superficie y es mapeable a escala 1:25.000, recibe el nombre de Formación Cerro Tatora (*nov. form.*). Su importancia es valiosa ya que, a la vez de ser un interesante yacimiento no metalífero sin dificultades de acceso, constituye el zócalo más antiguo en donde se asientan las sucesiones calcáreas cambro-ordovícicas. Desde un punto de vista evolutivo permite comprobar la existencia de un borde de cuenca para el Cámbrico Inferior reduciendo las incógnitas sobre el origen y polaridad de la cuenca. Cabe destacar que Furque (1963 y 1972) fue quien primero mencionó en esta región cambios de facies a areniscas cuarcíticas dentro de la Formación San Juan, que en aquel entonces comprendía toda la sucesión calcárea.

El Cámbrico de la Precordillera argentina ha sido caracterizado históricamente como un sistema desarrollado en continuidad con el Ordovícico y conformado en esencia por sucesiones carbonáticas asentadas sobre un basamento de naturaleza incierta (Baldis *et al.* 1982, Ramos *et al.* 1986). A grandes rasgos pueden diferenciarse, dentro del Cámbrico precordillerano, litosomas autóctonos y litosomas alóctonos; inicialmente de naturaleza autóctona y posteriormente transportados, en general por fenómenos gravitacionales, a sus lugares de yacencia actual. Las unidades que contienen a estos últimos son en diversas localidades de la Precordillera de

edad ordovícica (Astini 1991, Benedetto y Vaccari 1993, Bordonaro *et al.* 1993). De acuerdo a las evidencias disponibles serían autóctonas las unidades cámbricas aflorantes en la Precordillera Oriental (Baldis *et al.* 1982), aquéllas ubicadas en las corridas del Cerro La Chilca, La Silla y San Roque pertenecientes a los cordones septentrionales de la Precordillera Central sanjuanina (*sensu* Ortiz y Zambrano 1981) y las del extremo norte ubicadas a la latitud de la localidad de Guandacol en La Rioja (Vaccari 1990). En cambio, se reconocieron como alóctonos los litosomas cámbricos del área de San Isidro en Mendoza (Bordonaro *et al.* 1993) y los de la Precordillera Occidental (Benedetto y Vaccari 1993).

Por causas atribuidas generalmente a fenómenos de despegue estructural en los niveles calcáreos (Baldis y Chebli 1969, Allmendinger *et al.* 1990), la naturaleza del Cámbrico basal autóctono fue hasta el presente desconocida. Esta contribución tiene por objeto describir y analizar el posible significado geológico de esta nueva unidad cámbrica precordillerana.

Definición y localidad tipo de la Formación Cerro Tatora

La Formación Cerro Tatora (*nov. form.*) se localiza en el suroeste riojano (Fig. 1) en el borde oriental de la Precordillera Septentrional en el ámbito sur de la Hoja Geológica Cerro La Bolsa (Furque 1972). La sección tipo aflora en la Quebrada del Yeso (Figs. 1 y 2),



localizada a 9 km al oeste-noroeste de la localidad de Guandacol. Los accesos al área pueden realizarse a través de la quebrada de La Angostura que la atraviesa por el extremo sur o del río Yanso por el que se accede desde el norte. Su nombre deriva del cerro Totorá (2367 m), principal accidente geográfico del área, ubicado inmediatamente al oeste de sus afloramientos (Fig. 1).

Constituye una faja de algo más de 4 km de longitud que se extiende con rumbo sursureste-nornoroeste bordeando al cerro homónimo. En su parte central (quebrada del Yeso) llega a tener 625 m de ancho aflorante. Su base no aflora, limita hacia el este (Fig. 2), en contacto tectónico, con depósitos clásticos rojos interpretados por Furque (1972) como pertenecientes a la Formación Ojo de Agua. Sin embargo, por su afinidad litológica (intercalaciones evaporíticas laminares y eolianitas), y presencia de lentes de conglomerados volcánoclasticos de composición andesítica, estos depósitos rojos corresponderían al Terciario inferior según la reciente interpretación de Jordan *et al.* (1993). En el sector sur (quebrada de la Angostura) la unidad evaporítica limita en contacto tectónico con la Formación La Flecha (Cámbrico Superior). Por el oeste, la unidad está cubierta en aparente concordancia por depósitos carbonáticos.

Esta última sucesión es asignada al Cámbrico inferior-medio (Vaccari 1990) e interpretada por Cañas (1988) como depósitos de plataforma perimareal.

La edad más joven asignada a esta unidad es Cámbrica temprana alta basada en trilobitofaunas. La fauna está contenida en los niveles superiores en donde se intercalan depósitos terrígenos (limolítico-arcilíticos) con *grainstones* y *packstones* oolítico-oncolíticos-biolásticos.

Esta formación se correlaciona tentativamente con niveles silicoclásticos rosados y amarillentos de la Formación La Laja en la quebrada de La Flecha.

Descripción general

La unidad presenta en general una marcada alteración superficial a menudo cubierta por costras cavernosas y chorreados de colores pardos originados por la acumulación de residuos insolubles que junto a la variable deformación interna (halokinesis *sensu* Kupfer 1974) obstaculiza el estudio litofacial. La naturaleza restringida de los afloramientos y su geometría elongada con aparentes cierres periclinales fallados al

noreste y sur permiten interpretarla como un diapiro salino, que habría sido activo durante la Orogenia Andina. Depósitos de similares características son frecuentemente mencionados en la literatura y su registro está condicionado a regiones áridas o semiáridas en donde, como en la Precordillera, a pesar de existir enmascaramientos locales por disolución y brechamiento pueden diferenciarse estructuras primarias y diagenéticas.

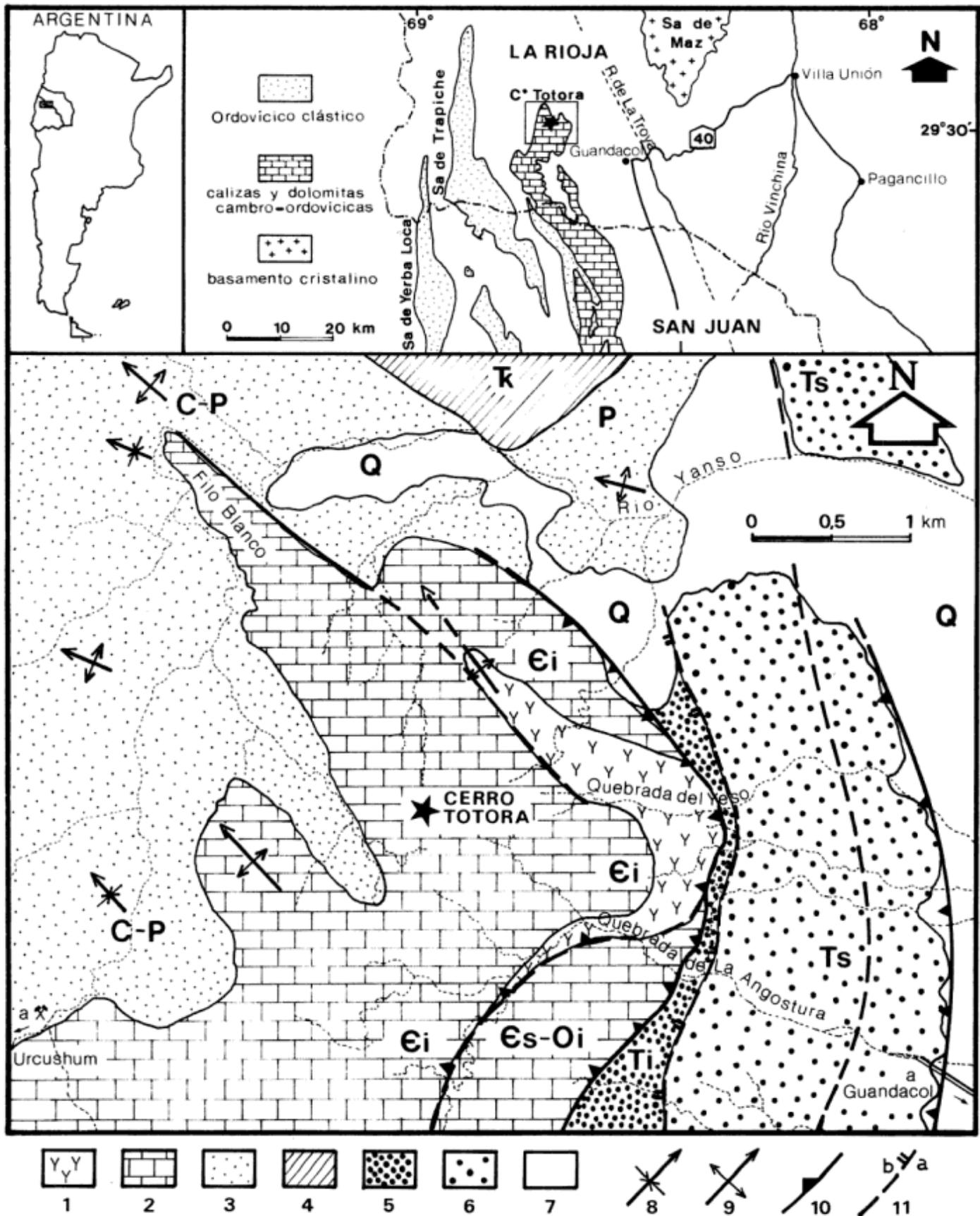
La Formación Cerro Totorá posee un espesor aproximado de 350 m pudiendo subdividirse en tres miembros (Fig. 3).

a) *Miembro inferior clástico-calcáreo*: posee 45 m de espesor y está compuesto por una intercalación de pelitas limosas y areniscas finas rojizas, generalmente laminadas, con bancos dolomíticos tabulares, de espesor variable entre 30 y 50 cm, de color blanco-amarillento laminados. La relación entre terrígenos/carbonatos varía entre 3:1 y 5:1. Se apoya en falla sobre el Terciario y es transicional al miembro medio.

b) *Miembro medio yesoso*: presenta aproximadamente 250 m de espesor y está compuesto por bancos delgados a gruesos de yeso laminado que conforman sucesiones de varios metros, intercalados con bancos calcáreos dolomitizados, grises y blanquecinos, macizos y laminados (Figs. 4a y b). Los bancos de yeso más puros poseen colores grises, mientras que en general, los colores varían entre rojo-rosado y verde-amarillento claros, dependiendo del color de las finas intercalaciones arcillosas. Los bancos con yeso nodular y macizo son escasos, aunque son frecuentes los niveles fibrosos recristalizados. La relación yeso/carbonatos oscila entre 6:1 y 10:1.

c) *Miembro superior silicoclástico* (Fig. 4c): posee 55,5 m de espesor y está compuesto por una sucesión predominantemente morada-rojiza, de arcillitas, limolitas y areniscas finas laminadas dispuestas cíclicamente con intercalaciones delgadas de margas y calizas finamente laminadas. Los ciclos oscilan entre 0,8 y 5 m de espesor, siendo la estructura más frecuente la estratificación heterolítica en sus variedades "flaser", lenticular y ondulada. En el tope de los ciclos (Fig. 4d) son comunes los niveles con grietas de desecación, trazas fósiles y cristales prismáticos de yeso intrasedimentario (Handford 1982, Warren 1982). Estos últimos habrían controlado durante la desecación parcial, por exposición subaérea, el desarrollo de las grietas poligonales (*cf.* Astin y Rogers 1991). En el tramo superior este miembro gradúa a niveles delgados de pelitas verde oliva y cuarcitas amarillentas, medianas a gruesas, con calizas amarillentas y grises (*grainstones*

Figura 1: Mapa de ubicación general y mapa geológico del área de afloramientos de la Formación Cerro Totorá en la Precordillera riojana. Ci: Cámbrico inferior, Cm: Cámbrico medio, Cs: Cámbrico superior, Oi: Ordovícico inferior (rocas carbonáticas), C: Carbonífero, P: Pérmico, T: Triásico (areniscas rojas y moradas), Ti: Terciario inferior (pelitas rojas con intercalaciones muy delgadas de yeso blanco y areniscas eólicas), Ts: Terciario superior (conglomerados rosados) Q: Cuaternario (depósitos aluviales modernos). 1: depósitos yesíferos, 2: calizas y dolomitas grises, 3: areniscas rojas y rosadas, 4: areniscas y conglomerados morados, 5: pelitas y areniscas rojas, 6: conglomerados inmaduros, 7: depósitos gravosos modernos, 8: sinclinal buzante, 9: anticlinal buzante, 10: corrimiento (triángulo indica bloque superior), 11: falla normal, a) labio alto, b) labio bajo.



oolíticos, oncolíticos y bioclásticos). El contacto superior es transicional con la sucesión carbonática eocámbrica descrita por Cañas (1988), compuesta por *mudstones* y *wackestones* peloidales, profusamente bioturbados y parcialmente dolomitizados, en bancos medianos a gruesos.

Edad

Los niveles pelíticos verde amarillentos del tope de la unidad (miembro superior) poseen una interesante fauna de trilobites compuesta exclusivamente por olenélidos. En los niveles con coquinas suprayacentes se reconocieron, además, dorypígidos, ptycopáridos y braquiópodos articulados. En una etapa preliminar se ha determinado la presencia de *Arcuolenellus megafontalis* (Vaccari) y de *Olenellus (Olenellus) sp.* Sólo dos especies han sido referidas al género *Arcuolenellus* Palmer y Repina (1993). La especie tipo *A. arcuatus* Palmer (en Palmer y Halley 1979) es característica de la parte alta de la Biozona de *Olenellus* en California (Palmer y Repina 1993), mientras que el biocrón de la especie argentina *A. megafontalis* es

aún desconocido con precisión debido al escaso conocimiento de la distribución de los trilobites del Cámbrico Inferior de Precordillera. Con anterioridad esta especie fue asignada a la Biozona de *Bonnia-Olenellus* (Vaccari 1990). Es importante destacar que *A. megafontalis* también ha sido registrada en los bloques alóctonos de la Formación Los Sombreros en el río Ancaucha al noroeste de Jáchal.

Consideraciones sedimentológicas y paleoambientales

La diagnosis de los paleoambientes evaporíticos depende en buen grado de las facies asociadas más que de características internas que son frecuentemente alteradas por procesos diagenéticos y tectonismo posterior (Schreiber 1986, Kendall 1992). La mineralogía de las arcillas y sales asociadas, actualmente en estudio, permitirá arrojar mayor luz sobre las condiciones de sedimentación y su caracterización paleoambiental.

Algunos rasgos primarios permiten establecer una génesis relacionada con ambientes hipersalinos supramareales y de plataforma somera. El rasgo más

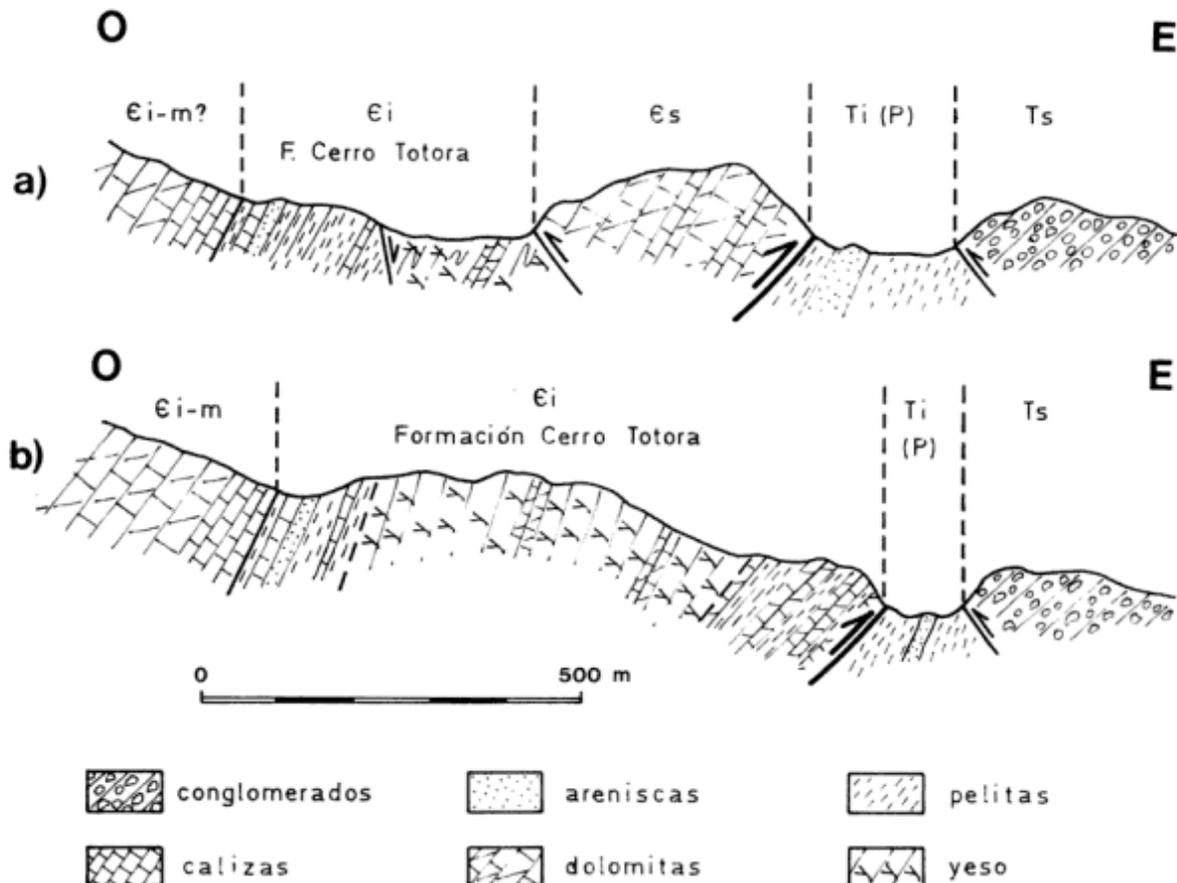


Figura 2: Perfiles geológicos esquemáticos a) Quebrada de La Angostura y b) Quebrada del Yeso (perfil tipo de la Formación Cerro Totora). Iniciales como en Fig. 1.

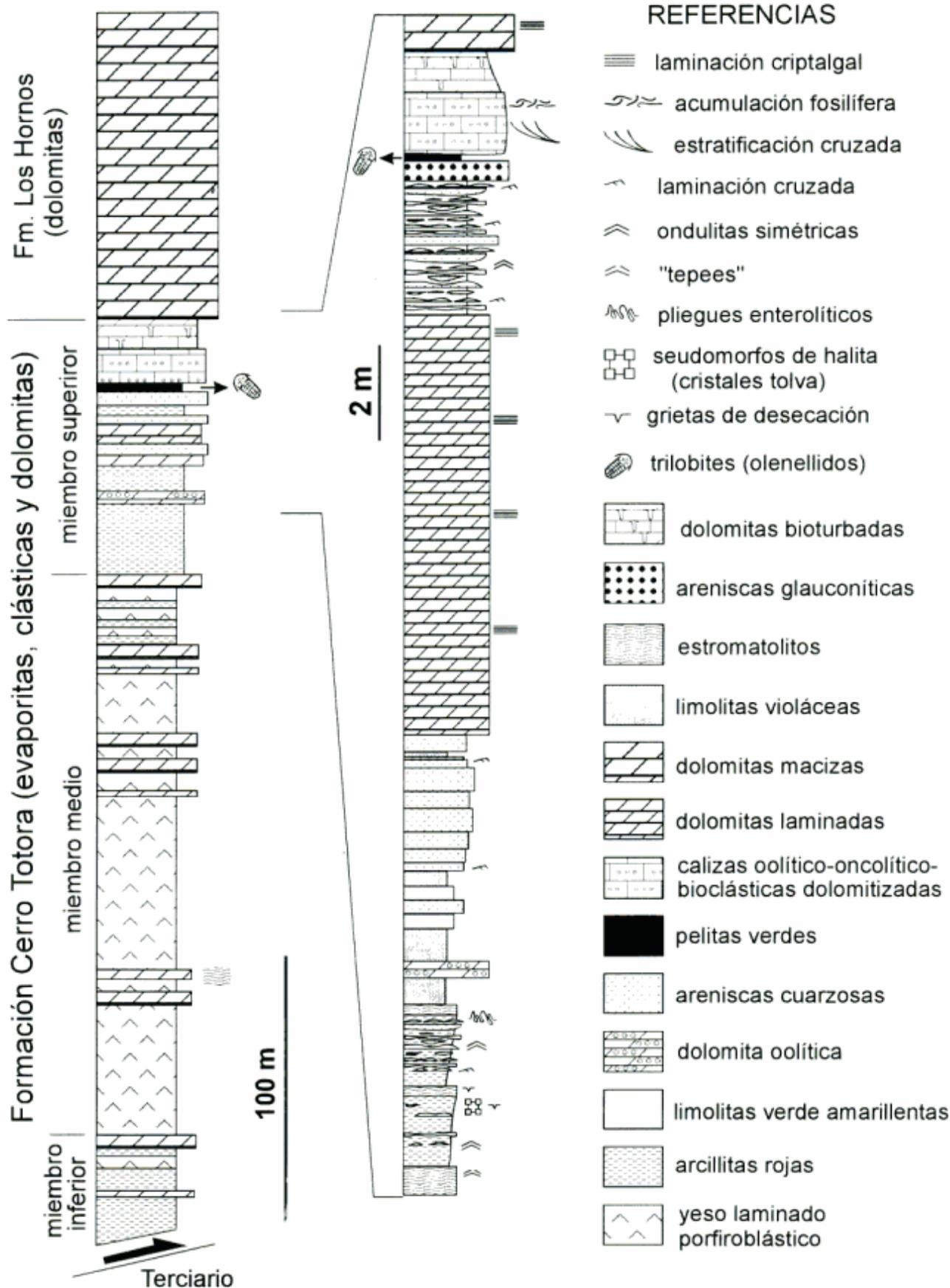


Figura 3: Columna estratigráfica generalizada de la Formación Cerro Totorá (Cámbrico inferior) en la Precordillera riojana y detalle del miembro superior.

significativo del miembro yesoso es la estratificación interna del depósito, cuyas capas varían entre milímetros y decenas de centímetros. Láminas arcillosas de colores rojos y en menor proporción verde separan las capas de yeso. Niveles concordantes de yeso cristalino con fibras aciculares dispuestas transversalmente a la estratificación son comunes en todo el miembro. Como producto de crecimiento secundario estas últimas desplazan los insolubles acumulándolos hacia los bordes. La fábrica interna de las capas de yeso es equigranular y en ocasiones con cristales maclados intercrecidos con elongación vertical y brusca o gradual disminución del tamaño de los mismos hacia los límites de las láminas, las que individualmente suelen truncarse con bajo ángulo, indicando la presencia de fenómenos erosivos. Se hallaron escasos bancos de yeso nodular (con estructuras de tipo *chicken wire*), algunos de los cuales presentan plegamientos intrafoliares el tipo enterolítico. Estas estructuras son en conjunto comunes en ambientes de planicies evaporíticas marinas marginales (*sensu* Warren 1991) y albuferas salinas someras.

La intercalación de bancos calcáreos de entre 20 y 50 cm de espesor constituye un rasgo distintivo. Se trata de calizas grises dolomitizadas y porosas y de dolomías amarillentas. Las primeras son bandeadas y están compuestas por fangos micríticos y peloidales intercalados con niveles de *grainstones* oolíticos e intraclásticos con laminación cruzada. Las dolomitas son internamente macizas o están finamente laminadas, presentando intervalos con acumulación de intraclastos. Las calizas habrían sido depositadas en condiciones subáreas y de salinidad normal siendo posteriormente dolomitizadas durante la diagénesis temprana. Las calizas micríticas y peloidales representan depósitos subtidales, probablemente de albufera, mientras que los *grainstones* podrían representar depósitos de barras. La fina laminación interna de algunas dolomitas recuerda a depósitos algales (laminación criptalgálica) comunes en ambientes supra, inter y submareales.

La alternancia de bancos calcáreos dentro de la sucesión evaporítica indica períodos de desalinización durante el evento evaporítico que pueden vincularse con momentos de mayor conexión con aguas marinas normales (*cf.* El-Anbaawy *et al.* 1992). Estos ciclos podrían vincularse con oscilaciones relativas del nivel del mar de alta frecuencia (*cf.* Tucker 1993).

Las facies detríticas rojas presentan una marcada ciclicidad, en donde las pelitas laminadas marcan momentos de decantación alternados con facies heterolíticas típicas de retrabajo del fondo por corrientes oscilatorias o de marcadas fluctuaciones hidrodinámicas. Intercalaciones delgadas de areniscas finas con laminación paralela en la base y convoluta hacia el tope interrumpen las pelitas, pudiendo interpretarse como depósitos de eventos de mayor energía. Algunos ciclos están coronados por niveles calcáreos con abundantes laminitas y otros poseen grietas de

deseccación que indican una periódica exposición subárea. La coloración rojo-morada, las estructuras heterolíticas y las grietas de desecación indican la depositación subárea somera a subárea de estos ciclos de somerización.

La intercalación gradual de facies carbonáticas y el pasaje gradual a tonalidades verdes de las pelitas asociadas en el tope de la unidad indican una progresiva profundización. Tanto las areniscas cuarzosas como los bancos de *grainstones* indican momentos de mayor energía que alternan con las pelitas verde oliva depositadas por decantación y portadoras de faunas de trilobites con buena preservación. Asimismo, los *wackestones* y *mudstones* bioturbados que suceden transicionalmente a esta unidad, indican condiciones de progresiva tranquilidad ambiental y baja tasa de sedimentación pudiendo vincularse con una profundización o una restricción progresiva.

El desarrollo de facies mixtas silicoclásticas-carbonáticas es común en plataformas someras de gran extensión areal donde bancos oolíticos restringen el paso de los materiales detríticos provenientes del interior continental. Cuando las albuferas se desconectan parcialmente del mar su salinidad se incrementa conduciendo a la precipitación evaporítica.

Desde un punto de vista geoquímico los depósitos de yeso son los más comunes en relación con cuencas marinas restringidas donde el agua de mar necesita concentrarse 3,8 veces para lograr su precipitación (McCaffrey *et al.* 1987), siendo junto con los carbonatos de calcio los primeros en precipitar. En general las evaporitas marinas son deficientes, como en este caso, en sales muy solubles ya que se requieren concentraciones mucho más elevadas propias de cuencas cerradas (Lucia 1972).

Por su gran espesor, la Formación Cerro Totora representa una cuña evaporítica (*cf.* Kendall 1988) desarrollada probablemente como producto de una fluctuación eustática de orden mayor (James y Kendall 1992). Esta habría sido capaz de restringir cuerpos de agua marinos transformándolos en depocentros salobres donde precipitó el yeso, o bien, de inundar extensiones neoplanizadas generando llanuras salinas.

Significado estratigráfico y paleogeográfico

El análisis de la columna permite definir la presencia de un ciclo de hipersalinización y desalinización progresiva. Hacia el tope la sucesión evaporítica posee una clara tendencia transgresiva o de inundación progresiva, en la cual la generación de sedimentos no habría alcanzado a compensar la velocidad de ascenso del nivel del mar, produciendo en consecuencia la dilución del sistema salobre y el consiguiente pasaje a facies de salinidad normal. Un incremento sostenido del nivel relativo del mar en un margen pasivo sería el responsa-

ble de generar plataformas con albuferas limitadas por sistemas de barreras durante niveles de mar alto. Esto último podría explicar el pasaje de facies silicoclásticas del miembro superior, de neta influencia continental, a la sucesión calcárea que le sucede en transición, propia de sistemas de barreras y albuferas. Si bien las evaporitas representan una alta velocidad de agradación vertical (Schreiber 1986, Kendall 1992) y a juzgar por el espesor de la Formación Cerro Totorá, cabe pensar que el control de la sedimentación pudo haber sido ejercido por factores compatibles con la magnitud de fluctuaciones eustáticas de segundo o tercer orden (cf. Vail *et al.* 1977, Plint *et al.* 1992). La ciclicidad interna de esta sucesión indica, a su vez, que fluctuaciones de mayor frecuencia condicionaron la sedimentación. La alternancia de bancos de yeso laminado con otros netamente calcáreos indica variaciones de salinidad y

profundidad compatibles con fluctuaciones del nivel del mar de cuarto y quinto orden (Kendall 1992, Tucker 1993).

Desde un punto de vista regional esta unidad constituiría parte de la secuencia basal del ciclo sedimentario cámbrico, de naturaleza autóctono, por primera vez descrito en la Precordillera argentina. Tentativamente, podría correlacionarse con los niveles más bajos de La Formación La Laja, de naturaleza silicoclásticas, hallados por uno de los autores (N.E.V.) en la base de la sucesión cámbrica en la quebrada de La Flecha en la sierra Chica de Zonda. En esta última localidad no se hallaron evaporitas intercaladas y los depósitos detríticos contienen niveles sabulíticos cuarzosos y subfeldespáticos. Facies rojas podrían también estar presentes en el extremo occidental de la sierra de Villicum, cercanas a la escarpa de falla, aunque en esta

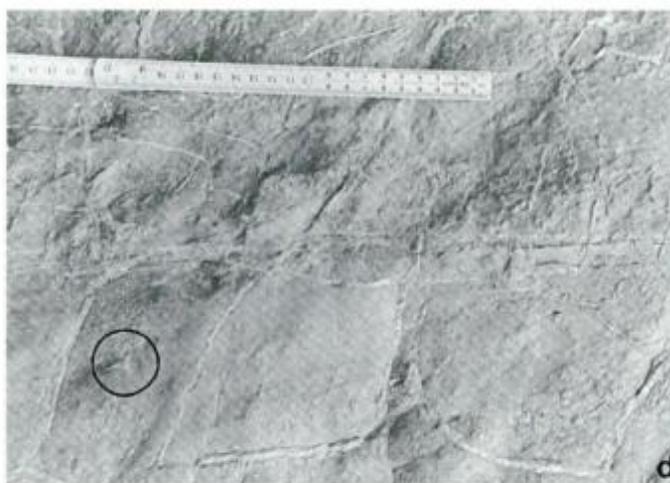


Figura 4: a) Evaporitas intercaladas con limo-arcilitas rojas de la base del miembro medio, b) Detalle de evaporitas laminadas (gris claro) intercaladas con bancos calcáreos (gris oscuro borde superior), c) Vista panorámica del miembro superior clástico en el filo que separa la quebrada del Yeso con la del río Yanso. Le subyace el miembro medio y suprayace el Cámbrico inferior-medio? carbonático. (*: niveles fosilíferos, persona en círculo) y d) Niveles terrígenos finos con grietas de desecación rellenas con yeso pertenecientes al tramo inferior del miembro superior. Obsérvese el cristal de yeso intrasedimentario en círculo.

última localidad no tenemos un registro comprobado. La ausencia de series evaporíticas en otras localidades coetáneas puede deberse a la naturaleza areal restringida de estas facies o bien, a que no fueron involucrados por la tectónica posterior en la pared colgante de los corrimientos.

Astini (1986, 1991) destacó la presencia de clastos redondeados de areniscas rojas dentro del Conglomerado de Las Vacas de composición subfeldespática, granulometría de arenisca media y muy bien seleccionados. A la luz de este hallazgo éstos resultan correlacionables con los intercalados entre las evaporitas, particularmente en los miembros inferior y superior de la Formación Cerro Totorá. Esto fortalece la hipótesis de que durante la fase Guandacólica (Llanvirniano superior-Llandeiliano) fue precisamente el borde más oriental de la cuenca el que se deformó, constituyéndose al menos en parte del área de proveniencia de los materiales presentes en el conglomerado.

Con respecto a la polaridad de la cuenca precordillerana (véase Ramos *et al.* 1984, 1986, Dalla Salda *et al.* 1992a y 1992b, 1993, Benedetto y Astini 1993), esta unidad se suma a las numerosas evidencias sedimentológicas y estratigráficas que indican una profundización de la cuenca hacia el oeste y un ensamble cratónico hacia el presente este.

Implicancias estructurales

Esta unidad constituye en el norte de la Precordillera parte de las sucesiones que afloran en la base de los corrimientos andinos. Desde un punto de vista estructural, por sus interesantes propiedades mecánicas, podría haber influido en el desarrollo del *foreland*. Asimismo, por constituir las sucesiones más antiguas halladas en la Precordillera y por situarse próximos a la región de convergencia entre las provincias estructurales de Precordillera y de Sierras Pampeanas (Furque 1972, Reynolds *et al.* 1990), su presencia en láminas corridas podría relacionarse con una escasa profundidad del basamento en la región de intersección entre ambos dominios estructurales. Al respecto es importante mencionar que en esta latitud la distancia entre ambos dominios se reduce considerablemente (< 10 km) y al norte de la región de Las Juntas (Reynolds *et al.* 1990) las Sierras Pampeanas de Umango y Espinal deforman las sucesiones permo-triásicas precordilleranas que las solapan.

Importancia económica

Análisis químicos realizados sobre roca total en los bancos yesosos primarios con espesores variables entre

10 y 30 cm del miembro medio (tramo medio) arrojaron valores de 81,2 % de $\text{SO}_4 \cdot \text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, mientras que el porcentaje respectivo en la sucesión laminada, con mayores proporciones de arcilla, arrojó un valor de 42,04 % de yeso. Los niveles de yeso fibroso arrojan valores de hasta el 100 % de pureza. Por su adecuado espesor y fácil acceso, la unidad podría constituir un yacimiento económicamente redituable, y dada su proximidad con cordones calcáreos de la Formación San Juan sería interesante realizar un estudio de prefactibilidad económica para la instalación de un polo de desarrollo cementero en las cercanías de Guandacol.

Conclusiones

Se define la Formación Cerro Totorá (*nom. nov.*) que comprende depósitos de evaporitas cámbricas inferiores y constituye parte del ciclo de sedimentación más antiguo hallado en la Precordillera. Dentro de ella se diferencian tres miembros informales asignables, respectivamente, a paleoambientes de llanura de marea mixta, plataforma submareal hipersalina y llanura intermareal a submareal con salinidad normal.

El hallazgo posee importantes implicancias paleogeográficas y estructurales. Entre ellas las más sobresalientes son que reafirma la polaridad este-oeste del desarrollo de la Precordillera y que el zócalo de basamento estaría a poca profundidad en el norte, siendo posible la protrusión de diapiros salinos durante los movimientos andinos condicionando el estilo de deformación en dicha región.

Esta unidad, expuesta en aproximadamente 14 km, podría constituir una importante fuente de yeso de valor económico, por su fácil acceso y condiciones de explotabilidad. Análisis geoquímicos y de rayos X en progreso arrojarán nuevos datos y permitirán ajustar el modelo depositacional de la unidad.

Agradecimientos

Los autores deseamos agradecer a J.L. Benedetto la lectura crítica de una versión inicial de este trabajo. Hacemos extensivo nuestro reconocimiento a G. Simián de la Compañía Juan Minetti S.A. por su colaboración en la realización de los análisis químicos, a los geólogos de la ex Empresa Angloamericana Co. y a F. Cañas con quienes recorrimos inicialmente los afloramientos. Asimismo agradecemos a T. Jordan, J. J. Pueyo y árbitros de la revista sus valiosos comentarios. El Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y el Consejo de Investigaciones Científicas de la Provincia de Córdoba proveyeron el apoyo económico.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allmendinger, R.W., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C. y Isacks, B.L., 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S latitude. *Tectonics*, 9(4): 789-809.
- Astin, T.R. y Rogers, D.A., 1991. Subaqueous shrinkage cracks in the Devonian of Scotland reinterpreted. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61: 850-859.
- 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 de Licenciatura. 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. (inédito).
- Baldis, B.A. y Chebli, G., 1969. Estructura profunda del área central de la Precordillera sanjuanina. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, 1: 47-66. Neuquén.
- Baldis, B.A., Beresi, M.S., Bordonaro, O. y Vaca, A., 1982. Síntesis evolutiva de la Precordillera Argentina. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, 4: 399-445. Buenos Aires.
- Benedetto, J.L. y Astini, R.A., 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Palaeozoic. Second International Symposium on Andean Geodynamics. Extended abstracts: 501-504. Oxford.
- Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E., 1993. Significado estratigráfico y tectónico de los complejos de bloques resedimentados cambro-ordovícicos de la Precordillera occidental argentina. *Estudios Geológicos*, 48(5-6): 305-313.
- Bordonaro, O., Beresi, M.S. y Keller, M., 1993. Reinterpretación estratigráfica del Cámbrico del área de San Isidro, Precordillera de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 2: 12-19. Buenos Aires.
- Cañas, F.L., 1988. Facies perimareales del Cámbrico Inferior en el área de Guandacol (La Rioja). 2° Reunión Argentina de Sedimentología, 1: 46-50. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A., y Varela, R., 1992a. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America. *Geology*, 20: 616-620.
- Dalla Salda, L.H., Dalziel, I., Cingolani, C. y Varela, R., 1992b. Did the Taconic Appalachians continue into southern South America? *Geology*, 20: 1059-1062.
- Dalla Salda, L., Varela, R. y Cingolani, C., 1993. Sobre la colisión de Laurentia-Sudamérica y el orógeno Famatiniano. 12° Congreso Geológico Argentino, Mendoza, 3: 358-366. Buenos Aires.
- El-Annabawy, M., Al-Aawah, M.A.H., Al-Thour, K.A. y Tucker M.E., 1992. Miocene evaporites of the Red Sea rift, Yemen Republic: sedimentology of the Salif halite. *Sedimentary Geology*, 81(1): 61-71.
- Furque, G., 1963. Descripción Geológica de la Hoja 17b, Guandacol. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 92: 1-104. Buenos Aires.
- Furque, G., 1972. Descripción Geológica de la Hoja 16b, Cerro La Bolsa. Servicio Nacional de Minería y Geología, Boletín 125: 1-69. Buenos Aires.
- Handford, C.R., 1982. Sedimentology and evaporite genesis in a Holocene continental sabkha playa basin- Bristol Dry Lake, California. *Sedimentology*, 29: 239-253.
- James, N.P. y A.C. Kendall, 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.): *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 265-275. Ontario.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damanti, J.F. y Drake, R.E., 1993. Chronology of motion in a complete thrust belt: The Precordillera 30-31° S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 135-156.
- Kendall, A.C., 1988. Aspects of evaporite basin stratigraphy. En: Schreiber, B.C. (Ed.): *Evaporites and hydrocarbons*. Columbia University Press, pp. 11-65. New York.
- Kendall, A.C., 1992. Evaporites. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.): *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 375-409. Ontario.
- Kupfer, D.H., 1974. Environment and intrusion of Gulf Coast salt and its probable relationship to plate tectonics. 4° Symposium on Salt. Northern Ohio Geological Society, 2: 197-213. Cleveland.
- Lucia, F.J., 1972. Recognition of evaporite carbonate shoreline sedimentation. En: Rigby, J.K. y Hamblin, W.R. (Eds.): *Recognition of ancient sedimentary environments*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 16: 160-191.
- McCaffrey, M.A., Lazar, B. y Holland, H.D., 1987. The evaporation path of sea-water and the coprecipitation of Br and K with halite. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57: 928-937.
- Ortiz, A. y Zambrano, J.J., 1981. La Provincia Geológica de Precordillera Oriental. 8° Congreso Geológico Argentino, 3: 59-74. San Luis.
- Palmer, A.R. y Halley, R.B., 1979. Physical stratigraphy and trilobite biostratigraphy of the Carrara Formation (Lower and Middle Cambrian) in the southern Great Basin. U.S. Geological Survey, Professional Paper 1047: 1-131.
- Palmer, A.R. y Repina, L.N., 1993. Through a glass darkly: Taxonomy, phylogeny, and biostratigraphy of the Olenella. University of Kansas Paleontological Contributions, New Series, 3, 35 p.
- Plint, A.G., Eyles, N., Eyles, C.H. y R.G. Walker, 1992. Controls of sea level change. En: Walker, R.G. y James, N.P. (Eds.): *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 15-25. Ontario.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M., 1984. Chileña: Un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, 2: 84-106.
- Ramos, V.A., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.
- Reynolds, J.H., Jordan, T.E., Johnson, N.M., Damanti, J.F. y Tabbutt, K.D., 1990. Neogene deformation of the flat-subduction segment of the Argentine-Chilean Andes: Magnetostratigraphic constraints from Las Juntas, La Rioja province, Argentina. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 1607-1622.
- Schreiber, B.C. 1986. Arid shorelines and evaporites. En: Reading, H.G. (Ed.): *Sedimentary environments and facies*. Blackwell, pp. 189-228. Oxford.
- Tucker, M.E., 1993. Carbonate diagenesis and sequence stratigraphy. En: Wright, V.P. (Ed.): *Sedimentology Review*, 1. Blackwell, pp. 51-72. Oxford.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M.Jr. y Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. En: Payton, C.E. (Ed.): *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26: 63-81.

- Vaccari, N.E., 1990. Primer hallazgo de trilobites del Cámbrico Inferior en la Provincia de La Rioja (Precordillera Septentrional). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 43(4): 558-561.
- Warren, J.K., 1982. The hydrological setting occurrence and significance of gypsum in Late Quaternary salt lakes in South Australia. *Sedimentology*, 29: 609-637.
- Warren, J.K., 1991. Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporite settings: sabkhas and salinas, mudflats and salterns. En: Melvin, J.L. (Ed.): *Evaporites, Petroleum and mineral resources*. Elsevier, pp. 69-187. Amsterdam.

Recibido: 23 de marzo, 1994

Aceptado: 14 de junio, 1995

Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro

Carlos J. CHERNICOFF y Roberto CAMINOS

*Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad de Buenos Aires, Argentina
Dirección Nacional del Servicio Geológico, Av. Julio A. Roca 651, piso 10, 1322 Buenos Aires, Argentina*

ABSTRACT. *Structure and metamorphism of the Yaminué Complex, eastern Northpatagonian Massif, Río Negro Province.* The Yaminué Complex is an assemblage of medium- to high-grade metamorphic rocks, consisting mainly of gneisses, schists and foliated leucocratic granites of Upper Proterozoic age (minimum age 680 ± 27 Ma). The overall structural pattern of the Yaminué Complex originated as a result of the main phase of deformation, D1. During D1 times the complex was part of a larger, igneous and metamorphic belt trending approximately NE-SW through the study area. The direction of tectonic transport in that belt was towards the NW, both for the early-D1, folding stage, and for the late-D1, simple shearing and mylonitization. The second phase of deformation, D2, gave rise to gentle folding, which did not modify the inner structure of the complex. The calc-alkaline nature of rocks of igneous origin within the Yaminué Complex, together with the low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial ratio (0.7018) of the late-D1 granodiorites, suggest that the belt can be tentatively regarded as part of the root of a Proterozoic magmatic arc of Andean type. Nevertheless, no conclusive proof of the existence of a subduction zone parallel to this belt has been found. We consider that the Yaminué Complex could be the basement of an overlying supracrustal sequence known as the Nahuel Niyeu Formation.

Introducción

El Complejo Yaminué (Camino 1983), compuesto principalmente por esquistos, gneises y granitoides foliados, es una de las unidades que integran el basamento cristalino precámbrico en el sector oriental del Macizo Nordpatagónico. El mismo aflora a unos 75 km al oeste de Valcheta, siguiendo la ruta nacional 23. Los mejores afloramientos se encuentran en ambas márgenes del curso superior del arroyo Yaminué, al norte del paraje de igual nombre, y al sur de las localidades de Ministro Ramos Mexía y Falkner (Fig. 1).

El objetivo de este trabajo es caracterizar sus rasgos litológicos y estructurales y presentar una síntesis de su evolución tectónica y metamórfica. El conocimiento de dichos rasgos permitirá a su vez contar con elementos de comparación tendientes a establecer las relaciones espaciales y/o temporales del Complejo Yaminué con otras unidades del basamento cristalino nordpatagónico, particularmente con la Formación Nahuel Niyeu y el Complejo Mina Gonzalito, que son las más cercanas geográficamente.

Recientemente ha sido presentado un resumen sobre la evolución tectónico-metamórfica y la edad del Complejo Yaminué (Camino *et al.* 1994); con más detalle, la estructura de este Complejo ha sido tratada por Chernicoff (1994).

Marco geológico regional

En el área de estudio (Fig. 2) y región aledaña el Macizo Nordpatagónico está compuesto por:

Un basamento metamórfico-igneo de edad presilúrica integrado por dos asociaciones rocosas. La primera de ellas es el Complejo Yaminué, motivo de este trabajo, formado por metamorfitas de mediano a alto grado, principalmente esquistos, gneises y leucogranitos foliados; en menor proporción aparecen mármoles, esquistos anfibólicos y granodioritas porfíroides (Granodiorita Tardugno), y aplitas y pegmatitas postcinemáticas. La segunda asociación, que comprende metamorfitas de menor grado y es denominada Formación Nahuel Niyeu, está formada por una secuencia metasedimentaria compuesta por metagrauvascas, lutitas pizarreñas y filitas.

Sedimentitas silúrico-devónicas (Formación Sierra Grande), predominantemente ortocuarcitas y conglomerados de origen marino, que se asientan en marcada discordancia angular sobre la Formación Nahuel Niyeu.

Plutonitas gondwánicas (Complejo Plutónico Navarrete) representadas por cuerpos de tonalitas y granodioritas, cubiertas en discordancia por coladas andesíticas y mantos de ignimbritas riolíticas y dacíticas (Volcanitas Treneta) intruídas, a su vez, por leucogranitos eojurásicos (Granito Flores).

Conglomerados y areniscas neocretácicas que se apoyan discordantemente sobre las volcanitas jurásicas, y basaltos terciarios de la meseta de Somuncura.

Litología y petrografía

La alternancia y conspicua disposición estratificada de esquistos, gneises y leucogranitos foliados da origen a un bandeamiento en escalas meso- y megascópica. Esta característica se ve acentuada por la suave a moderada inclinación de los planos de esquistosidad y foliación, que produce un relieve estructural de pendientes generalmente bajas.

En el terreno, los cuerpos de leucogranitos se distinguen por su relieve positivo (Figs. 3a y b), y en las fotografías aéreas destacan la estructura, definiendo en muchos casos los rumbos generales de la foliación-esquistosidad del Complejo (véase Fig. 4). Estos cuerpos tienen formas lenticulares y/o tabulares y miden, en general, de 5 a 15 m de potencia. Los esquistos, por su parte, determinan las posiciones más bajas en el terreno.

Composicional y texturalmente los tipos rocosos principales son: esquistos biotíticos, esquistos biotíticos

plagioclásicos, esquistos biotíticos plagioclásicos microclínicos, esquistos biotíticos microclínicos, gneises tonalíticos, gneises granodioríticos, gneises adamellíticos y leucogranitos foliados. Desde un punto de vista genético a estos últimos podemos denominarlos ortogneises graníticos leucocráticos.

Los esquistos biotíticos contienen pequeños cristales de plagioclasa (2-4 mm), uniformemente distribuidos, que se destacan por su color claro sobre la base oscura, cuarzo-micácea y esquistosa, que los contiene. Los esquistos biotíticos plagioclásicos afloran en camadas de 50-100 m de espesor intercalados entre los gneises tonalíticos.

Las variedades texturales de los gneises son: gneises homogéneos, gneises bandeados y gneises porfiroblásticos. Existe un pasaje gradual entre los esquistos y los gneises tonalíticos biotíticos que se produce por un aumento en la densidad y tamaño de los cristales de plagioclasa (0,5 a 1 cm); estos gneises se distinguen generalmente por su aspecto granitoideo, poco foliado.

Se observa en estos gneises, a nivel de algunos contactos con los leucogranitos emplazados sincinemáticamente, la presencia de cristales de microclino originados por feldespatización procedente de los mismos; este fenómeno implica un cierto grado de inyección y mezcla —migmatización— en esta escala.

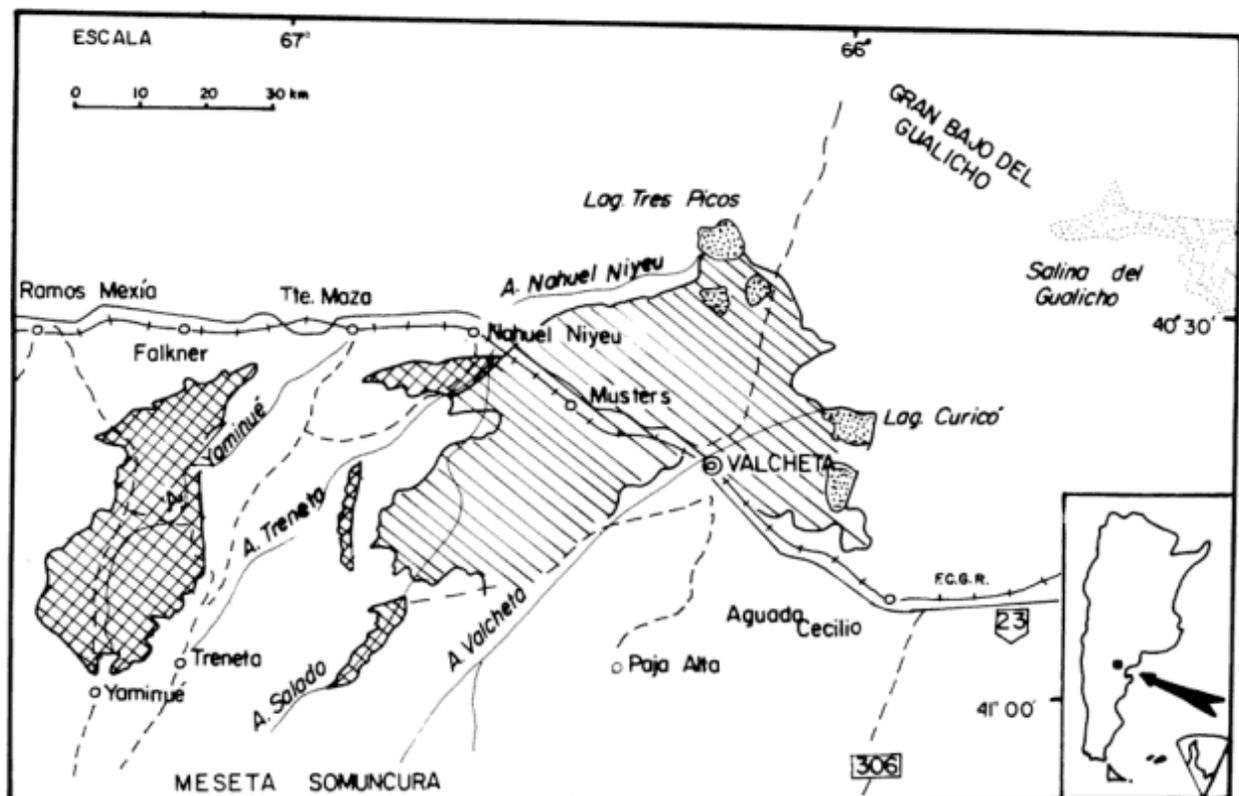


Figura 1: Mapa de ubicación y vías de acceso a los afloramientos del Complejo Yaminué (cuadrículado). En rayado: Formación Nahuel Niyeu (véase texto).

Los gneises feldespaticados de este modo presentan composición adamellítica.

Las rocas premetamórficas habrían sido psammitas y pelitas, transformadas respectivamente en paragneises y esquistos. La conspicua disposición estratificada del Complejo Yaminué sería una característica heredada de la etapa premetamórfica, acentuada por un plegamiento isoclinal y la intrusión de los leucogranitos concordantes.

Estos cuerpos graníticos están compuestos por microclino fresco con maclas borrosas, plagioclasa (albita u oligoclasa) y cuarzo, frecuentemente con textura de mortero; la biotita es escasa. El color de estas rocas es rosado y su tamaño de grano es mediano con algunas diferenciaciones de tipo aplítico o alopogmatóideo. Los cristales están orientados, respondiendo al esfuerzo cizallante causante de la ortogneisificación de estas rocas.

Los diversos tipos litológicos del Complejo Yaminué presentan rasgos miloníticos singenéticos, utilizando el término "milonítico" en sentido amplio. El cizallamiento (cizalla simple) se concentró crecientemente en zonas restringidas, lo cual, texturalmente, quedó registrado por la presencia de bandas con mayor grado de milonitización —milonita y/o ultramilonita en micro- y mesoescala—

incluidas en rocas que globalmente tienen textura protomilonítica.

Los mármoles son compactos, de coloración blanquecina y grano fino a mediano, y concordantes con los esquistos y gneises. Microscópicamente presentan una textura granoblástica constituida por cristales de calcita con clivaje curvado por el efecto dinámico. Hay escasos relictos clásticos de cuarzo que presentan formas irregulares. Dispersos en el agregado de calcita hay individuos de brucita y tremolita en escasa proporción.

Los pequeños afloramientos de esquistos anfibólicos ocurren únicamente en la proximidad de los mármoles. Son rocas de coloración verdoso-grisácea, esquistosas, de grano mediano, atravesadas por numerosas venas de cuarzo. Al microscopio presentan una textura esquistosa formada por hornblenda, cuarzo, feldespato potásico y epidoto proveniente de la descomposición de la hornblenda.

Las granodioritas porfíroides (Granodiorita Tardugno) son rocas formadas por megacristales rosados de feldespato potásico, de 2 a 4 cm de longitud, envueltos en una matriz grisácea de grano mediano. El cuerpo principal presenta partes macizas, o con muy poca foliación, y partes donde la foliación es más

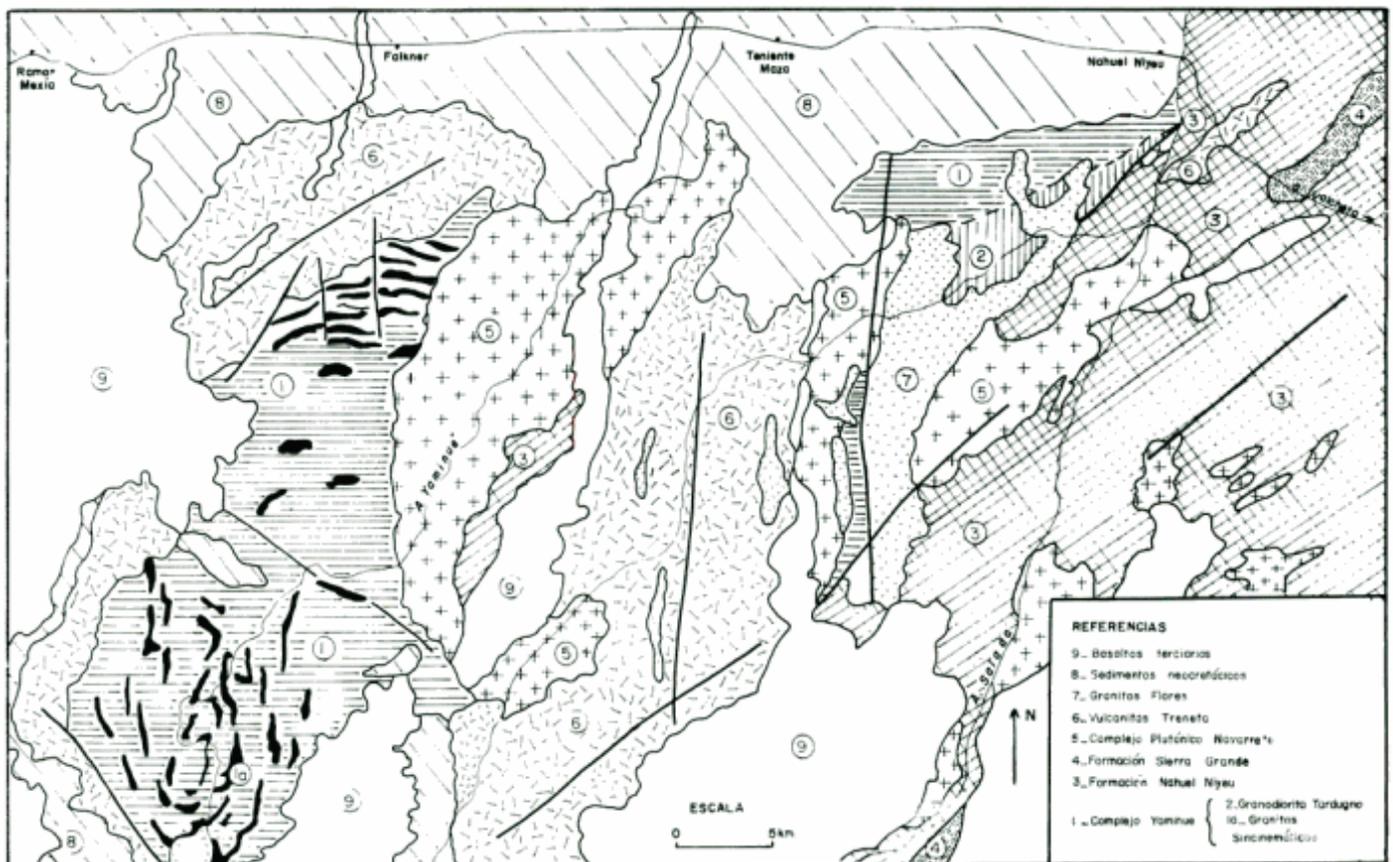


Figura 2: Mapa geológico general del área Yaminué-Nahuel Niyeu (modificado de Caminos y Llambías 1984).

acentuada, hasta zonas restringidas con foliación muy marcada. En todos los casos estas rocas presentan rasgos cataclásticos, ya que aún en los sectores más macizos, al microscopio se puede identificar una textura brechosa formada por un 20-30 % de matriz y un 70-80 % de fragmentos de trituración. En los fragmentos mayores se puede identificar la textura plutónica de la roca formada principalmente por cuarzo con extinción fragmentosa, plagioclasa y feldespato potásico en cristales fracturados, y hornblenda generalmente cloritizada. Donde la foliación es más marcada, microscópicamente se

reconoce una textura milonítica, formada por un 60-70 % de fragmentos alargados de trituración y un 30-40 % de matriz. Localmente, se han observado también bandas de ultramilonita de escala centimétrica. Esta textura milonítica es consecuencia de cizallamiento, tal como queda evidenciado por el estiramiento mineral, particularmente acentuado en el cuarzo —agregados alargados de cuarzo recrystalizado—, y la rotación de cristales de feldespato.

En el único afloramiento hallado de hornblenditas, de escasas dimensiones y asomos a ras del suelo, estas rocas son de coloración verde negruzca y no presentan



Figura 3: **a:** Leucogranito foliado (ortogneis granítico), con fuerte partición paralela a S₂; **b:** bancos de gneis biotítico-plagioclásico (relieve positivo) intercalados con esquistos; **c:** fase D1 de plegamiento, de orden decacentimétrico; **d:** fase D1 de plegamiento métrico; **e:** fase de plegamiento D1 de orden decamétrico.

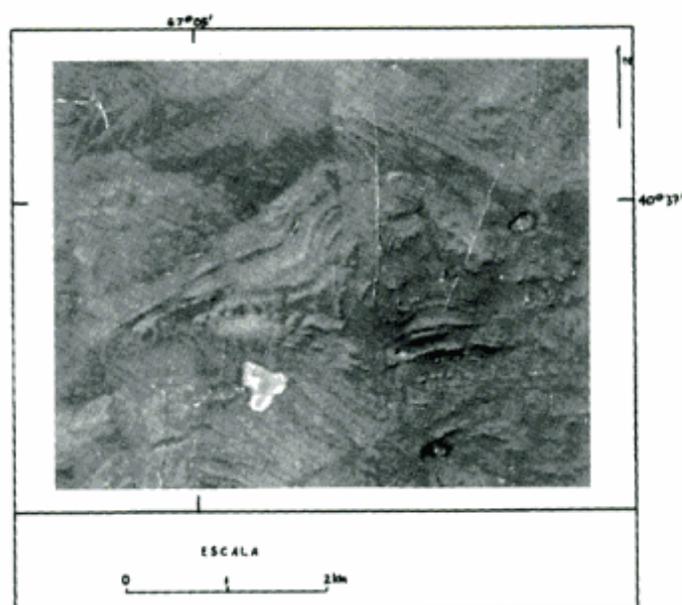


Figura 4: Vista aérea de un sector del Complejo Yaminué en el que los leucogranitos foliados (relieve positivo) destacan la figura de interferencia originada por la superposición de las fases D1 y D2.

esquistosidad, razón por la que las consideramos postectónicas. Composicionalmente están mayoritariamente formadas por hornblenda, acompañada por plagioclasa y cierta cantidad de cuarzo.

Estructura

El estudio estructural detallado del Complejo Yaminué (Fig. 5) ha permitido identificar la existencia de dos fases de deformación:

Fase D1

En este evento deformativo distinguimos una etapa inicial (temprano-D1), caracterizada por la formación de un plegamiento fuertemente apretado a isoclinal —plegamiento volcado, con vergencia al noroeste— con planos axiales de baja inclinación, y una segunda etapa (tardío-D1) que se caracteriza por el cizallamiento predominante —planos de cizalla con inclinaciones bajas, hasta subhorizontales—, inicialmente distribuido de un modo uniforme en el Complejo Yaminué y tardíamente concentrado en fajas de cizallamiento localizadas; consideramos que este último fenómeno condujo a la formación de corrimientos y cobijaduras (*thrusts* y *nappes*).

Fase D1 temprana

Plegamiento

La deformación producida en esta etapa está distribuida de un modo relativamente uniforme en toda la masa rocosa, resultado de la cual es el desarrollo de una foliación penetrativa homogénea —superficie S1— determinada por la orientación preferencial de minerales. En esquistos de grano fino se ha reconocido, sólo a escala microscópica, una transposición S1 de las superficies S0, evidenciada por la cristalización de biotita, transposición no reconocida en muestras de mano ni en macroescala. En esta etapa se produjo el metamorfismo regional —grado anfibolita epidótica a anfibolita, con paragénesis mineral cuarzo-biotita-plagioclasa— y fueron intruidos los granitos leucocráticos.

Se han identificado órdenes de plegamiento D1 milimétrico a decamétrico (Figs. 3c, d y e). En las fotografías aéreas (escala 1 : 50.000) llegan a reconocerse también megapliegues D1 de hasta 3 km de amplitud y 0,5-1 km de longitud de onda (Fig. 4). Si bien la actitud original del plegamiento producido en la etapa temprano-D1 sufrió modificaciones como resultado de la deformación tardío-D1 (y en menor medida por la fase D2 de plegamiento abierto), consideramos que la inclinación predominantemente baja de los planos axiales D1 es un rasgo original.

En cuanto a la dirección axial original de estos pliegues, si bien ésta también sufrió modificaciones posteriores, una orientación aproximada de la misma puede deducirse a partir de la posición de las estructuras lineales paralelas al eje de plegamiento D1, las cuales están ubicadas, estadísticamente, en la dirección NE-SO (Fig. 7a), o sea que la orientación axial original del plegamiento D1 es aproximadamente NE-SO. La vergencia de estos pliegues, como se ha mencionado más arriba, es hacia el NO.

Fase D1 tardía

Cizallamiento y milonitización

La etapa tardía de la fase D1 se caracteriza por la progresiva milonitización de los componentes litológicos del Complejo Yaminué, fenómeno asociado al creciente esfuerzo cizallante propio de este evento. El efecto progresivo de esta deformación se manifiesta primeramente y en microescala en el cuarzo, el cual es estirado y recrystalizado en bandas, evidenciando un comportamiento dúctil, mientras los feldspatos mantienen un comportamiento frágil, como lo demuestra su fracturación y rotación. Durante la etapa

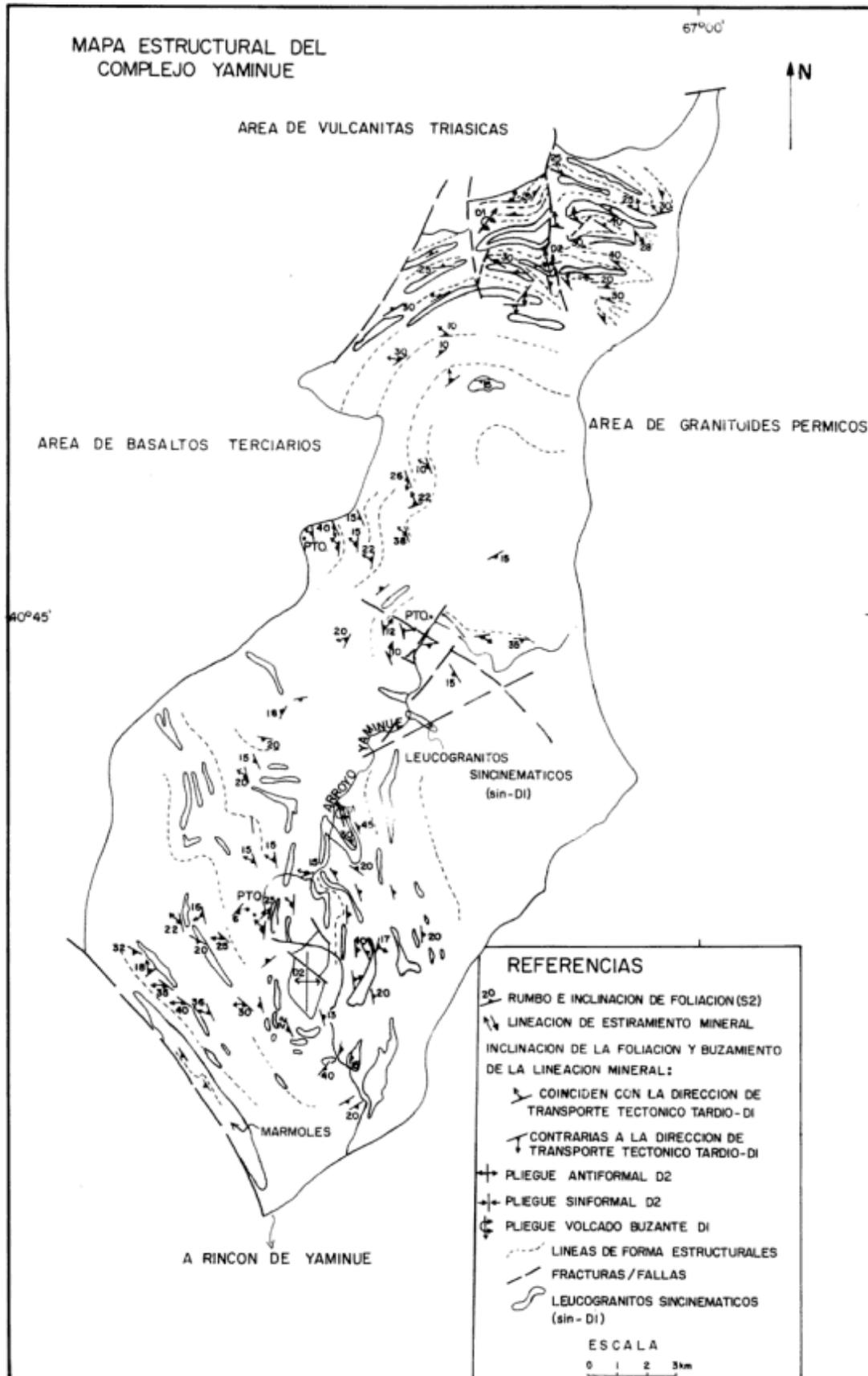


Figura 5: Mapa estructural del Complejo Yaminué (área principal o bloque occidental).

temprana del cizallamiento gran parte del Complejo Yaminué adquiere una textura protomilonítica. El aumento de la deformación cizallante lleva a la progresiva milonitización, fenómeno que si bien se extiende a todo el Complejo, tiende a concentrarse tardíamente en láminas —de espesor milimétrico a métrico— con inclinaciones bajas, hasta subhorizontales. Así, se desarrollan milonitas a partir de los gneises, esquistos y granitoides; se han encontrado también algunas delgadas capas de ultramilonita de orden decacentimétrico originadas por la concentración extrema, tardía, del cizallamiento. El fenómeno de la concentración de la deformación cizallante es, por lo tanto, reconocible en todas las escalas.

Durante la etapa tardío-D1 la superficie S1 fue transpuesta oblicuamente por el desarrollo de la superficie S2 de cizallamiento caracterizada por sus inclinaciones bajas a subhorizontales (véase Fig. 6). Esta segunda superficie representa la foliación milonítica y como tal es la estructura planar dominante del Complejo Yaminué; ésto es particularmente así en las fajas con mayor milonitización, en las que virtualmente no quedan relictos de la superficie S1, al estar gran parte del material recrystalizado dinámicamente en forma paralela a S2; fuera de las fajas con mayor milonitización, la foliación milonítica S2 también es la estructura planar dominante, si bien en micro- y mesoescala se distingue la relación S1/S2.

Se trata de un caso de "milonitas s-c" (Lister y Snoke 1984), en el que puede justificarse el uso de la terminología "s1" y "s2" para las superficies "s" y "c", respectivamente. Precisamente, en algunos casos al microscopio se identifica foliación original S1 desplazada por la superficie de cizallamiento S2 (ángulo "s/c" máximo: 30-35), relación que se reconoce más claramente en las rocas de grano fino, con mayor contenido de filosilicatos.

Consideramos que el cuerpo de granodiorita porfiroide —Granodiorita Tardugno— fue intruido en la fase D1 tardía en la que el cizallamiento estaba concentrado en fajas o zonas de carácter discreto, restringidas, a juzgar por la estructura que presenta

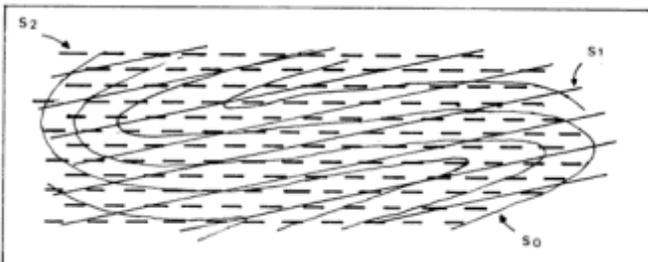


Figura 6: Esquema de la relación espacial entre las superficies S0, S1 y S2, previo a la superposición de la fase D2 de plegamiento abierto.

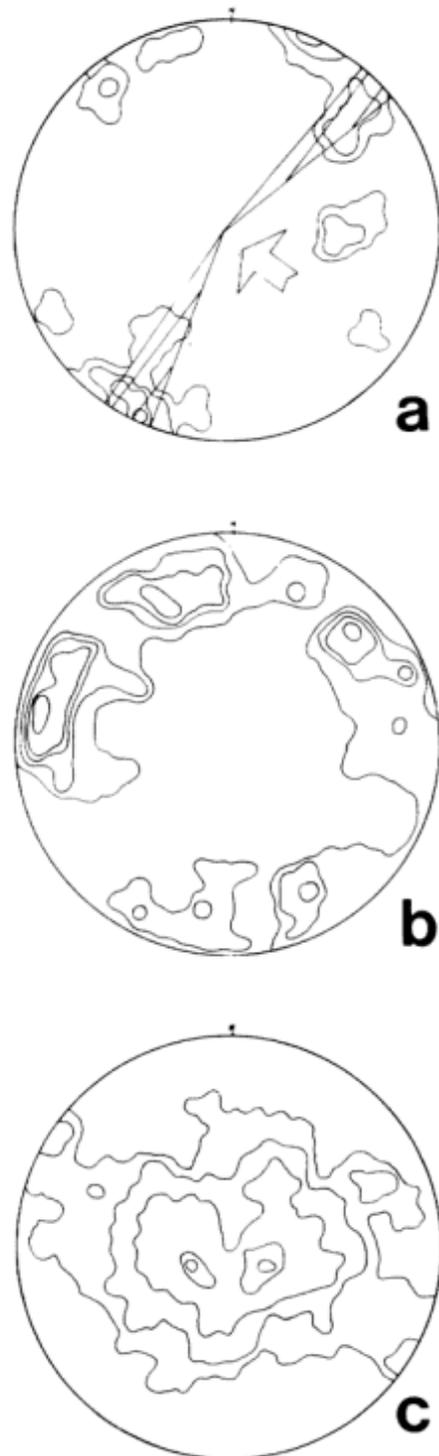


Figura 7: a: Diagrama de fábrica de las estructuras lineales paralelas a la dirección axial D1, Complejo Yaminué, 65 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 1,5, 3, 4,5 y 7,5 %; el sector rayado indica la orientación dominante de las direcciones axiales D1; la flecha indica la dirección de transporte tectónico del evento D1. b: Diagrama de fábrica de las lineaciones de estiramiento mineral sin-D1, Complejo Yaminué; 175 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 0,5, 1, 1,7, 4 y 5,5 %). c: Diagrama de fábrica de la foliación —foliación milonítica, superficie S2—, Complejo Yaminué; 336 medidas. (Referencias: curvas de isodensidad de 0,3, 1, 7,5 y 9 %).

este cuerpo, es decir: 1) Amplias zonas con estructura maciza a poco foliada, y 2) Fajas en las que la granodiorita presenta una foliación milonítica muy marcada. Esta foliación corresponde a la superficie S2. La actitud de estas superficies se caracteriza generalmente por sus bajas inclinaciones como en el resto del Complejo Yaminué, pero también se han reconocido algunas fajas con cizallamiento antitético en las que la inclinación de la foliación milonítica es más alta. Muy localmente, se han reconocido micropliegues asimétricos originados contemporáneamente con el desarrollo de la foliación milonítica.

Corrimientos y cobijaduras

El esfuerzo dominante en la etapa culminante de la deformación D1 condujo a la formación de un sistema de corrimientos y cobijaduras, paralelas y limitadas por fajas miloníticas, aunque no todas las fajas miloníticas del Complejo Yaminué representan necesariamente límites de cobijaduras.

Si bien no puede determinarse la configuración individual precisa de las cobijaduras debido a la ocurrencia de un plegamiento superpuesto (fase D2), las lineaciones de estiramiento mineral permitieron establecer diferencias entre zonas internas de cobijaduras —con lineación incipiente— y zonas de contacto entre diferentes cobijaduras —con lineación más marcada.

La lineación mineral está dada tanto por cristales de biotita relativamente fresca como por agregados elongados, recrystalizados, de cuarzo y micas (biotita, muscovita y clorita), que en otros casos componen las colas de recrystalización de los megacristales resistentes de feldespato potásico (y plagioclasa); las colas de recrystalización también están alineadas con la dirección de estiramiento, siendo indicativas, además, del sentido local del cizallamiento. En lo que consideramos que puede corresponder a las zonas internas —árealmente más importantes— de las cobijaduras prevalece el aplastamiento y, por lo tanto, la foliación milonítica simple, sin lineación evidente, es la estructura predominante.

En la Fig. 7b se presenta el diagrama de fábrica de las lineaciones de estiramiento mineral tardío-D1.

La dirección de estiramiento mineral refleja la dirección de transporte tectónico del evento deformativo tardío-D1. Un esquema de la distribución en planta de estas estructuras está representado en la Figura 8 (véase mapeo detallado en Fig. 5 y Chernicoff 1994; mapa 2). Una inspección detallada de estas direcciones de transporte tectónico permite reconocer un rango de orientaciones que siguen un patrón regular, originado a partir de la configuración arqueada del Complejo Yaminué, visto en planta, idealizada en el esquema de la Fig. 8. Consideramos que el patrón regular (groseramente en abanico) de estas direcciones de transporte tectónico resulta de su ubicación en la zona frontal de un sistema de

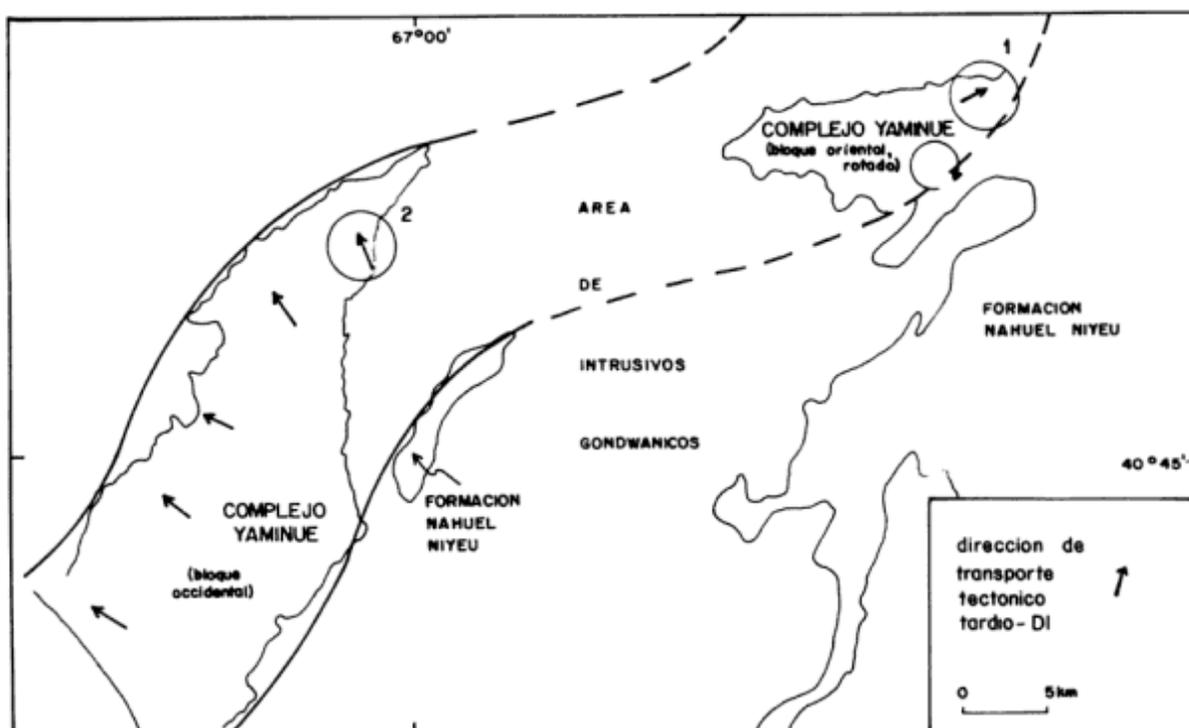


Figura 8: Configuración estructural arqueada del Complejo Yaminué, originada contemporáneamente con la deformación D1, y esquema de la distribución espacial de las direcciones de transporte tectónico (lineaciones de estiramiento mineral) en la zona frontal del sistema de cobijaduras tardío-D1. El ángulo entre las direcciones 1 y 2 indica la magnitud aproximada de la rotación del bloque oriental.

cobijaduras, cuya zona central es esencialmente no aflorante.

La dirección promedio de transporte tectónico tardío-D1 es NO-SE y el sentido es hacia el NO. Esta observación está apoyada por la orientación predominante de las estructuras lineares paralelas a la dirección axial D1, que conservan una orientación promedio ubicada en el cuadrante NE-SO (Fig. 7a), si bien fueron parcialmente desviadas de su posición original hacia la dirección del transporte tectónico en la etapa tardía del evento D1.

El bloque oriental (véase Fig. 8) es un bloque rotado conjuntamente con una porción del basamento de bajo grado (Formación Nahuel Niyeu) denominada Bloque Railef (Chernicoff 1994). La magnitud de la rotación del bloque oriental está estimada a partir del ángulo que forman las direcciones de transporte tectónico en el mismo, dirección NE a ENE (1, en Fig. 8), con respecto a la que predomina en la parte más cercana del bloque occidental (NNO; 2 en Fig. 8). Consideramos que estas rotaciones son un fenómeno precursor del corrimiento del Complejo Yaminué sobre la Formación Nahuel Niyeu (véase más abajo), al que anteceden por escasa diferencia de tiempo.

Se considera que la configuración estructural del Complejo Yaminué fue fundamentalmente adquirida en el episodio deformativo D1, durante el cual el Complejo Yaminué formó parte de una faja metamórfica más extensa, de la cual en la zona de estudio aflora un segmento con una disposición

arqueada (Fig. 8), según se pudo reconstruir a partir del diseño de afloramientos y las estructuras D1 de deformación.

Fase D2

Con posterioridad al evento D1 ocurrió la superposición de un plegamiento abierto D2, que no produjo modificaciones en la estructura interna del Complejo Yaminué.

Las superficies plegadas por el evento D2 son la foliación milonítica —superficie S2— y los planos de corrimiento de la fase D1 tardía. No ocurrieron durante esta fase episodios metamórficos ni se originaron estructuras planares penetrativas transpuestas a las anteriores; sólo muy localmente se ha desarrollado un clivaje de crenulación subvertical de rumbo N-S.

El eje del plegamiento D2 tiene una orientación submeridional y buzamiento subhorizontal. En la Fig. 4 puede observarse un pliegue D2 de escala kilométrica (formando una figura de interferencia con megaplegues D1; véase también Fig. 5). Se han reconocido también pliegues D2 de escala métrica.

En el diagrama de fábrica de la foliación milonítica S2 (Fig. 7c), se esboza un plano de simetría N-S que contiene un eje de la misma orientación y buzamiento subhorizontal.

En condiciones de muy baja temperatura y creciente

Tabla 1: Síntesis de la evolución tectónico-metamórfica del Complejo Yaminué.

		Facies metamórfica	Petrogénesis		Deformación micro-mesoscópica	Deformación megascópica
—		—	Pegmatitas y aplitas postcinemáticas	—	—	—
FASE D2		—	—	—	Localmente: clivaje de crenulación	Plegamiento suave y abierto
FASE D1	TARDÍA	Esquisto verde < 500°C	Granodioritas tardiocinemáticas (Granodiorita Tardugno)	Protomilonitas, milonitas y ultramilonitas a partir de metamorfitas y granitoides	Cizallamiento y foliación milonítica (superficie S2)	Corrimientos y cobijaduras
	TEMPRA-NA	Anfibolita epidótica a anfibolita 500-700°C	Leucogranitos sincinemáticos	Esquistos, gneises, mármoles	Plegamiento apretado a isoclinal, foliación penetrativa (superficie S1)	Plegamiento apretado a isoclinal, volcado a recumbente

rigidez tuvo lugar finalmente el emplazamiento de los cuerpos aplo-pegmatoides discordantes marcando el comienzo de un régimen de distensión cortical.

A modo de resumen de las fases de deformación D1 y D2, y de sus estructuras resultantes, se presenta un cuadro esquemático (Tabla 1).

Evolución térmica sindeformacional de la fase D1

Como hemos mencionado, la fase D1 temprana se ubica térmicamente en la facies metamórfica de anfíbolita epidótica a anfíbolita, en función de la paragénesis mineral cuarzo-biotita-plagioclasa.

A esta misma conclusión se llega analizando las texturas y estructuras del Complejo Yaminué a la luz de un estudio empírico (Gapais 1989) en el que se sugiere una relación general entre patrones estructurales e historia térmica sindeformacional de granitos sincinemáticos. Consideramos que esta relación es válida para los granitos sincinemáticos del Complejo Yaminué, y por lo tanto extendible también a sus otros componentes, debido al mínimo contraste térmico entre los granitos sincinemáticos y la roca huésped. Esta evolución térmica o paso de deformación/temperatura (enfriamiento sincinemático) ocurre con una interfase mecánica a los 500°C, que separa el campo correspondiente a la facies de anfíbolita epidótica a anfíbolita (700-500°C) del campo correspondiente a la facies de esquistos verdes (<500°C) (Fig. 9).

La facies metamórfica de mayor temperatura se caracteriza, en macroescala, por un patrón estructural homogéneo, con desarrollo de una foliación penetrativa también homogénea (superficie S1), y a escala de grano por un comportamiento dúctil de los feldespatos y la ocurrencia de procesos de difusión (migración de bordes de grano, reacciones locales que llevan a la formación de mirmequitas, etc.).

Por debajo de la transición de los 500°C el patrón estructural es heterogéneo. En microescala y fuera de las fajas de cizallamiento se desarrolla una asociación de foliación penetrativa (superficie S1) y superficies de cizallamiento (superficie S2) —en esta relación tipo "s/c" de las superficies S1/S2 predominan las superficies S2. A escala de grano en estas condiciones los feldespatos tienen un comportamiento frágil. En macroescala se desarrollan fajas de cizallamiento (dentro de estas fajas la superficie S1 es sólo relíctica).

Una vez formadas las bandas de cizallamiento y milonitización en macroescala la deformación continuó acumulándose en estas zonas restringidas hasta producirse en muchos casos, en la etapa póstuma de la fase D1, importantes discontinuidades físicas causadas por el mismo régimen de deformación progresiva,

originándose así los corrimientos y cobijaduras (*thrusts* y *nappes*) que caracterizan la macroestructura del Complejo Yaminué. Consideramos que la diferencia en textura y estructura de deformación entre los leucogranitos y las granodioritas porfíroides (Granodiorita Tardugno) deriva del emplazamiento temprano-D1 de los primeros y la intrusión tardío-D1 de las segundas. En el primer caso, los leucogranitos adquirieron una foliación penetrativa (superficies S1) durante la etapa inicial, temprano-D1, de plegamiento, la que fue posteriormente transpuesta por las superficies S2 de foliación milonítica, desarrolladas también en forma penetrativa. En el segundo caso, la intrusión de las granodioritas porfíroides (Granodiorita Tardugno) ocurrió en la etapa en la que estaba teniendo lugar una distribución de la deformación en fajas de cizallamiento discretas. Así, en algunos sectores de la Granodiorita Tardugno la temperatura se disipó más rápidamente, que es donde se desarrollaron fajas de cizallamiento y milonitización en varias escalas; en otros sectores, volumétricamente mayoritarios, la temperatura descendió más lentamente y por lo tanto se desarrollaron granodioritas macizas a poco foliadas.

Relación con el basamento de bajo grado metamórfico

El Complejo Yaminué está en contacto con el basamento de bajo grado (Formación Nahuel Niyeu) por medio de una línea tectónica de rumbo NE-SO (Caminos 1983) que interpretamos como un corrimiento cuyo plano inclina al noroeste, siendo el desplazamiento relativo del Complejo Yaminué hacia el sudeste. La edad de este corrimiento es pre-pérmica y post-devónica, ubicándose posiblemente en el deslinde Devónico-Carbonífero.

Los estudios estructurales del Complejo Yaminué expuestos en este trabajo y los realizados en la Formación Nahuel Niyeu (Chernicoff 1994) sugieren que estas formaciones constituyen dos pisos estructurales diferentes en edad y evolución geológica. A esta conclusión hemos llegado, fundamentalmente, a partir del distinto estilo de la deformación de sendas asociaciones rocosas, como así también de su distinto grado de metamorfismo, y la marcada diferencia en la orientación y vergencia de sus estructuras de plegamiento.

La Formación Nahuel Niyeu habría constituido una secuencia supracrustal depositada, plegada y metamorfizada sobre un zócalo rígido —Complejo Yaminué— cuya historia de deformación, plutonismo sincinemático y metamorfismo consideramos que es previa a la de la Formación Nahuel Niyeu.

Edad radimétrica del Complejo Yaminué

De acuerdo a una datación radimétrica de las granodioritas porfíroides —Granodiorita Tardugno (Chernicoff 1994; Caminos *et al.* 1994)—, la edad de las mismas es de 680 ± 27 Ma. Esta edad debe ser considerada como mínima para el Complejo Yaminué, por estar basada en el análisis de la Granodiorita Tardugno, unidad tardío-cinemática de dicho Complejo.

Con respecto a la Formación Nahuel Niyeu, una datación preliminar (Linares *et al.* 1990) proporcionó una edad de 600 ± 25 Ma.

Por lo tanto, estas edades radimétricas indican que, en el sector estudiado, el basamento cristalino en su conjunto es de edad proterozoica superior.

Por su parte, el Complejo Mina Gonzalito, unidad metamórfico-ígnea ubicada a unos 100 km al sudeste de la zona de estudio, proporcionó una edad de 850 ± 50 Ma. (Linares *et al.*, 1990). Si de acuerdo con sus semejanzas litológicas se acepta que estos complejos son unidades correlativas, esta edad radimétrica podría ser también válida para el Complejo Yaminué. Sin embargo, los datos geológicos-estructurales obtenidos recientemente por Giacosa (1995) en el Complejo Mina Gonzalito discrepan marcadamente de aquéllos obtenidos en el Complejo Yaminué, haciendo

dudosa la mencionada correlación, al menos desde el punto de vista estructural.

Conclusiones

El Complejo Yaminué evolucionó tectónicamente a través de dos episodios de deformación, denominados fases D1 y D2. La fase D1, episodio tectónico principal, consta de una etapa temprana durante la cual una secuencia de psammitas y pelitas fue plegada isoclinalmente, metamorfozada en facies de anfibolita epidótica a anfibolita e intruída subconcordantemente por granitos leucocráticos. En esta etapa se generó la superficie S1.

La etapa tardía de la misma fase produjo cizallamiento progresivo en un rango de temperaturas correspondientes a la facies metamórfica de esquistos verdes: de este modo tuvo lugar la formación de protomilonitas, milonitas y ultramilonitas a partir de los gneises, esquistos y leucogranitos. El cizallamiento afectó primero a toda la masa rocosa, y luego se concentró en fajas; durante este último estadio fueron intruídas granodioritas porfíroides, que muestran los efectos del cizallamiento concentrado en fajas. Los planos de cizallamiento presentan bajos ángulos de inclinación, llegando a ser subhorizontales. A esta etapa corresponde la formación de la superficie S2. Esta etapa tardía de la fase D1 culminó con la formación de corrimientos y cobijaduras (*thrusts* y *nappes*). La dirección de transporte tectónico fue, en promedio, hacia el NO. El Complejo Yaminué constituye probablemente la zona frontal del sistema de cobijaduras tardío-D1, en el cual las direcciones de transporte tectónico describen un diseño en abanico cuya dirección promedio es NO-SE.

La fase D2 produjo un plegamiento abierto que no modificó la estructura interna del Complejo Yaminué, y se limitó a plegar las superficies S2 y los planos de corrimiento del sistema de cobijaduras.

La configuración estructural del Complejo Yaminué fue adquirida en el episodio deformativo D1, durante el cual el Complejo llegó a formar parte de una faja metamórfico-ígnea más extensa, de la cual en la zona de estudio aflora un segmento con una disposición arqueada, que en promedio tiene una orientación NE-SO. Tentativamente, hemos definido esta faja como parte de la raíz de un arco magmático proterozoico de tipo andino (edad mínima 680 Ma). No hay evidencias suficientes que permitan asegurar que el Complejo Mina Gonzalito pertenezca a la misma faja metamórfico-ígnea que el Complejo Yaminué.

La comparación entre las estructuras del Complejo Yaminué y la Formación Nahuel Niyeu indica que estas unidades evolucionaron tectónicamente de manera diferente. Consideramos que el Complejo Yaminué habría constituido un piso estructural

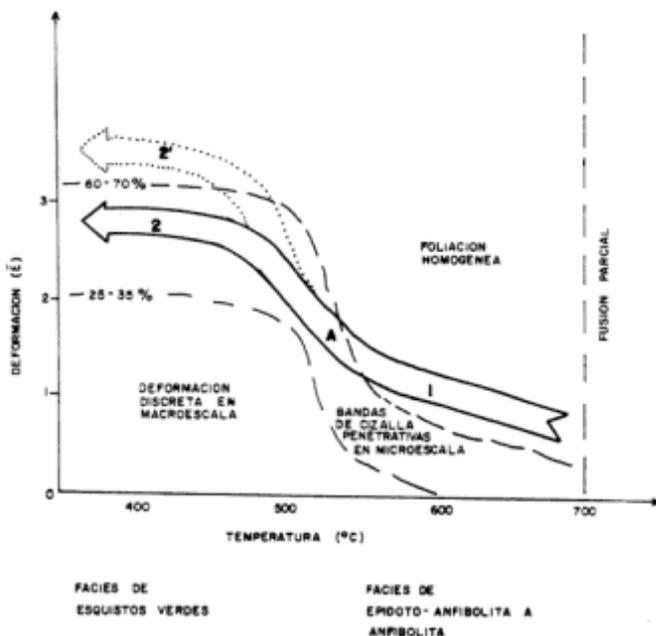


Figura 9: Principales campos estructurales definidos por curvas con igual porcentaje de fracción débil (modificado de Gapais 1989), aplicados al Complejo Yaminué. Flecha de traza continua: paso de enfriamiento sindeformativo de los leucogranitos del Complejo Yaminué (recorrido: 1 → A → 2); flecha de traza punteada: desvío —desde el salto A— hacia el campo restringido de formación de ultramilonita = 2'.

inferior sobre el que se depositó y deformó la secuencia supracrustal representada por las metamorfitas de bajo grado de la Formación Nahuel Niyeu.

Agradecimientos

Los autores expresan su agradecimiento a E. Rossello por las consultas efectuadas sobre el tema de trabajo, queriendo también dejar constancia del trabajo de los árbitros del Comité Editorial de la Asociación Geológica Argentina que contribuyeron a mejorar la versión final del manuscrito.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caminos, R., 1983. Descripción Geológica de las Hojas 39g, Cerro Tapiluke y 39h, Chipauquil, provincia de Río Negro. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires. 41 pág. (Inédito).
- Caminos, R. y Llambías, E.J., 1984. El basamento cristalino. En: Geología y Recursos Naturales de la provincia de Río Negro. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(2): 37-63. Buenos Aires.
- Caminos, R., Chernicoff, C.J. y Varela, R., 1994. Evolución tectónico-metamórfica y edad del Complejo Yaminué, basamento pre-andino nordpatagónico, República Argentina. 7° Congreso Geológico Chileno. Simposio 1: Structural and compositional segmentation of the Andes, Proyecto IGCP No. 345, 2: 1301-1305, Concepción.
- Chernicoff, C.J., 1994. Estructura del basamento cristalino del área Yaminué-Nahuel Niyeu, Macizo Nordpatagónico, Provincia de Río Negro. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. 165 p. (Inédito).
- Gapais, D., 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 12: 1144-1147.
- Giacosa, R., 1995. Geología y petrología de las rocas precretácicas del área arroyo Salado-arroyo Tembrao, sector oriental del Macizo Nordpatagónico, Río Negro. Tesis Doctoral. Universidad Nacional de la Patagonia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia. 218 p. (Inédito).
- Linares, E., Osters, H.A. y Parica, C., 1990. Edades radiométricas preliminares del basamento cristalino de las vecindades de Mina Gonzalito y Valcheta, Provincia de Río Negro, República Argentina. 11° Congreso Geológico Argentino, Actas, 2: 251-254. San Juan.
- Lister, G.S. y Snoke, A.W., 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6: 617-638.

Recibido: 3 de noviembre, 1994

Aceptado: 8 de febrero, 1996

Dinámica y evolución de playas de grava de la isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida

Germán R. BÉRTOLA y Federico I. ISLA

Centro de Geología de Costas y Cuaternario, Universidad Nacional de Mar del Plata,
C.C. 722, 7600 Mar del Plata, Argentina

ABSTRACT. *Dynamics and evolution of gravel beaches in Half Moon Island, South Shetland, Antarctica.* Much of the coast of Half Moon Island is formed of gravel beaches with different profiles and compositions. Their genesis and evolution was related to sea level fluctuations during the Holocene, modified by the present-day dynamics of winds and waves. Fossil beaches can be related to episodic phenomena which caused the accumulation of gravel at higher levels than normal. To investigate these dynamics, the transport of artificially coloured gravels on five beaches of the island was studied, alongside a continuous record of the meteorological conditions. Net gravel transport and a volumetric balance for all the island's shoreline was calculated. The annual transport of 13,200 m³ of gravel is effected by waves and littoral and tidal currents, but it is also affected by differences in the degree of compactation of pavements and by the residence time of icebergs and pack ice on them. The beaches of the southern sector of the island have a lower dynamics than those of the northern sector. The movement of material around the island occurs in a clockwise direction. The presence of high beach levels can be explained not only by sea level fluctuation, but also by the effects of neotectonics, tsunamis waves caused by subaqueous slumps, glacier collapses and "jökulhauls" related to the neighbouring and active volcano of Deception Island.

Introducción

Las playas de la isla Media Luna (archipiélago Shetland del Sur), así como la mayor parte de las costas antárticas, están compuestas por grava. Estas playas, que en algunos casos se encuentran en cotas significativamente elevadas, se han formado no sólo por olas normales en la región, sino que también están afectadas por tectonismo y por fenómenos catastróficos que en cuestión de minutos pueden generar olas de gran energía, transportando la grava a mayores altitudes que las normales.

El objetivo del estudio consistió en una comparación de la dinámica de las playas ubicadas en la isla Media Luna, evaluar el volumen de sedimento que es transportado durante el verano e inferir, en base a esos datos, sus tendencias anuales, así como la posible existencia de eventos durante el Holoceno que no se produzcan actualmente.

Ubicación y antecedentes

La isla Media Luna (62° 36' lat. S y 59° 54' long. O; Fig. 1), como parte del archipiélago de las islas Shetland del Sur es prolongación del Arco de Scotia. Está formada por rocas plutónicas y volcánicas pre-Albianas, donde dominan gabros, tonalitas, basaltos y andesitas (Parada *et al.* 1991).

Tres paleoislas emergieron por descenso del nivel medio del mar (Camacho y Villar Fabre 1957; Araya y Hervé 1966) conformando una única isla, con 8 cordones fósiles de playa (Del Río y Teruggi 1993). Estos cordones también se observan a lo largo de otras islas del archipiélago y han sido atribuidos a cambios relativos en el nivel del mar (Adie 1964; John y Sugden 1971) y modeladas por glaciaciones Cuaternarias (Sugden y Clapperton 1977; Warnke 1970).

En relación a las playas elevadas, Adie (1963) tomó primera nota acerca de los cuatro niveles de la isla Media Luna, en tanto que en la isla James Ross, reconoció dos grupos a 21-24 y 3-9 m. Sólo el nivel más bajo sería correlacionable con las playas elevadas que reconociera Bibby (1965) en el archipiélago Shetland del Sur. López Martínez *et al.* (1992) mencionan efectos tectónicos que estarían afectando los depósitos de los últimos 6000 años indicando un ritmo de ascenso de 3-5 mm/año. Birkenmajer (1992) dató turba subfósil en 4950 ± 140 años a una altura de 65 m sobre nivel medio del mar en isla del Rey Jorge.

Características generales

La isla Media Luna está controlada por un sistema de fallas paralelas, de dirección ENE-OSO y de edad terciaria, aunque localmente hay fallas perpendiculares a ese sistema, posiblemente más

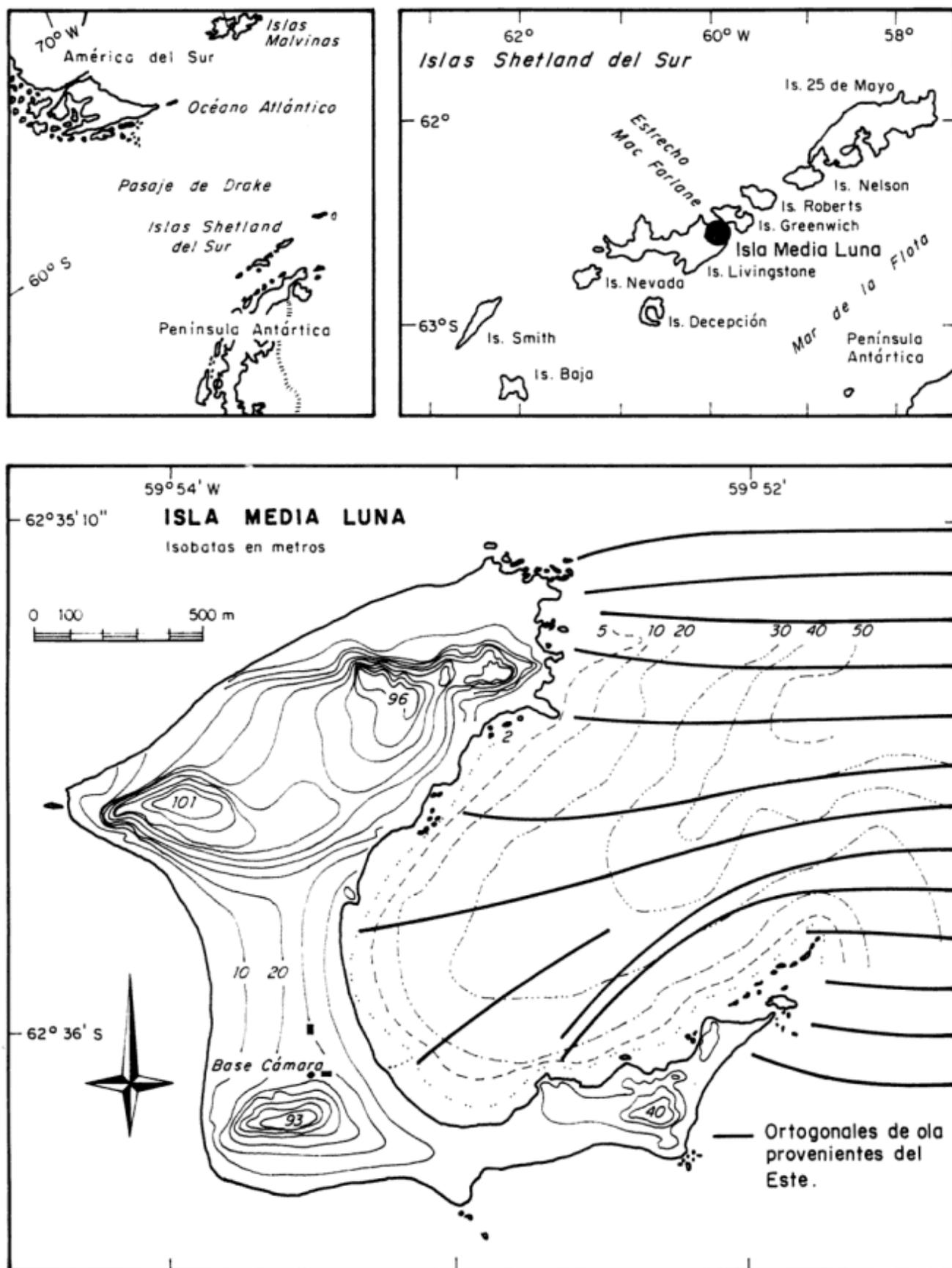


Figura 1: Mapa de ubicación (modificado de Roese et al. 1993)

TABLA 1. Alcances de las playas para vientos de diferentes cuadrantes y distancias mínimas a ventisqueros (en km).

Dirección de vientos	Prof. media	Playa Norte	Playa Sur	Playa Oeste	Playa Caleta Norte	Playa Caleta Sur
E	1000	—	∞	—	∞	∞
S	42	—	1,4	2,2	0,8	—
O	240	9	5,2	5	—	—
N	450	8	—	—	—	—
NE	460	9	—	—	—	9
SE	73	—	1,8	—	0,8	—
SO	55	—	3	5	—	—
NO	350	8	—	8	—	0,6
Distancia a ventisquero		7	1,4	5	9	9
Pendientes		13,3	6,1	7,8	14	9,3
Cota de la estación		1,23	0,95	0,86	1,4	1,11

Referencias: Pendientes intermareales en porcentaje. Cota de la estación de referencia, en metros sobre el nivel medio del mar.

modernas. Las diferentes pendientes, la morfología y el número de los cordones del sector central, así como la presencia de un cordón que aumenta su altura de 7 a 11 m (en 86 m de longitud), serían indicadores de una tectónica del Holoceno (Martínez *et al.* 1993).

La isla Media Luna se encuentra en un cinturón de bajas presiones semipermanentes ubicado en el pasaje Drake, por lo que el viento juega un papel preponderante generando olas con variadas direcciones. En enero, el viento posee direcciones imperantes E-O, con velocidades que oscilan entre 5 y 15 m/s.

Los primeros estudios de corrientes del archipiélago detectaron movimientos con rumbo NE en el Mar de la Flota (Bransfield Strait) y al SO en el Pasaje Drake (Clowes 1934). Recientemente, se ha detectado una corriente media dominante que entra desde el Mar de la Flota y genera una circulación anticiclónica alrededor de la isla Media Luna (Roese *et al.* 1991).

El régimen de mareas es semidiurno con variaciones diurnas y rango micromareal. Las corrientes de marea asociada, en Caleta Menguante tienen rumbo S a SSO en creciente y NE en bajante, con velocidades medias que varían entre 2,9 a 4,6 cm/s para períodos semidiurnos y diurnos, respectivamente. En la bahía Luna el flujo es con rumbo S y el reflujo es al NO, con velocidades máximas de 26 cm/s.

Del análisis de cartas náuticas de la zona (SHIN-138) y los efectos de las islas vecinas (Livingston y Greenwich) se obtiene que el alcance (*fetch*) para las olas que llegan a las diferentes playas de la isla Media Luna es sumamente variable (Tabla 1). Estas condiciones generan olas medias en mar abierto con una altura y período de 1 m y 4 segundos desde el ENE, de 3 m y 8 segundos desde el E, y 0,8 m desde el oeste (Roese *et al.* 1993).

El litoral de la isla Media Luna (Fig. 4) está formado por playas de grava y afloramientos rocosos. En las playas norte y sur de caleta Menguante (caleta Norte y caleta Sur) y la playa del sur de la isla (playa Sur) se presentan estructuras en mosaico (Araya y Hervé

1966) formados por bloques de 0,3 a 0,8 m. Su formación está vinculada a la acción de témpanos que llegan a la costa en verano y generan un aplastamiento de los clastos y por el peso de la plancha (*pack*) de hielo en invierno. En estas playas dominan los clastos discoidales denotando una acción marina que origina esta forma o la selecciona segregando clastos discoidales.

En la caleta Menguante también se observan cuspiditos de entre 5 y 11 m de longitud de onda, con clastos mayores en el sur (-8,2 a -9,2 phi) que en el norte (-4,6 a -0,25 phi).

En las playas de bahía Luna, el rasgo notable es la presencia de un berma de tormentas escarpado con un desnivel de 0,5 m de altura (cuando la zona posee hielo puede ser mucho mayor). También en esta playa Oeste se dan pavimentos de pefitas, predominantemente equidimensionales, que pueden alcanzar más de 1 m de diámetro.

También en islas aledañas, se observa la presencia de espigas y tómbolos no canibalizados (Del Río y Teruggi 1992), que indicarían rápidos descensos relativos del nivel del mar o un continuo aporte de pefitas.

Metodología

Cinco playas de la isla Media Luna fueron relevadas mediante teodolito, en las que se muestrearon los clastos incluidos en estaciones de control de cuatro metros cuadrados en la zona intermareal. Estas playas fueron elegidas por su orientación respecto a vientos y oleajes dominantes (Tabla 1).

De cada estación se extrajeron 30 clastos pefíticos (150 en total) a los que se determinaron sus parámetros morfométricos con calibre siguiendo la metodología propuesta por Zingg (1935). Estos datos se trataron estadísticamente según las fórmulas de la Tabla 2.

Tabla 2: Fórmulas estadísticas analizadas.

Valores	Fórmula	sensu
Tamaño aritmético medio (TAM)	$(a+b+c) / 3$	
Tamaño geométrico medio (TGM)	$\sqrt[3]{(a \times b \times c)}$	Flemming (1964); Komar y Reimers (1978)
Cociente entre ejes	$b/a, c/b$ y c/a	
Circularidad (CI)	$\sqrt{(b/a)}$	
Esfericidad (E)	$(b/a)^2 \times (c/b)$	
Platidad (P)	$(a+b) / 2 \times c$	Cailleux (1945)
Redondez (R)	$\sqrt[3]{[(b/a)^2 \times (c/b)]}$	Krumbein (1941)
Índice oblado-cilíndrico (O-P)	$(10 \times [(a-b)/(a-c)] - 0,5) / (c/a)$	Dobkins y Folk (1970)

Posteriormente, los clastos fueron pintados con pintura fluorescente y dispuestos en las respectivas estaciones. Cada dos días se cotejó el transporte de los mismos respecto a la estación de referencia ante la acción del oleaje y efecto de témpanos que ocasionalmente se asentaban en la playa, midiéndose el desplazamiento de aquéllos que se movieron fuera de ella. El período de relevado fue desde el 4/1/93 al 4/2/93.

En la playa Oeste se realizó un estudio de detalle, coloreando con pintura gravas finas de 2 cm de eje mayor promedio y colocándolos en un cuadrado de un metro de lado (vecino a la estación de control) y a una cota de 1,1 m s.n.m. (Fig. 2). Todas las estaciones fueron referidas altimétricamente al plano de reducción que pasa a 1,22 m debajo del nivel medio del mar.

Al mismo tiempo, se realizó un procesamiento estadístico de los datos meteorológicos, medidos a 21 m s.n.m. y referidos posteriormente al nivel del mar. Dirección y velocidad del viento fueron tomados cada 3 horas entre el 23/12/92 y 6/2/93.

Resultados

Las playas elevadas antárticas

La presencia de playas elevadas en Antártida normalmente ha sido atribuida a fluctuaciones glacioeustáticas que caracterizan al Hemisferio Sur (Isla 1989), aunque las alturas superan las cotas de otros sectores de este Hemisferio (Adie 1964; John y Sugden 1973).

En la isla Media Luna los sistemas de playas han dado origen a tómbolos producidos por efectos de refracción y difracción inducidos por afloramientos de plutonitas y glaciares (Martínez y Massone, 1995). Estas playas elevadas se asocian en tres sistemas de cordones de grava a alturas de 14-18, 6-8 y 2-4 m s.n.m. El primer sistema correspondería a un nivel estable

(*stillstand*) de 9000 años, mientras que los otros dos corresponderían a niveles estables durante los siglos XIII y XVIII (Sugden y John 1973; Clapperton y Sugden 1989). De todos modos, estos últimos cordones no serían del todo fósiles, ya que pueden ser afectados por tormentas (Martínez y Massone, 1995).

Bjork *et al.* (1990) llamaron la atención acerca del significado de las playas elevadas en la generalizada cota de + 20 m, cuya frescura de sedimentos indicaría una edad holocena. Recientemente se han incorporado nuevas argumentaciones para elevaciones difíciles de explicar, algunas de las cuales se detallan a continuación.

Deslizamientos subácueos

En la costa escocesa, depósitos excesivamente elevados y datados en 7000 años se han explicado como originados por tsunamis inducidos por deslizamientos subácueos (Dawson *et al.* 1988; Long *et al.* 1989). Con posterioridad, se reconocieron depósitos de similar edad y altura en Alesund (Svendsen y Mangerud 1990) e Islandia (Hansom y Briggs 1991). Modelos de simulación de deslizamientos en el talud continental de la cuenca de Noruega (denominados deslizamientos



Figura 2: Gravas finas pintadas en playa Oeste. Se observa las estructuras en guirnalda.

de Storegga) corroboraron las propuestas geológicas (Harbitz 1992). La evolución cuaternaria de la Antártida no puede descartar que sobreacumulaciones de detritos por aportes glaciares que pudieran haber causado deslizamientos de similares características a las propuestas para la cuenca de Noruega.

Sugden y Clapperton (1977) admitieron que durante la Glaciación Wisconsin, tanto desde las islas Shetland del Sur como desde la península San Martín, los glaciares llegaban hasta cotas de 200 m por debajo del nivel medio del mar actual. Como el estrecho de Bransfield estaba mayormente ocupado por plataformas de hielo flotantes, se supone un significativo aporte de sedimentos hasta profundidades de 1830 m.

Colapsos de frente de hielo

De un modo similar, la caída de bloques de hielo de los ventisqueros genera olas catastróficas que localmente resultan un fenómeno normal durante los veranos antárticos. Hoy día los ventisqueros alcanzan alturas de hasta 40 m. Las islas Shetland del Sur habrían estado sujetas a eventos mayores durante la deglaciación a través de olas generadas por los ventisqueros que descienden de la península Antártica. Se han realizado aproximaciones para calcular las olas catastróficas que no sólo tienen en cuenta las dimensiones de los bloques caídos sino también las densidades de los mismos (Slingerland y Voight 1982).

Este fenómeno ha sido descrito para lagos glaciares de Alaska y Noruega. En el lago glacial Briksdal (Noruega), estas olas originadas por colapso provocan durante unos minutos un considerable aumento del nivel del lago en la playa opuesta (Duck y Mc Manus 1981). Se ha propuesto que el retrolavado (*backwash*)

correspondiente a la primera ola de colapso glaciario erosiona la playa de sedimentos finos. La siguiente ola redistribuye el sedimento remanente para formar dorsales incipientes que madurarán y migrarán durante las olas subsiguientes (Duck y Mc Manus 1981).

En la isla Media Luna, la formación de playas elevadas respecto a los niveles atribuibles a olas y tormentas dependerá de las distancias a los ventisqueros (Tabla 1) y por lo tanto explicaría que playas con distinta orientación tengan distinta altura de bermas.

"Jökulhaupls"

Los "jökulhaupls" son derretimientos catastróficos originados por el súbito drenaje de lagos bloqueados por hielo, o por actividad geotermal o erupciones volcánicas subglaciales (Maizels 1989 y 1993). Han sido originalmente descritos para Islandia pero también han sido mencionados para explicar repetidas inundaciones del lago Missoula, Idaho y Washington (Waite 1984). Del mismo modo, estos fenómenos han sido mencionados para isla Decepción, distante sólo 50 km al SO de isla Media Luna. La erupción de 1969 tuvo estas características y se supone que hubo otro fenómeno similar anteriormente (Roobol 1973). La isla Decepción entró en erupción repetidas veces, las documentadas son 1842, 1912-1917, 1929, 1967, 1969, 1970 (Orheim 1971; Roobol 1973; Baker *et al.* 1975; Criado *et al.* 1992). Existen evidencias de que este volcán también ha tenido gran actividad durante el Holoceno. Estos derretimientos súbitos podrían bastar para producir olas catastróficas capaces de afectar episódica y localmente las playas del archipiélago Shetland del Sur.



Figura 3: Cerros Xenia y Gabriel. Punta Alta (isla Livingston) sobre el extremo superior izquierdo. Localización de caleta Norte (CN) y playa Oeste (PW). Se observan los cordones fósiles de 18-14, 8-6 y 4-2 metros.

Playa actual

a- Morfosedimentología

Las denominadas caleta Norte (CN) y caleta Sur (CS), ubicadas dentro de la bahía Menguante, poseen influencias similares en relación al viento ya que ambas están abiertas hacia el E y NE (Fig. 4 y Tabla 2). Los perfiles morfológicos de estas playas ya fueron publicados anteriormente (Roese *et al.* 1993).

La playa caleta Norte posee una pendiente de 14 %. La estación estaba ubicada a una cota de 1,4 m s.n.m. y se caracterizaba por poseer clastos de tamaño guijón (promedio). Los mismos eran mayormente discoidales y cilíndricos, su esfericidad la más baja de las playas relevadas, así como su circularidad, redondez y cocientes b/a y c/a (Fig. 3).

La playa caleta Sur tiene una pendiente de 9,3 %. La estación estaba ubicada sobre un suelo en mosaico a

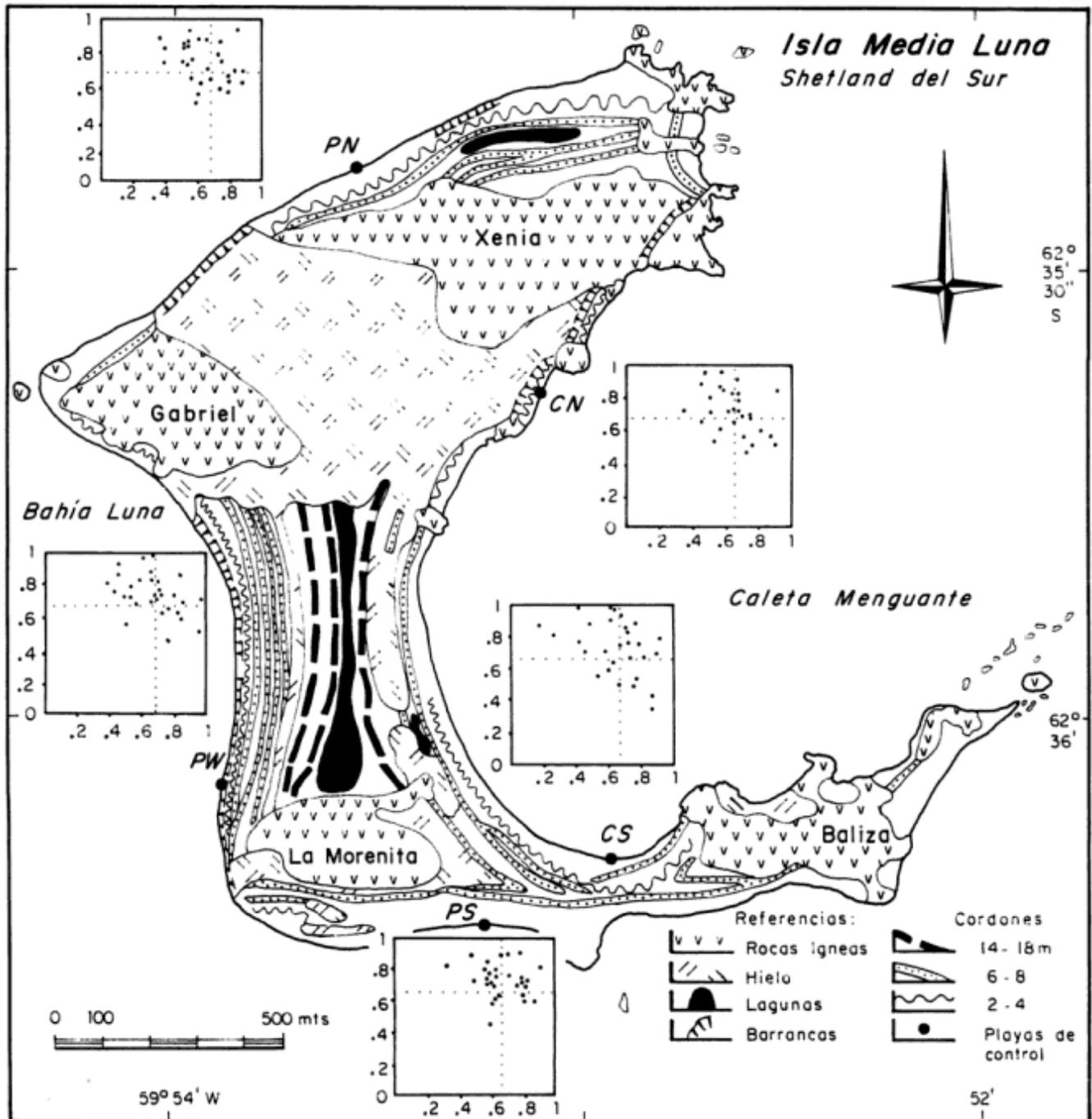


Figura 4: Mapa geomorfológico de la isla y diagramas de Zingg de cada playa (modificado de Martínez y Massone, 1995)



Figura 5: Vista hacia el sur con los cerros Baliza y La Morenita. Al fondo isla Livingston. Localización de playa Oeste (PW) y caleta Sur (CS).

una cota de 1,11 m s.n.m. Los clastos, de tamaño guijón, eran mayormente discoidales y equidimensionales (Fig. 4), poseían el mayor valor de planitud de las playas relevadas. Aquí los clastos eran en promedio mayores que los de otras playas, con eje mayor superior a los 0,15 m, por lo que el TAM y el TGM son los mayores encontrados.

La playa Sur (PS), abierta a los vientos del sur, poseía una pendiente de 6,1 %. La estación estaba ubicada sobre un suelo en mosaico a una cota de 0,95 m s.n.m. Los clastos, de tamaño guijón eran principalmente discoidales y equidimensionales (Fig. 4), aunque comparativamente poseía la mayor proporción de clastos laminares de las playas evaluadas. Sus cocientes c/b y c/a fueron los mayores estudiados, así como su índice O-P, y un bajo valor de planitud.

La playa Oeste (PW), ubicada en la bahía Luna y abierta a los vientos del O y SO (Fig. 5), presentaba una superficie en mosaico con una pendiente de 7,8 %. La estación estaba ubicada a una cota de 0,86 m s.n.m. Los guijones eran principalmente discoidales y equidimensionales y presentaba en promedio la menor cantidad de clastos laminares de las playas estudiadas (Fig. 4). Poseían un alto valor en los cocientes c/b y c/a , y un bajo valor de planitud.

La playa Norte (PN) estaba influenciada por los vientos y olas del O, NO y N. Tenía una pendiente de 13,3 % y la estación estaba ubicada a 1,23 m s.n.m. Los clastos de tamaño guijarro fueron los más pequeños de las playas relevadas por lo que sus valores de c/b , son bajos. Su índice O-P es negativo (Tabla 2). Sus clastos eran principalmente discoidales y equidimensionales no poseyendo ninguno cilíndrico (Fig. 4). Sus cocientes b/a y c/a fueron los mayores, así como circularidad, esfericidad y redondez (Fig. 6).

b- Transporte

En base a los datos de vientos registrados, se observó que su distribución estuvo polarizada según una

bidireccionalidad este y oeste (Fig. 7). Las mayores frecuencias se dieron desde el oeste (42 %), así como las mayores intensidades medias (9,5 m/s). Las frecuencias del este (23 %) poseían menor intensidad (3,8 m/s), siguiendo en importancia las del sector noreste (4,6 %).

Los clastos medidos fueron afectados por las mareas, olas y ocasionales tormentas y pequeños témpanos que se asentaron sobre las estaciones de control. Esto ocasionó un movimiento diferencial de ciertos clastos en distintas direcciones que al fin del período de control se verificó eran direcciones con rumbos predominantes.

En la playa Oeste, los clastos se movieron hacia el norte en forma paralela al mar casi 1,5 m fuera de la estación. En la playa Sur, el movimiento fue principalmente playa arriba, a distancias que llegaron a 0,5 m fuera de la misma. En la caleta Sur, el movimiento también fue playa arriba, pero con distancias de no más de 0,1 m. En la caleta Norte y



Figura 6: Cerro Baliza. A la derecha isla Livingston y a la izquierda isla Greenwich. Localización de caleta Sur (CS) y playa Sur (PS).

playa Norte, los movimientos fueron mucho mayores que en las otras tres y en ambos casos perpendiculares al mar, en la primera se movió casi 3,5 m playa arriba y en la segunda fue de casi 7 m en la misma dirección y 1,2 m en dirección al mar.

Según los resultados que se obtuvieron al fin del período de medición, se observó lo siguiente (Tabla 4):

En caleta Sur, se recuperó el 100 % de los clastos, de ellos sólo el 6,6 % se movieron fuera de la estación, todos discoidales. Los mismos poseían alto cociente b/a , circularidad, esfericidad, redondez y planitud, en tanto que poseían bajo cociente c/b y c/a , e índice O-P muy negativo.

En la caleta Norte se recuperaron el 80 % de los clastos ubicados en la estación, de los cuales sólo el 33 % se movieron fuera de él. De ellos, el 50 % eran cilíndricos (Fig. 4). Poseyeron con respecto a las otras playas, altos valores de cociente c/b y O-P y bajos de c/a , circularidad, esfericidad y redondez.

La playa Norte es la que tuvo menor recuperación, sólo el 53 % de los clastos colocados, de los cuales se movieron fuera de la estación el 46 % de ellos, el 50 % de los cuales eran discoidales (Fig. 4). Estos clastos poseen los menores valores de TAM y TGM, y valores negativos de índice O-P.

En la playa Sur se recuperaron el 100 % de los colocados, de los que se movieron fuera de la estación un 16 %. De ellos el 40 % eran cilíndricos (Fig. 4).

En la playa Oeste sólo se recuperó el 76 % de clastos, el 26 % de ellos se movieron fuera de la estación del que el 50 % eran equidimensionales. Los clastos movidos poseían los mayores tamaños de las cinco playas, con altos valores de TAM, TGM y cociente c/a , pero bajos de planitud.

Los gránulos coloreados y colocados en la playa Oeste se movieron playa arriba casi 6 m desde su posición original, indicando que los clastos pequeños son más susceptibles de moverse por efectos de marea y de

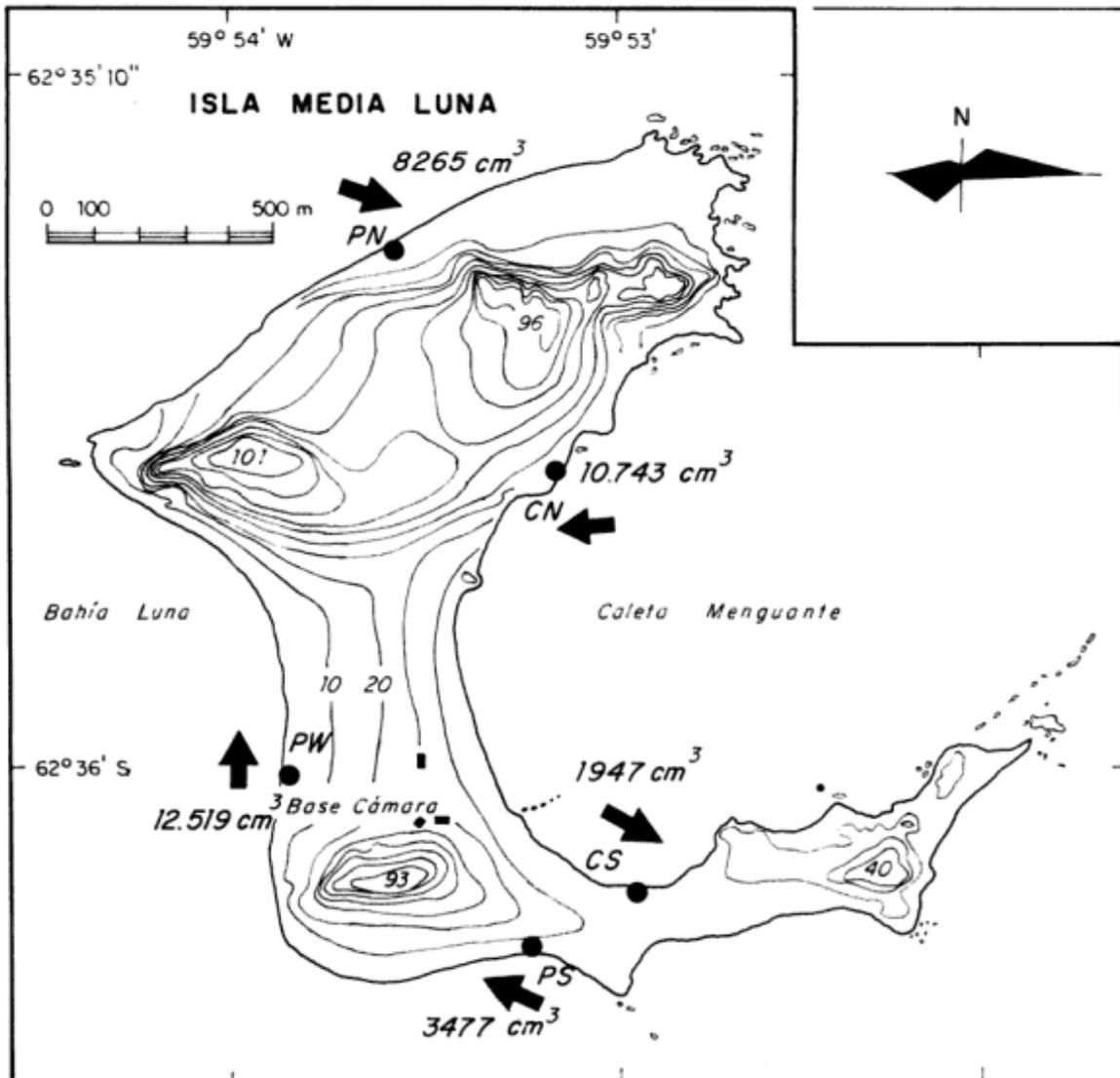


Figura 7: Dirección de transporte de gravas y superficie movida (cm³) en cada playa. Rosa de los vientos.

Tabla 3: Características de los clastos relevados

Playas	Caleta Sur	Caleta Norte	Playa Norte	Playa Sur	Playa Oeste	Mínimo	Máximo	D S T
a	15,63	12,60	10,50	12,20	14,72	5,00	32,00	4,41
b	10,92	8,85	8,01	8,74	10,50	3,10	18,50	2,90
c	7,03	5,54	5,01	5,86	6,95	1,90	13,00	2,10
b/a	0,73	0,71	0,76	0,73	0,73	0,34	0,98	0,13
c/b	0,66	0,64	0,63	0,67	0,67	0,18	1,00	0,15
c/a	0,47	0,45	0,48	0,48	0,48	0,15	0,82	0,12
TAM	11,19	9,01	7,84	8,92	10,72	3,47	17,40	2,84
TGM	10,44	8,46	7,44	8,49	10,16	3,29	16,77	2,65
CI	0,85	0,84	0,87	0,85	0,85	0,58	0,99	0,08
E	0,35	0,33	0,37	0,36	0,36	0,10	0,79	0,13
R	0,69	0,68	0,71	0,70	0,70	0,46	0,92	0,09
P	2,08	1,99	1,95	1,87	1,87	1,20	6,06	0,58
O-P	-0,06	0,51	-1,07	0,63	0,46	-21,84	14,91	5,4
Equidimensionales	36,6	16,6	40,0	30,0	40,0			
Discoidales	40,0	53,3	53,0	46,0	43,3			
Laminares	10,0	10,0	6,6	13,3	3,3			
Cilíndricos	13,3	20,0	0,0	10,0	13,3			
Muestras	30	30	30	30	30			
Vol. Total	42761	24103	15209	20286	36752			

Referencias: a, b y c en centímetros. Equidimensionales, cilíndricos, discoidales y laminares en porcentajes. Vol. total en cm³. DST:desvío estándar.

lavado y retrolavado de ola en forma perpendicular a la costa que los grandes, que lo hacen paralelos a ella (preferentemente por olas de incidencia oblicua a la playa).

Las playas playa Oeste y playa Sur han tenido un movimiento preferencial en forma paralela al mar, por efecto de las corrientes costeras y deriva litoral, en tanto que las playas caleta Sur, playa Norte y caleta Norte han tenido un movimiento con una componente perpendicular al mar, generados por corrientes originadas por fluctuaciones de la marea y olas, perpendiculares a la playa.

Las direcciones de las corrientes imperantes alrededor de la isla Media Luna, se dan en un sentido O-E (Fig. 7). El movimiento de clastos alrededor de la isla sigue un sentido dextrógiro con un movimiento hacia el norte en su costa occidental, hacia el este en el norte, y en la caleta Menguante una corriente que entra por su sector norte y sale por el sur.

Los mayores movimientos de clastos se registraron en la playa Norte y caleta Norte, con grandes distancias recorridas y a su vez poca recuperación de clastos, en tanto que en las playas caleta Sur y playa Sur se recuperaron todos los clastos, denotando escaso transporte. A su vez, en playa Oeste se recuperaron pocos clastos, que se habían movido cortas distancias.

Por cada metro cuadrado de clastos en las playas de la isla Media Luna en un mes de verano, se movieron 3477 cm³ en la playa Sur, 12519 cm³ en la playa Oeste, 8265 cm³ en la playa Norte, 10743 cm³ en la caleta

Norte y 1947 cm³ en la caleta Sur. El promedio movido fue de 7390 cm³ (7,39E-3 m³) de clastos movidos por mes. Considerando un ancho de playa promedio de 25 m, y a lo largo de 6 km de perímetro de la isla (150.000 m²), que representan unos 1100 m³ de grava que se mueven por ella en una u otra dirección durante el mes de observación (Fig. 7).

Discusión

En vista a los movimientos de clastos en cada playa, y en relación al porcentaje de recuperación, dirección y distancia transportada, se reconoce que los movimientos perpendiculares a la costa están relacionados a la acción de olas y mareas (caleta Sur, playa Norte, caleta Norte y algunos clastos de playa Sur), en tanto que los movimientos paralelos a ella están indicando movimientos afectados también por olas (deriva litoral) y por corrientes inducidas por el viento (playa Oeste y algunos clastos de playa Sur y playa Norte). Esto indica que ciertas playas están sujetas a la acción de corrientes litorales en tanto que otras, que están más protegidas sólo pueden movilizarse por efecto de las corrientes de marea y el oleaje normal a la playa.

También se ha observado que el empaquetamiento es sumamente importante en el movimiento de los clastos, ya que donde existe suelo en mosaico, los

Tabla 4: Valores medios de los clastos movidos

Playas	Caleta Sur	Caleta Norte	Playa Norte	Playa Sur	Playa Oeste
a	11,35	14,25	11,27	12,64	15,76
b	10,75	8,81	8,30	8,62	11,25
c	5,70	6,51	5,20	5,90	7,76
b/a	0,93	0,63	0,75	0,69	0,73
c/b	0,48	0,74	0,64	0,69	0,69
c/a	0,46	0,46	0,47	0,47	0,51
TAM	9,26	9,85	8,26	9,05	11,59
TGM	8,70	9,29	7,82	8,58	11,06
CI	0,96	0,79	0,86	0,83	0,85
E	0,44	0,29	0,36	0,32	0,38
R	0,74	0,66	0,70	0,68	0,71
P	2,60	1,85	1,90	1,86	1,82
O-P	-10,04	4,28	-0,52	1,92	0,86
Equidimensionales	-	20	22	20	50
Discoidales	100	10	50	20	25
Laminares	-	20	14	20	12
Cilíndricos	-	50	14	40	13
Recuperac. total	100	80	53	100	76
Clastos movidos	2	10	14	5	8
Vol. total	1947	10743	8265	3477	12519

Referencias: a, b y c en centímetros. Equidimensionales, cilíndricos, discoidales, laminares y recuperación, en porcentajes. Vol. total en cm³.

individuos están muy trabados entre sí y no se pueden mover. Los pequeños movimientos se producen por el peso y alivio de los témpanos por acción de la marea, originando pavimentos nucleados (Eyles 1994). En cambio, si un clasto cae sobre este tipo de playa en mosaico, el movimiento por sobrepaso (*overpassing*) puede llegar a ser de más de 2 m diarios. Si el entorno es de clastos más grandes que los de control, éstos quedan entrampados entre ellos, haciéndose muy difícil su posterior movimiento. Si el entorno es de clastos más chicos que los de control, éstos terminan enterrándose en el mismo lugar o muy cerca de donde se pusieron. Finalmente, el movimiento se registrará sin inconvenientes en el caso que los clastos de las playas y los de control sean iguales (Everts 1973; Isla 1993). La existencia de témpanos (en verano) y/o glaciares (en invierno), debe ser tenida en cuenta, ya que cuando los bloques de hielo se asientan sobre las playas, el movimiento prácticamente desaparece. La presencia de grandes rocas o salientes rocosas en una playa, genera fenómenos de reflexión y difracción diferentes a las que se encuentran frente a una playa abierta. Esto sucede en playa Norte y caleta Norte, con grandes afloramientos a no más de un metro de la estación de control.

Otros factores importantes son los meteorológicos ya que las tormentas aumentan la altura de olas a casi 3 m (sector E) y arrastran témpanos y planchas (*pack*) de hielo que se asientan en la playa.

En general se comprueba que los clastos discoidales y laminares pertenecen al nivel supramareal, en tanto

que los equidimensionales y cilíndricos, pertenecen al submareal.

Los clastos son seleccionados por su forma, que a su vez es adquirida por los mecanismos de transporte. La relativa homogeneidad de los valores de redondez, constituye en sí una de las características fundamentales de los rodados de playa.

Conclusiones

En playa Oeste, playa Sur y caleta Sur se ha registrado un menor transporte de clastos que en playa Norte y caleta Norte. Los movimientos son de dos tipos, un movimiento paralelo a la costa originada por corrientes costeras y litorales, más lenta pero con mayor volumen y una perpendicular a ella, localizada de mayor intensidad, originada por corrientes de marea y oleaje.

Se registra un transporte general de gravas inducido por corrientes con dirección O-E, coincidente con la bidireccionalidad de los vientos dominantes. Este movimiento rodea la isla curvándose en sentido dextrógiro. Estos movimientos traen aparejados un transporte total de casi 1100 m³ por mes en una u otra dirección, por lo que se podría esperar una continua acumulación de rodados mientras que se mantengan los ritmos de aportes de gravas en relación a las tendencias relativas del nivel del mar.

La existencia de acumulaciones de rodados a niveles

elevados, que se explican normalmente como productos de un descenso relativo del nivel del mar en las islas Shetland del Sur, también pueden haberse originado por eventos catastróficos más recientes.

Las condiciones de descenso relativo y regional del nivel del mar estaría corroborado por la presencia de espigas y tómbolos con evidencias de progradación. El hecho de no registrarse espigas canibalizadas, probaría condiciones de descenso del nivel del mar o un continuo aporte de sedimentos ante condiciones estables de dicho nivel.

Agradecimientos

El presente trabajo fue realizado como parte del proyecto OCEANTAR-COSTAS del Centro de Geología de Costas y del Cuaternario (Universidad Nacional de Mar del Plata) y del Departamento de Oceanografía (Instituto Antártico Argentino). El mismo se efectuó durante la Campaña Antártica de Verano 1992/93 en la Base Teniente Cámara, isla Media Luna. Un especial agradecimiento a Jorge Martínez Arca por su colaboración en las tareas de campo, a Martín Roeser por los aportes en la lectura del trabajo y a Marcelo Farenza por la confección de las figuras.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Adie, R. J., 1963. Sea-level changes in the Scotia Arc and Graham Land. En: Adie, R. (Ed.): Antarctic Geology. SCAR Proceeding, pp. 27-32.
- Adie, R., 1964. The geochemistry of Graham Land. En: Adie, R. (Ed.): Antarctic Geology, pp. 541-547.
- Araya, R. y Hervé, F., 1966. Estudio geomorfológico y geológico en las islas Shetland del Sur, Antártida. Publicaciones del Instituto Antártico Chileno, 8: 1-76.
- Baker, P., Mc Reath, M., Harvey, M., Roobol, M. y Davies, T., 1975. The geology evolution of Deception Island. The geology of the South Shetland Islands. British Antarctic Survey, Scientific Report, 78: 1-32.
- Bibby, J., 1965. Some observations on sea-level changes in the James Ross Island group. Bulletin of the British Antarctic Survey, 6: 67-75.
- Birkenmajer, K., 1992. Cenozoic glacial history of the South Shetland Islands and northern Antarctic Peninsula. En: López-Martínez, J. (Ed.): Geología de la Antártida Occidental. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 251-260. Salamanca.
- Bjork, S., Hjort, Ch. e Ingolfsson, O., 1990. What is the age and significance of the 20 m shore-level around the Antarctic Peninsula?. En: Schnack, E. (Ed.): International Symposium on Quaternary. Shorelines: evolution, processes and future changes. Abstracts, CIC, 7 p. La Plata.
- Cailleux, A., 1945. Distinction des galets marines et fluviaux. Société Géologie Française, Bulletin 5e, Serie 15: 375-404.
- Camacho, H. y Villar Fabre, J., 1957. Observaciones geológicas y petrográficas en Bahía Esperanza, Puerto Paraíso e Islas Shetland del Sur y Melchior. Instituto Antártico Argentino, Publicación 4: 11-61.
- Clapperton, C. y Sugden, D., 1989. Holocene glacier fluctuations in South America and Antarctica. Quaternary Sciences Review, 7: 185-198.
- Clowes, A., 1934. Hydrology of the Bransfield Strait. Discovery Reports. Cambridge University Press, 9: 1-64.
- Criado, C., Arche, A. y Vilas, F., 1992. Mapa geomorfológico preliminar de la Isla Decepción, Islas Shetland del Sur. En: López-Martínez, J. (Ed.): Geología de la Antártida Occidental. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 293-304. Salamanca.
- Dawson, A., Long, D. y Smith, D., 1988. The Storegga Slides: Evidence from Eastern Scotland for a possible tsunami. Marine Geology, 82: 271-276.
- Del Río, J. y Teruggi, L., 1992. Evolución costera de Puerto Yankee, Isla Greenwich, Archipiélago de las Islas Shetland del Sur, Antártida. Thalassas, 10: 49-58.
- Dobkins, J. y Folk, R., 1970. Shape development on Tahiti-Nui. Journal of Sedimentary Petrology, 40: 1167-1203.
- Duck, R. y Mc Manus, J., 1981. Ice-collapsed induced waves and graded gravel ridges on a lake beach. Earth Surface Proc. and Landforms, 6(2): 203-206.
- Everts, C., 1973. Particle overpassing on flat granular boundaries. Journal of Waterway and Harbour Coastal Engineering Division, ASCE WW4: 425-438.
- Eyles, C., 1994. Intertidal boulder pavements in the northeastern Gulf of Alaska and their geological significance. Sedimentary Geology, 88: 161-173.
- Flemming, N., 1964. Tank experiments on the sorting of beach material during cusp formation. Journal of Sedimentary Petrology, 34: 112-122.
- Hansom, J. y Briggs, D., 1991. Sea-level changes in Vestifiroir, North West Iceland. En: Maizels, J. y Caseldine, C. (Eds.): Environmental change in Iceland: Past and present. Glaciology and Quaternary Geology, 7: 79-91.
- Harbitz, C., 1992. Model simulations of tsunamis by the Storegga Slides. Marine Geology, 105: 1-21.
- Isla, F., 1989. Holocene sea-level fluctuation in the Southern Hemisphere. Quaternary Science Review, 8: 359-368.
- Isla, F., 1993. Overpassing and armouring phenomena on gravel beaches. Marine Geology, 110: 369-376.
- John, B. y Sugden, D., 1971. Raised marine features and phases of glaciation in the South Shetland Island. British Antarctic Survey Bulletin, 24: 45-111.
- Komar, P. y Reimers, C., 1978. Grain shape effects on settling rates. Journal of Geology, 86: 193-209.
- Krumbein, W., 1941. Measurements and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. Journal of Sedimentary Petrology, 11: 64-72.
- Long, D., Smith, D. y Dawson, A., 1989. A Holocene tsunami deposit in Eastern Scotland. Journal of Quaternary Sciences, 4: 61-66.
- López Martínez, J., Vilaplana, J., Martínez de Pison, E., Calvet, J., Arche, A., Serrat, D. y Pallas, R., 1992. Geomorphology of selected areas in Livingston Island, South Shetland Islands. En: López-Martínez, J. (Ed.): Geología de la Antártida Occidental. 3º Congreso Geológico de España y 8º Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 271-281. Salamanca.
- Maizels, J., 1989. Sedimentology and palaeohydrology of Holocene flood deposits in front of a Jökulhaupl Glacier, South Iceland. En: Beven, K. y Carling, P. (Eds.): Floods: hydrological, sedimentological and geomorphological implications, pp. 239-251.
- Maizels, J., 1993. Lithofacies variations within sand deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. Sedimentary Geology, 85: 299-325.
- Martínez, G. y Massone, H., 1995. Geomorfología de la isla Media Luna, Islas Shetland del Sur, Antártida. Thalassas, 11: 9-26.
- Martínez, G., Massone, H. y Del Río, L., 1993. Posibles

- indicadores de neotectónica en la isla Medialuna, Shetland del Sur, Antártida. 2ª Jornadas de Comunicaciones sobre Investigaciones Antárticas. IAA, DNA, CONICET, Buenos Aires, Noviembre de 1991: 269.
- Orheim, O., 1971. Volcanic activity on Deception Island, South Shetland Islands. En: Adie, R. (Ed.): Antarctic Geology and Geophysics. Universitetsforlaget, pp. 117-120. Oslo.
- Parada, M., Orsini, J., Hurtado, A., Garrido, I. y Sina, A., 1987. Geología y petrografía del complejo plutovolcánico de la isla Media Luna, Islas Shetland del Sur. Revista del Instituto Antártico Chileno, 36: 9-19.
- Roese, M., Gallo, J., Walter, M. y Farenga, M., 1991. Circulación y distribución de temperatura en el Estrecho Mac Farlane y Bahía Luna, Islas Shetland del Sur, Antártida. Dirección Nacional del Antártico (IAA), Contribución 402. 12 p.
- Roese, M., del Río, L., Gallo, J., González, O. y Dragani, W., 1993. Aspectos oceanográficos y geológicos costeros de la isla Media Luna, Antártida. Dirección Nacional del Antártico (IAA). Contribución 414: 1-24.
- Roobol, M., 1973. Historic volcanic activity at Deception Island. Bulletin, British Antarctic Survey, 32: 23-30.
- Slingerland, R. y Voight, B., 1982. Evaluating hazard of landslide-induced water waves. Journal of Waterway and Harbour, ASCE: 504-512.
- Sudgen, D. y John, B., 1973. The ages of glacier fluctuations in the South Shetland Islands, Antarctica. En: Van Zinderen Bakker (Ed.): Palaeoecology of Africa, the Surrounding Islands and Antarctica, 8: 141-159.
- Sugden, D. y Clapperton, C., 1977. The maximum ice extent on islands groups in the Scotia Sea, Antarctica. Quaternary Research, 7: 268-282.
- Svendsen, J. y Mangerud, J., 1990. Sea-level changes and pollen stratigraphy on the outer coast of Sunnmore, western Norway. Nordisk Geologisk Tidsskrift, 70: 111-134.
- Waite, R., 1986. Periodic Jokulhlaups from Pleistocene glacial Lake Missoula. New evidence from varved sediment in Northern Idaho and Washington. Quaternary Research, 22: 46-58.
- Warnke, D., 1970. Glacial erosion, ice rafting, and glacial-marine sediments: Antarctica and the Southern Ocean. American Journal of Science, 269(3): 276-294.
- Zingg, Th., 1935. Beitrag zur Schotteranalyse. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 15: 39-140.

Recibido: 31 de marzo, 1995

Aceptado: 27 de febrero, 1996

Enclaves en un batolito posttectónico: petrología de los enclaves microgranulares del batolito de Renca, Sierras Pampeanas, San Luis

Mónica Graciela LÓPEZ de LUCHI

Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos, J. Ramírez de Velasco 847, 1414 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT: *Enclaves in a posttectonic batholith: microgranular enclaves in the Renca batholith, San Luis.* Dark microgranular enclaves are a common feature of calc-alkaline and subalkaline plutons. Their igneous microstructure indicates a magmatic origin. Their mineralogy is similar to their host rock and they represent the most primitive compositions in an igneous sequence. Textural features indicates some degree of mechanical or chemical interaction with their host. Three kinds of microgranular enclaves are distinguished in the porphyroid facies of the Renca batholith (a posttectonic Devonian to Lower Carboniferous batholith of the Pampean Ranges): syenitic, monzonitic and dioritic enclaves. Petrographic and chemical evidences point to lamprophyre affinities for the syenitic and in part for the monzonitic ones, meanwhile the dioritic enclaves belong to a high K calc-alkaline suite. Syenitic enclaves are scarce and included in monzonitic enclaves or in syngranitic dykes and they are similar to durbachites or its hypabissal equivalent, vogesites. High Mg, Cr, Ni indicate mantelic origin. LIL element abundances suggest that the mantle source were metasomatized prior to the melting event. Monzonitic enclaves are presented in dyke swarms or isolated; they are in part similar to vogesites and they would represent different stages of mixing between a mantle component and a crustal melt. Mg, Cr, Ni contents are lower than in the syenitic but LIL tenors are very variable. Dioritic enclaves are poorly represented and their major and trace element content are normal for a high-K calc-alkaline suite. Crustal contamination in the syenitic enclaves is very difficult to assess because the LIL elements in which the magmas are likely to have been enriched are those contributed too by a subduction component.

Introducción

Numerosos autores han sugerido que los magmas máficos intervienen en la génesis de los graníticos no sólo como fuente de calor para inducir fusión en distintos niveles de la corteza sino mezclándose con ellos en distinta proporción y en distintas etapas de su evolución. Los enclaves ígneos constituyen una de las evidencias de estos procesos de mezcla.

El término enclave alude a fragmentos de material extraño de cualquier origen incluidos en una roca ígnea (Didier 1973; Didier y Barbarin 1991). En el batolito de Renca los enclaves son de tres tipos: metamórficos, microgranulares y *schlierens*, se hallan concentrados en la facies porfiroide y son particularmente abundantes en el sector occidental del plutón (López de Luchi 1986; 1993).

El batolito de Renca aloja un conjunto de enclaves microgranulares mesocráticos y diques singraníticos híbridos mesocráticos que se interpretan como el resultado de procesos de mezcla entre un magma básico de afinidades lamprofíricas y un magma granítico (*l.s.*) en distintos estadios de su evolución. Las facies híbridas de composición monzonítica, se intruyen tanto bajo la forma de diques singraníticos mesocráticos de diferente potencia, aflorantes en el

sector occidental del batolito prácticamente en contacto con el encajante metamórfico o aparecen como enclaves aislados distribuidos en la facies porfírica. El magma básico se halla representado como enclaves sieníticos de composición afín con durbachitas (Sabatier 1980; 1991) y el magma granítico equivalente a la facies porfiroidea se hallaría representado en su polo más básico como enclaves de composición diorítica que son escasos y de distribución homogénea.

El estudio de enclaves y su significado en lo que atañe a la génesis del plutón que los aloja ha sido objeto de una amplia investigación en otros ámbitos geológicos (Didier 1973; Didier y Barbarin 1991; Cocirta y Orsini 1986; Cocirta y Michon 1987; Montel y Weisbrod 1986; Frost y Mahood 1987; Dorais *et al.* 1990; Poli y Tommasini 1991; Blundy y Sparks 1992, etc.). En todos los casos se produce la interacción bajo la forma de mezcla mecánica o química con difusión e intercambio de cationes de manera tal que se forman productos con distinto grado de hibridización y en distintos estadios de la evolución de la asociación enclave/matriz.

En nuestro país han sido poco estudiados y así a modo de muy breve reseña pueden citarse, entre otros, los trabajos de Caminos (1965) respecto a xenolitos

tonalíticos en Cordillera Frontal, Quartino y Zardini (1967) mencionan enclaves dioríticos y tonalíticos en el Batolito de Colanguil, Caminos (1979) en la Formación Chepes, Lema (1980) en la Sierra de Yulto, Lorenc y Pérez (1987) y Lorenc (1990) en el ámbito de la Sierra de Paimán y López de Luchi (1987, 1993) para el batolito de Renca.

Ambito geológico

El batolito de Renca es un amplio dominio granítico que se ubica en el sector NE de la sierra de San Luis entre los paralelos 32° 44' y 32° 51' S y los meridianos 65° 20' y 65° 36' O (Fig. 1) y constituye una de las manifestaciones del magmatismo paleozoico de las Sierras Pampeanas; es un plutón compuesto de sección aflorante elíptica con un eje mayor ONO-ESE de 19 km y uno menor de 13 km; la superficie aflorante es de 270 km²; está integrado principalmente por granodioritas y monzogranitos y se halla asociado a rocas monzoníticas, monzonitas cuarzosas, monzodioritas y también sienitoides que aparecen como cuerpos de límites irregulares, diques singraníticos o bien enclaves de distribución irregular (Fig. 1). Los rasgos más llamativos desde el punto de vista petrográfico son el carácter porfiroide y la asociación con rocas monzoníticas a sienitoides. Internamente se caracteriza por una estructura concéntrica dada por la disposición de megacristales de feldespatos potásico, en parte de enclaves, diques

híbridos singraníticos, enjambres de enclaves y *schlierens* remarcada en algunos sectores por fracturación circular y todos estos rasgos son particularmente notables hacia los bordes del cuerpo. El plutón se halla emplazado en metamorfitas micáceas de grado medio y el contacto es neto y concordante con la estructura interna del plutón debido al desarrollo de una deformación localizada de la estructura regional de las metamorfitas (López de Luchi 1993).

El batolito se halla alineado con una serie de cuerpos de características similares que aparecen hacia el NO del mismo y que constituyen el batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas (Brogioni 1987), definiendo el conjunto un alineamiento ONO-ESE a NO-SE, es decir oblicuo a transversal a las estructuras NNE dominantes en este sector de las Sierras Pampeanas. Esta disposición alineada sugiere la existencia de algún tipo de control estructural, por ejemplo la existencia de una megalineamiento de rumbo equivalente, lineamiento éste que aparece en otros sectores de la sierra de San Luis y que controlaría también la disposición del plutón de San José del Morro en la sierra de Yulto (Quenardelle 1993). Se entiende que si bien este lineamiento pudo haber canalizado el ascenso del plutón, una vez que el mismo se detuvo el espacio necesario se acomodó por la deformación del encajante (López de Luchi 1993).

La edad de este evento magmático se asigna al Devónico superior-Carbónico inferior sobre la base de las dataciones presentadas por Brogioni (1993), en virtud de la similitud composicional y emplazamiento

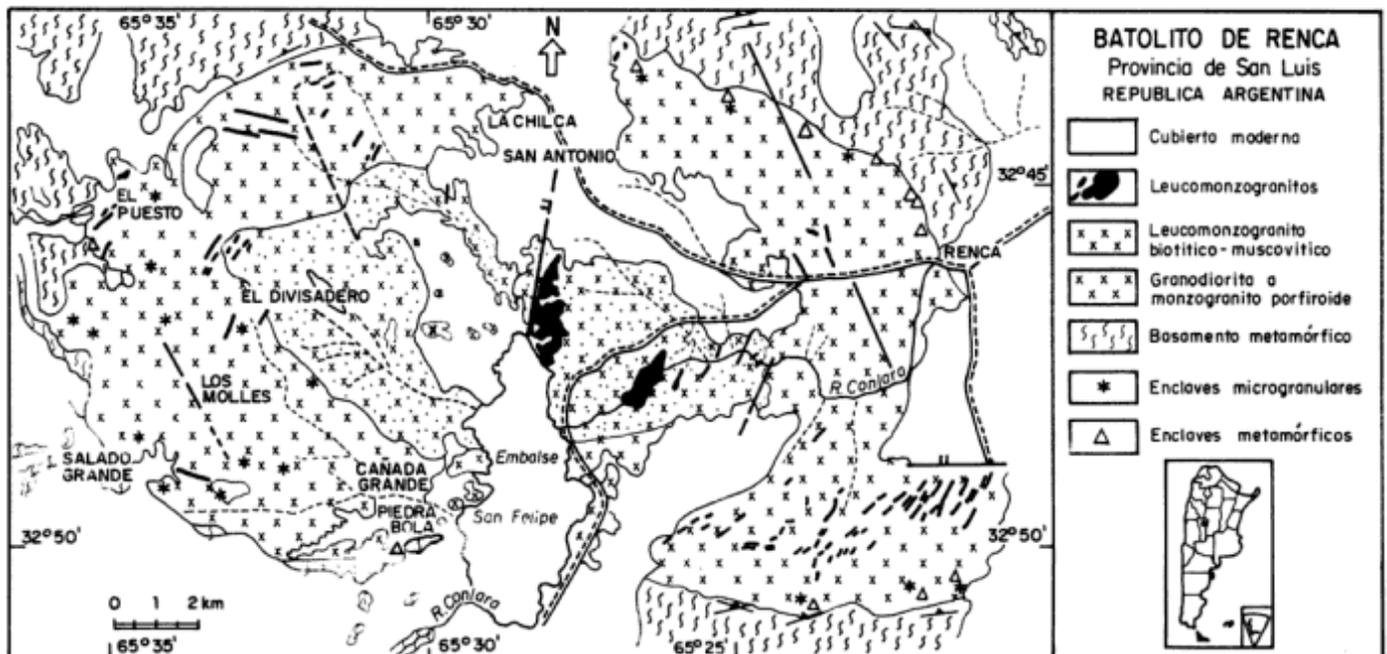


Figura 1: Mapa geológico simplificado del batolito de Renca.

Tabla 1: Análisis químicos de elementos mayoritarios y elementos traza de muestras seleccionadas de los enclaves del batolito de Renca.

Enc.	N° M	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	Cr	Ni	Co	V	Cu	Pb	Zn	Sn	W	Mo	Rb	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Y	Th	Ce
1	5085	57,99	1,03	13,64	1,44	3,82	0,13	6,18	4,78	213	6,02	0,82	0,77	344	185	24	76	5	21	74	4	6	0	207	1914	838	19	22	274	17	10	87
	3785	61,48	0,84	11,94	2,97	3,42	0,18	5,07	5,27	1,49	6,46	0,64	0,51	354	73	21	119	5	27	80	6	1	1	198	1542	348	16	15	275	31	38	227
	172	54,39	1,49	13,45	1,31	4,51	0,04	6,06	5,46	2,28	5,69	0,82	0,84	360	78	29	116	12	12	72	4	10	1	168	1957	847	19	23	355	25	9	93
	3585	54,41	1,28	14,28	2,82	5,33	0,23	5,11	4,33	1,79	7,22	0,71	1,41	276	49	28	110	7	27	126	4	1	1	207	1241	324	23	26	386	32	7	111
	145	60,13	0,72	13,58	1,54	3,16	0,09	5,92	4,11	2,71	5,79	0,57	0,51	372	163	20	92	3	29	62	5	4	0	230	2532	788	21	14	244	19	21	148
2	4585	62,91	1,02	15,55	2,2	3,15	0,14	3,18	3,54	3,51	3,62	0,24	1,26	88	42	-	-	-	-	-	-	-	-	235	-	-	-	-	-	-	-	-
	158	60,23	1,23	16,39	2,91	2,81	0,1	2,02	3,54	3,36	5,46	0,31	0,49	50	10	13	98	35	38	72	8	1	1	304	421	289	25	23	272	31	17	152
	162	58,83	1,03	16,56	1,65	3,52	0,11	2,98	4,36	3,89	4,02	0,32	0,63	50	19	15	97	21	20	67	5	2	1	168	891	534	24	19	244	24	19	69
	173	61,82	0,86	13,74	2,13	3,01	0,11	3,61	4,01	2,88	4,77	0,46	0,51	-	50	15	79	6	18	57	6	0	2	177	1339	725	22	22	262	21	14	97
	171	62,68	0,83	14,38	1,42	3,01	0,08	3,14	3,68	3,02	4,77	0,41	0,93	144	-	-	-	-	-	-	-	-	-	166	-	-	-	-	-	-	-	-
	6	63,53	0,71	14,32	1,64	3,13	0,12	2,71	2,81	2,82	5,71	0,22	0,75	127	46	11	69	13	47	84	4	1	0	257	899	335	22	13	157	14	8	77
	118	58,09	1,02	16,41	2,85	2,8	0,12	2,53	4,23	2,98	4,69	0,54	0,76	50	20	-	-	-	-	-	-	-	-	215	-	-	-	-	-	-	-	-
	115	60,47	1,11	15,86	3,28	2,54	0,11	2,24	4,15	3,54	4,38	0,38	1,51	-	19	15	95	11	15	69	4	1	3	189	1514	753	23	18	294	24	26	161
3	117	62,52	0,92	16,31	2,31	2,82	0,07	2,11	3,63	3,37	4,44	0,31	0,83	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	179	62,74	0,92	16,61	2,36	1,96	0,06	1,32	2,78	3,61	5,84	0,23	0,49	41	6	7	56	8	33	47	4	0	1	221	910	426	21	23	339	31	20	192
	159	58,49	1,31	15,31	2,42	4,69	0,17	4,01	4,43	3,71	2,85	0,34	0,76	120	33	18	115	11	18	113	8	2	0	265	305	260	28	24	278	26	12	152
	178	55,01	1,51	16,06	2,05	4,05	0,12	3,03	6,82	4,61	2,77	0,31	0,71	67	14	15	84	32	20	81	8	0	1	177	491	415	22	15	251	20	15	130
58	51,53	1,38	18,41	2,45	5,48	0,17	4,48	4,85	4,01	2,62	0,61	1,32	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

y resulta así perteneciente al denominado evento G3 (Rapela *et al.* 1990) con el cual se cierra la evolución del Orógeno Famatiniano.

Metodología

El batolito de Renca fue estudiado a partir de una metodología convencional, relevamiento y muestreo detallado perfiles, fotointerpretación a escala 1:20.000 con controles posteriores en el terreno, estudios de preparaciones delgadas (40) combinados con análisis químicos y determinaciones mineralógicas por difracción de rayos X (López de Luchi 1987, 1993).

Los análisis químicos se realizaron por vía húmeda en el caso de los elementos mayoritarios en el Laquige. SiO₂ fue determinado por colorimetría y filtrado, Al₂O₃, MnO, CaO y MgO por absorción atómica, Na₂O y K₂O por fotometría de llama, Fe₂O₃ total, P₂O₅ y TiO₂ por colorimetría, FeO por volumetría y H₂O por gravimetría. Cr, Ni y Co fueron analizados por absorción atómica en el Laquige y los elementos traza fueron determinados por Fluorescencia de rayos X sobre material molido y compactado en pastillas en el laboratorio de Servicios de la Universidad de Barcelona. El tratamiento analítico de los datos fue efectuado con el Programa Newpet versión 94. 01.01 (Tabla 1).

Clasificación de los enclaves y rasgos generales

Los enclaves microgranulares son de tamaño variable desde milímetros hasta 20 a 40 cm, de formas

ovoidales y contornos redondeados y sus contactos varían desde netos a difusos con su encajante granodiorítico; sus texturas típicamente magmáticas y sus composiciones diversas permiten hacer una distinción en tres grupos:

a) enclaves sieníticos: equivalentes a las durbachitas (Sabatier 1980, 1991) de afinidades lamprofíricas pertenecientes a la serie de la vaugneritas (Rock 1990, Sabatier 1991) y composicional y texturalmente homologables a vogesitas en una clasificación convencional de lamprofíros.

b) enclaves monzoníticos: monzogranitos, monzonitas cuarzosas, granodioritas y adamelitas.

c) enclaves dioríticos.

Todos estos enclaves se hallan en la facies porfiroide. Los enclaves sieníticos son escasos, de forma ovoidal y contornos redondeados y su eje mayor no supera 15 cm, aparecen incluidos en diques singraníticos o en enclaves monzoníticos y sólo aparecen en el sector occidental del batolito.

Los enclaves monzoníticos son los más abundantes, se distribuyen en todo el cuerpo aislados o en forma de enjambres; son los únicos que poseen megacristales de feldespato alcalino, en algunos casos con textura rapakivi y su dinámica de emplazamiento coincide con la del plutón en el sentido de que sus ejes mayores coinciden con la disposición de la mayor dimensión de los cristales de feldespato alcalino, *schlierens*, contactos internos y externos del batolito y con la disposición de los diques singraníticos (López de Luchi 1993). Estos enclaves son los de mayor tamaño, alcanzan hasta 40 cm cuando se presentan aislados o bien forman enjambres de enclaves claramente relacionados con la desagregación de diques singraníticos paralelos a la estructura interna del plutón (López de Luchi 1993).

Su forma más frecuente es oval, con contornos redondeados y contactos netos con el granito. La distribución no es homogénea, predominan los enclaves aislados en el sector oriental del batolito mientras que en el occidental son más frecuentes los enjambres. En este sector es donde aparecen alojados en estos enclaves, cuando provienen de la desagregación de diques singraníticos, los enclaves sieníticos y también xenolitos metamórficos angulares.

En comparación con los anteriores, los enclaves dioríticos, que no coexisten ni se hallan incluidos en enclaves monzoníticos, se localizan preferentemente en el sector NE del plutón y aparecen aislados y son escasos. Sus contornos, si bien son redondeados, son irregulares en detalle y difusos.

Petrografía de los enclaves

a) Enclaves sieníticos

Las rocas son de grano fino a mediano, porfíricas, de textura hipidiomorfa compuestas por microclino, oligoclasa-albita, clinofibrol (serie tremolita-actinolita y hornblenda), biotita, cuarzo, titanita, epidoto, apatita y escasa allanita. El carácter porfírico está dado por cristales de hasta 7 mm de clinofibrol y biotita aislados o en agregados de hasta 1 cm y así los minerales máficos aparecen en dos generaciones, en la matriz fina a mediana y como megacristales, en unos pocos casos se observaron megacristales de hasta 1 cm de oligoclasa sódica de sección cuadrada.

El microclino que es el constituyente principal de la matriz se presenta en agregados radiales de cristales subhedrales, mientras que la plagioclasa lo hace en cristales subhedrales incluida parcialmente en microclino y se halla algo sericitizada. El clinofibrol de color verde claro a azulado hacia los bordes, es de dos tipos tremolítico y hornbléndico con composiciones magnesianas y posee núcleos de clinopiroxeno, acompañados por texturas simplectíticas de cuarzo y clinofibrol y en otros casos por texturas *schiller*. La biotita, que aparece aislada o en agregados con clinofibrol es de color castaño claro algo rojizo; los índices de refracción son en promedio más bajos que los de una biotita media al igual que la birrefringencia, lo cual permite considerarla como magnesiana. El cuarzo no supera el 10 % y aparece de manera intersticial con inclusiones de acículas de apatita o en "ocelos" policristalinos rodeados por y con inclusiones de clinofibrol. La titanita en cristales cribosos, en parte poiquilíticos, con inclusiones de opacos o en grumos asociados a biotita y clinofibrol y la apatita, en cristales aciculares o en prismas alargados de hasta 4 mm, son los minerales accesorios más frecuentes. Se observó además allanita rodeada por epidoto sólo en dos ejemplos y en un caso monacita.

La composición modal promedio indica sienitas cuarzosas (Fig. 2a); en estas rocas el tenor medio de minerales máficos es de 40% y predomina el clinofibrol sobre la biotita. Los "ocelos" de cuarzo, que además contienen apatita acicular, pueden considerarse líquidos de precipitación tardía, teniendo en cuenta el hábito intersticial del escaso cuarzo de las rocas más que xenocristales de cuarzo. La presencia de agregados de clinofibrol con biotita así como las texturas *schiller* y los núcleos incoloros de clinopiroxeno sugieren que este último cristalizó primero y reaccionó con el líquido para dar clinofibrol. La afinidad lamprofírica de estas rocas estaría dada desde el punto de vista petrográfico por las dos generaciones de mafitos mientras que los agregados de anfíbol son el rasgo típico de las vaugneritas y durbachitas (Sabatier 1991)

b) Enclaves monzoníticos

El término monzonítico como calificativo de este conjunto de enclaves se basa más bien en la clasificación química de estas rocas que en la modal ya que en este caso existe una dispersión entre composiciones modales monzonítica, monzogranítica y granodiorítica, aunque estas últimas siempre en el límite con los campos monzodiorítico o monzonítico cuarzoso (Fig. 2a).

Las rocas son de grano fino a grueso, porfíricas, de color gris, mesocráticas. El rasgo textural más significativo es la presencia de megacristales de hasta 6 cm de feldespato alcalino, de cuarzo de hasta 2 cm y muy escasos de plagioclasa de hasta 2 cm en una matriz mediana a fina con agregados de anfíbol y biotita y titanita.

La textura microscópica de estos enclaves varía con la composición y así, se pueden distinguir dos tipos, uno con matriz granular subhipidiomorfa y cuarzo intersticial y ameboidal y otro con textura pseudolerítica y cuarzo ameboidal. La composición mineralógica es oligoclasa-andesina, microclino, cuarzo, biotita, clinofibrol, minerales opacos, titanita, apatita y escaso epidoto. En el primer tipo, las tablillas de plagioclasa están dispersas en una matriz de cristales anhedrales de feldespato potásico, biotita, clinofibrol y cuarzo y en el pseudolerítico, las tablillas de plagioclasa están entrecruzadas y el microclino es intersticial y este conjunto se halla embebido en cuarzo. En ambos casos, los megacristales son principalmente de feldespato alcalino y en mucha menor proporción, de cuarzo y plagioclasa. La biotita se halla en mayor proporción que el clinofibrol.

Al igual que en los enclaves sieníticos, la apatita acicular es abundante, aunque en este caso se localiza preferencialmente en cristales anhedrales, de

oligoclasa sódica-albita. El contenido modal de minerales máficos fluctúa entre 15-30%. El contenido de minerales opacos, preferentemente magnetita, es de hasta 3-4%; esta última aparece en cristales aislados de hasta 1 mm mientras que los restantes minerales opacos (no determinados) se observan rodeados por titanita en grumos; también aparecen minerales opacos como inclusión en titanita o asociados a los agregados de anfíbol y biotita.

Los megacristales de feldespato alcalino son verdaderos xenocristales provenientes del encajante porfiroide, tienen las mismas características composicionales y estructurales (López de Luchi y Alonso, en preparación) y serían la evidencia macroscópica de interacción entre el magma granítico y un magma más básico. Los ocelos de cuarzo también pueden interpretarse como xenocristales provenientes de la facies porfiroide, en este caso se hallan rodeados por cristales de clinofibol y biotita y por una orla externa, hacia el enclave, deprimida en ferromagnésicos. La forma redondeada de los ocelos sugiere gradientes composicionales y térmicos entre la inclusión y el magma encajante: algo de cuarzo fue disuelto ya que el contacto xenocristal/enclave es una zona de sobrenfriamiento y así se produciría un aumento de la nucleación hacia el lado del ocelo (lo cual explica la orla de clinofiboles y biotita) mientras que hacia el lado del enclave se produciría una zona deprimida en constituyentes ferromagnésicos donde cristalizarían feldespatos. En esta zona es donde se reconoce plagioclasa, oligoclasa sódica-albita con acículas de apatita que podrían ser el resultado de un exceso de calcio y un aumento de la actividad de sílice (Watson 1982).

c) Enclaves dioríticos

Estos enclaves son de color gris, mesocráticos, de grano mediano a fino inequigranulares y macroscópicamente más ricos en biotita. Se aprecia que en la zona de contacto con el encajante porfiroide, hay una desagregación gradual del enclave hasta que se pierde la identidad de fragmentos del enclave a no más de 20 cm del contacto.

La composición de estas rocas es diorítica a monzodiorítica (Fig. 2a). La textura es porfírica por la presencia de cristales de mayor desarrollo de andesina-oligoclasa, de hasta 4 mm, de sección cuadrada en una matriz hipidiomorfa de tablillas de andesina-oligoclasa y láminas de biotita que forman una estructura trabada donde se disponen además clinofibol ferrohastigítico, cuarzo, titanita, \pm microclino. El porcentaje de minerales ferromagnésicos es de 30%. Entre los minerales opacos, la magnetita principalmente aparece en individuos aislados o asociados a biotita, mientras que se reconocieron minerales opacos

rodeados por grumos de titanita y otros como inclusiones en ella.

Evidencias petrográficas de procesos de mezcla

Se considera que la asociación enclave/granito es el resultado de un proceso de mezcla incompleta entre un magma granítico y un magma básico de origen más profundo. Si bien es difícil petrográficamente identificar los miembros extremos de esta mezcla, hay una serie de indicadores de estos procesos y de la presencia de relictos de cada uno de ellos.

Al analizar la composición y textura de los enclaves monzoníticos, la interacción con el magma granítico estaría indicada por:

- presencia de megacristales de feldespato alcalino, química y estructuralmente iguales a los del granito,
- ocellos de cuarzo con zonas de reacción,
- el cuarzo ameboidal en que se halla embebida la roca,
- texturas rapakivi ocasionales,

mientras que el miembro básico quedaría indicado por:

- agregados de clinofibol y biotita,
- titanita euhedral a subhedral en parte poiquilítica,
- biotita en secciones basales alargadas, típicas de los enclaves sieníticos,

-presencia de apatita acicular que indicaría el "congelamiento" del magma del enclave en el medio granítico (Wyllie *et al.* 1962; Vernon 1984).

En los enclaves sieníticos no se reconocieron evidencias de interacción con un fundido granitoide ya que el cuarzo ocellar carece de las zonas de reacción evidenciadas en los enclaves monzoníticos. Los agregados de biotita y clinofibol resultarían del reemplazo de un clinopiroxeno por clinofibol en presencia de un medio fluido como el que podría generarse por la rápida cristalización del enclave en contacto con un magma granítico.

Caracterización química de los enclaves

Los tres tipos de enclaves que se reconocen en la facies porfiroide del batolito de Renca son de composición diferente, los sieníticos representan el tipo más primitivo y disímil respecto a la facies granítica tanto textural como composicionalmente mientras que los dioríticos representan en esencia la misma mineralogía que el granito pero en distintas proporciones.

Las rocas de tipo monzonítico, tanto los enclaves como los diques singraníticos, poseen composiciones y mineralogías intermedias entre los enclaves y el granito que podrían atribuirse tanto a procesos de mezcla incompleta en distintos estadios de la evolución de los extremos que interactúan como a la evolución de

un híbrido por procesos de cristalización fraccional o de desmezcla. Los análisis químicos que se utilizan para analizar la evolución de las rocas monzoníticas corresponden a la matriz de las monzonitas porfiroideas.

Clasificación química

Las clasificaciones químicas convencionales para rocas plutónicas (Le Maitre 1989; Debon y Le Fort 1983; Middlemost 1994) separan a estas rocas en tipos algo diferentes a los obtenidos modalmente (Fig.2b). No obstante estas diferencias que básicamente radican en el alto contenido de K_2O y en el tenor de CaO que entran en la composición de feldespatos, mica y clinoanfíbol, se mantienen los tipos sieníticos, monzoníticos y dioríticos definidos modalmente. Dado que la mayoría de los enclaves son monzoníticos y sieníticos se evidencia su situación apartada de una secuencia calcoalcalina normal. La serie que definen el conjunto de enclaves sieníticos y monzoníticos es transalcalina (Middlemost 1990) y monzonítica (Le Maitre 1989) (Figs. 2c y 2d).

Las texturas y composiciones mineralógicas descritas más arriba se corresponden con rocas de afinidades lamprófricas para los enclaves sieníticos y en menor medida para los monzoníticos. Existen clasificaciones específicas para plutonitas equivalentes a los lamprófiro (Rock 1991) y así mayormente los enclaves sieníticos, sobre la base del contenido de K_2O , se sitúan en campos de durbachitas y los monzoníticos principalmente en el campo de las vaugneritas (Fig. 2e). Los enclaves dioríticos se sitúan en campos de rocas calcoalcalinas potásicas. En clasificaciones de rocas pertenecientes al magmatismo potásico (Fig. 2f), se observa que ocupan el campo de lamprófiro.

Caracterización geoquímica

La composición química promedio de estas rocas (Tabla 2) muestra claramente sus diferencias y el carácter a la vez rico en elementos incompatibles y compatibles, K_2O y MgO , de los enclaves sieníticos y de los monzoníticos *versus* los dioríticos ya que éstos, pese a poseer un tenor promedio de SiO_2 menor, presentan

Tabla 2: Valores promedio de los análisis químicos de muestras seleccionadas de los enclaves del batolito de Renca y relaciones entre pares de cationes. 1: enclaves sieníticos; 2: enclaves monzoníticos; 3: enclaves dioríticos

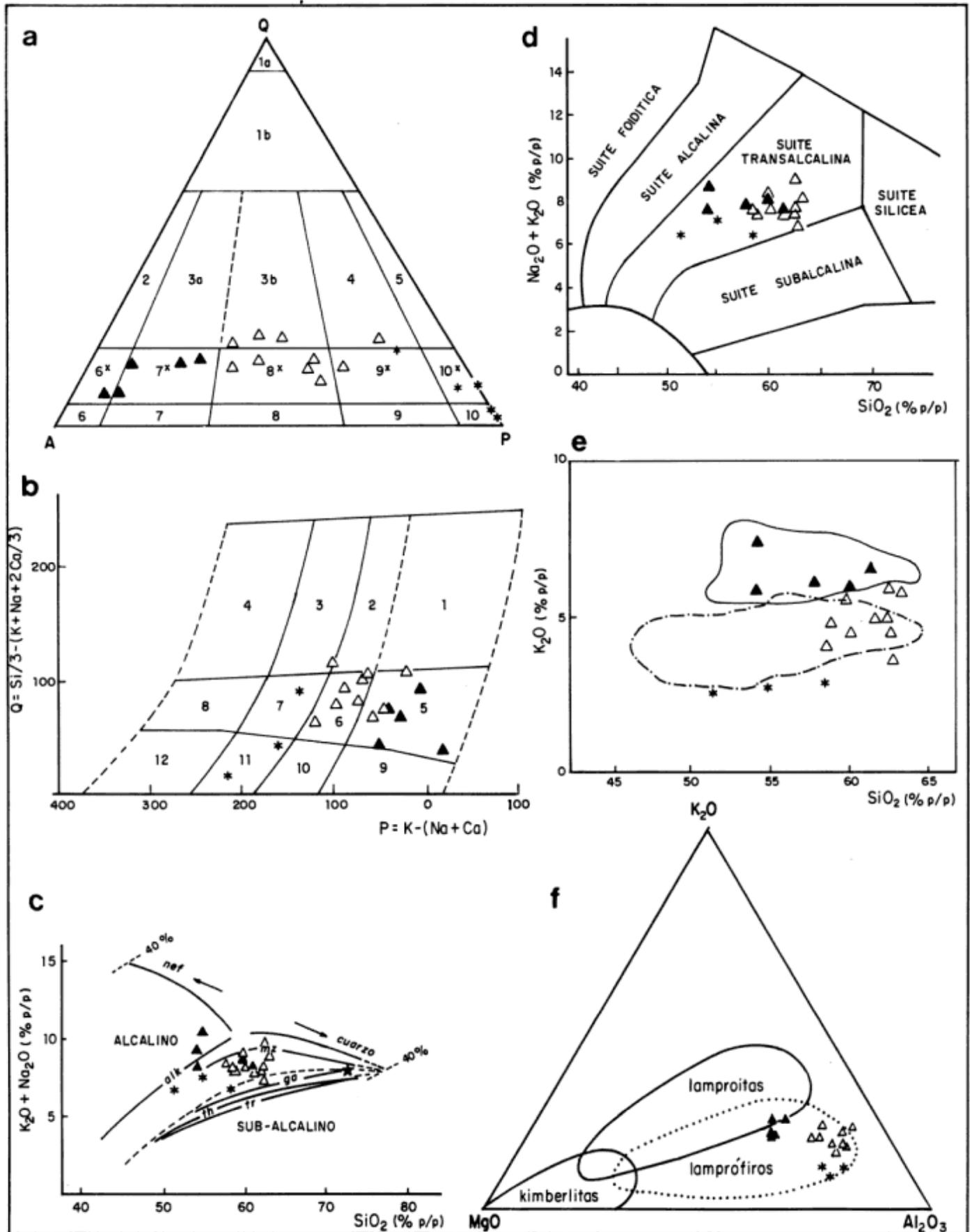
Comp/Encl.	1	2	3
SiO_2	57,66	61,48	55,06
TiO_2	1,15	0,95	1,39
Al_2O_3	14,5	15,25	17,01
MgO	5,67	2,93	3,84
CaO	4,75	3,67	5,37
Na_2O	2,08	3,68	4,11
K_2O	6,23	4,7	2,75
P_2O_5	0,67	0,33	0,42
I.S.	0,71	0,89	0,87
A.S	0,78	0,69	0,59
Mg^*	0,51	0,34	0,36
Cr(ppm)	341	79	93
Ni(ppm)	110	26	24
Rb(ppm)	206	219	221
Ba(ppm)	1837	995	398
Sr(ppm)	629	510	338
Nb(ppm)	20	20	21
Zr(ppm)	307	261	264
Y(ppm)	25	24	23
Zr/Nb	16,08	13,28	12,76
Y/Nb	1,31	1,22	1,09
Rb/Zr	0,71	0,92	0,83
Rb/Sr	0,39	0,57	0,73
K/Rb	204	170	99

valores mucho menores para los cationes mencionados.

Estas diferencias se evidencian en los diagramas de variación (Fig. 3a) donde en primer lugar se aprecia que el tenor de sílice para todo el conjunto de enclaves varía entre 51 y 63% y que las tendencias de los tenores de óxidos no son claramente correlacionables con el aumento del contenido de SiO_2 , lo cual apoya la idea de que pertenecen a poblaciones independientes. Si se analiza cada conjunto de enclaves sí se aprecian correlaciones:

-los enclaves sieníticos definen pendientes negativas para TiO_2 y P_2O_5 , y pendientes dobles con una inflexión en alrededor de 58% de SiO_2 para MgO , CaO , Na_2O , K_2O y Al_2O_3 que estarían indicando un cambio en las

Figura 2: a) Diagrama QAP modal para muestras representativas de los enclaves del batolito de Renca. ▲ enclaves sieníticos; △ enclaves monzoníticos; * enclaves dioríticos; b) Diagrama PQ de clasificación de rocas ígneas (Debon y Le Fort 1983), 1: granito; 2: adamellita; 3: granodiorita; 4: tonalita; 5: sienita cuarzosa; 6: monzonita cuarzosa; 7: monzodiorita cuarzosa; 8: diorita cuarzosa; 9: sienita; 10: monzonita; 11: monzogabro; 12: gabro; c) Diagrama TAS con las tendencias evolutivas de las series plutónicas (Lameyre 1988), alk: ramas alcalinas saturadas y subsaturadas; mz: monzonítica (situada en el dominio alcalino); gd: granodiorítica; th: toleítica; tr: trondjemítica. Este sistema de clasificación es poco discriminante en el dominio subalcalino. *composición media de mínimos graníticos a distintas presiones; d) Diagrama TAS de suites plutónicas (Middlemost 1994); e) Diagrama K_2O/SiO_2 . Los campos corresponden a: —.—.— vaugneritas y — durbachitas (Sabatier 1980). Nótese la pendiente negativa de la tendencia evolutiva de enclaves sieníticos y monzoníticos; f) Diagrama $K_2O-MgO-Al_2O_3$. Los campos composicionales corresponden a los tipos representativos del magmatismo potásico (Wilson 1989).



fases fraccionantes. Así, al analizar en conjunto se aprecia que el Al_2O_3 se correlaciona con el CaO y el MgO lo que se correspondería con el fraccionamiento de clinoanfíbol y mica magnésiana; la plagioclasa sódica sería una fase fraccionante para tenores superiores a 58% de SiO_2 , donde disminuye marcadamente el tenor de Na_2O . La tendencia general pese a estas inflexiones es negativa para Na_2O y K_2O y constante para MgO y CaO.

-los enclaves monzoníticos presentan gran dispersión de los valores excepto para el TiO_2 y CaO ambos con pendientes negativas. La pendiente de CaO se correspondería con el fraccionamiento de plagioclasa cálcica; se define pendiente negativa para MgO, la cual sumada a la del CaO indicaría la participación de mica magnésiana y clinoanfíbol como fases fraccionantes.

-los enclaves dioríticos se hallan sólo representados por tres muestras y a modo de caracterización se puede inferir que presentan comportamientos más afines con secuencias calcoalcalinas, muestran pendiente negativa para Al_2O_3 , una pendiente suavemente positiva para K_2O y tendencias quebradas para CaO, MgO, Na_2O que se corresponderían con el fraccionamiento de mafitos en el tramo negativo y de plagioclasa en el positivo.

MgO, Al_2O_3 , Na_2O y K_2O son los mejores discriminantes de los grupos de enclaves. TiO_2 y FeO son los óxidos que definen una pendiente negativa casi única. Los valores de MgO y de TiO_2 son mayores que los asignables a una secuencia calcoalcalina normal o aún potásica en el caso de los enclaves lamprofíricos y monzoníticos. Surge aquí de este primer análisis que los enclaves representan tres tipos de fundidos cada uno con una evolución propia.

Todas las rocas son metaluminosas con valores más altos de saturación en alúmina para los enclaves sieníticos pero pese a que la suma de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ excede 6,5 % siempre $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Fig. 3b); en un diagrama AFM (Fig. 3c) resultan calcoalcalinas y se separan nuevamente los enclaves sieníticos por poseer valores mayores para la relación Mg/Fe mientras que los valores del índice de Peacock indican una secuencia alcalicálcica (Fig. 3d).

Los tenores de elementos traza compatibles e incompatibles no permiten mantener con claridad la separación definida excepto en el caso del Ba, Cr, Ni, Ga (Fig. 4a-f) y se aprecian correlaciones positivas en el caso de los pares MgO-Ba, K_2O -Ba, Cr-MgO.

El tenor de Rb es alto, totalmente independiente del aumento del contenido de SiO_2 de los enclaves sieníticos y monzoníticos. La correlación de Cr con MgO está marcada por la presencia de mafitos, mica y clinoanfíbol y al ser positiva responde al carácter primario de la signatura mantélica (debido a los

tenores relativamente altos de Cr) de los enclaves sieníticos. Los tenores de Nb y Zr presentan una pendiente negativa respecto a SiO_2 pero con mucha dispersión, mientras que es positiva en el caso de los enclaves dioríticos. Los tenores de Zr son más altos que para secuencias calcoalcalinas. El Ga discrimina los grupos de enclaves y presenta pendientes negativas con el incremento de SiO_2 para enclaves sieníticos y monzoníticos y positivas para los dioríticos, lo cual es afín con secuencias calcoalcalinas. El Ba presenta una pendiente negativa con el incremento de SiO_2 , mientras que el Sr describe tendencias negativas, de menor pendiente.

Las relaciones entre pares de elementos incompatibles como Rb/Zr vs. Nb o Y discriminan los tipos de enclaves y así se aprecia que los enclaves sieníticos presentan menor valor para esta relación en términos más ricos en Nb o en Y, lo cual aludiría a un componente mantélico afectado por un metasomatismo CO_2 (Brown *et al.* 1984).

Si se analizan los diagramas de elementos traza que se normalizaron al Manto Primordial se aprecia que en los enclaves sieníticos, se presenta un pico para Ba pero tenores variables para Th. Este último elemento es muy sensible a la presencia (o al fraccionamiento) de minerales accesorios de allí que una depresión esté vinculada con el fraccionamiento en este caso de monacita. En los casos en que existe un pico en Th se corresponde con uno de Ce. El incremento de Th y Ce acompaña el de SiO_2 . Los enclaves sieníticos más ricos en SiO_2 presentan una depresión mayor para Sr, atribuible al fraccionamiento de plagioclasa. Los enclaves monzo-níticos, si bien se hallan relativamente enriquecidos en Ba, presentan una tendencia hacia una depresión atribuible al menor contenido de mica. Los enclaves dioríticos se diferencian por una depresión marcada en Ba y menores valores de Th, Ce y K pero no hay una separación clara en los restantes elementos. La depresión en Sr es un poco más marcada que en el caso de los enclaves sieníticos y se correspondería también con el fraccionamiento de plagioclasa (Fig. 5e).

Un hecho para considerar es que parte de la dispersión en los valores analíticos que presentan todas las muestras puede deberse a que no son realmente líquidos sino mezclas de cristales y fundido intersticial y así un solo elemento puede variar mucho si se aloja en fases presentes o fraccionantes. Este podría ser el caso de los enclaves sieníticos, donde si bien se pueden determinar procesos de fraccionamiento, las relaciones entre pares de incompatibles como Y/Nb no son constantes ya que las fases fraccionantes, mica magnésiana y clinoanfíbol, fraccionan Y (Tabla 2).

Caracterización de los tipos magmáticos

En un diagrama R1-R2, los enclaves en conjunto se sitúan en el campo postcolisional a tardío orogénico, es decir en un ámbito con una corteza muy evolucionada y engrosada postcolisionalmente (Fig. 5a).

Sobre la base de elementos traza estas rocas ocupan campos de rocas de arco magmático pero con una ubicación muy restringida que es propia de un secuencia calcoalcalina muy evolucionada o lo que es equivalente donde el espesor de corteza es considerable (Fig. 5b); si bien se considera que los enclaves sieníticos representarían rocas de naturaleza mantélica, este manto se halla modificado y enriquecido en elementos incompatibles, de allí los tenores de Rb y Ba altos. Los términos más básicos dentro de las rocas estudiadas se sitúan en el campo de las rocas orogénicas (Fig. 5c). En el diagrama de Wood (1980) se aprecia que pertenecen a un magmatismo de margen destructivo (Fig. 5d).

Todas las muestras presentan un panorama afín con rocas de arco, es decir, picos en los elementos LIL y depresiones en Nb y Ti (Fig. 5e).

Relación entre las rocas monzoníticas, sieníticas y dioríticas y los granitoides; el problema de las rocas potásicas en ambientes graníticos

La presencia de una asociación genéricamente monzonítica con altos tenores de potasio y relativamente altos también de magnesio en rangos de sílice que van desde rocas intermedias a algo ácidas y su asociación con granitoides plantea el problema de la relación genética entre ambas unidades.

En la cadena hercínica existen muchos tipos semejantes a los de Renca por su carácter a la vez potásico y magnésico. Se han presentado numerosas hipótesis para explicar la génesis de estas rocas: Palm (1957), Didier (1964), Hameurt (1967), Weisbrod (1970), Gagny (1978), Michon (1979), Pagel y Leterrier (1980), Sabatier (1980), Albarede y Weisbrod (1982), Rossi (1986).

Sabatier (1980) a partir del estudio de las vaugneritas del Macizo Central francés considera que estas rocas son magmáticas; su paragénesis actual se ha formado a partir de un magma y no por transformación de rocas básicas metasomatizadas; se emplazaron ligadas espacio-temporalmente a los granitoides que las alojan a los que considera como "consanguíneos".

La génesis de esta asociación, de acuerdo a este autor, debe buscarse en la interacción entre magmas basálticos y graníticos en niveles profundos o bien en la génesis directamente mantélica de líquidos potásicos y magnesianos. Albarede y Weisbrod (1982) concluyen a partir de modelos con elementos traza y datos

isotópicos de Sr y Nd que las vaugneritas del sudeste del Macizo Central francés representan magmas básicos equilibrados con un ambiente anatético. Rossi (1986) a partir del estudio de la asociación de Córcega, sostiene que las rocas básicas y los granitoides se originaron de fuentes diferentes; las rocas más básicas provendrían de la cristalización de un magma básico de procedencia mantélica, mientras que los granitoides provendrían de la fusión de un material de características isotópicas corticales en facies granulítica. La consanguinidad de las rocas ácidas y básicas provendría de algún mecanismo de interacción entre estos dos tipos magmáticos. Hipótesis semejantes se han presentado también para la génesis de lamprófiros y rocas monzoníticas postcolisionales en el ámbito Caledónico y Hercínico en este caso en el sudoeste de Inglaterra; Leat *et al.* (1987) sostienen que este tipo de rocas serían de origen mantélico y que los granitoides asociados podrían derivarse de las mismas por cristalización fraccional o bien que las rocas más básicas son la fuente de calor que favorece la fusión de niveles corticales ya calentados por el metamorfismo variscico.

En el caso de Renca, no se cuenta con datos isotópicos pero se puede aceptar un origen mantélico por lo menos para los enclaves sieníticos debido al alto tenor de Cr, Ni y MgO. La riqueza en incompatibles como Rb, Ba, K₂O y la tendencia a valores altos para la relación K/Rb sería un carácter primario atribuible a un episodio de metasomatismo del manto.

En cuanto a los granitoides podrían provenir de niveles corticales aún cuando parte de ellos podrían derivar de la evolución de las rocas monzoníticas (López de Luchi 1987).

Interpretación de los resultados

El carácter más llamativo del conjunto de enclaves es la presencia de términos de afinidades lamprófiricas que presentan un enriquecimiento en elementos incompatibles y compatibles.

Si se suman los caracteres petrográficos y químicos los enclaves sieníticos y monzoníticos resultan afines con lamprófiros calcoalcalinos;

- texturas globulares, ameboidales y en parte idiomórficas,
- carencia de ortopiroxeno,
- anfíboles y micas ricas en MgO,
- doble generación de clinoanfíbol y mica,
- valores altos para Mg# y K₂O,
- tenores elevados de Ba y Sr.

La presencia de magnetita en los enclaves dioríticos y monzoníticos sería indicadora de condiciones ricas en agua y oxígeno que estabilizan este mineral y que se producirían en la corteza continental.

Las tendencias que se definen en los diagramas de

variación pueden ser internas inherentes a la evolución de un fundido o como parece ser el caso para los enclaves monzoníticos, una superposición de causas internas y externas como ser la interacción con un fundido granítico. Tanto los enclaves sieníticos como los dioríticos presentan variaciones coherentes atribuibles a las fases fraccionantes, no así los monzoníticos que serían los que además presentan mayores evidencias texturales de hibridización.

El origen híbrido de los enclaves monzoníticos, claramente corroborado por los rasgos petrográficos, se correspondería con un estadio (o estadios) de mezcla pre-emplazamiento que sería el responsable de la dispersión de los valores que presentan sobreimpuesta a la evolución hacia términos más ricos en SiO_2 .

Los altos tenores de Cr y Ni asociados a MgO (Fig. 4e) serían indicadores de procedencia mantélica para el fundido que originó los enclaves sieníticos.

La correlación positiva de Ba-MgO (Fig. 4b) indicaría el carácter primario del enriquecimiento en Ba y K en los enclaves sieníticos y monzoníticos mientras que es negativa para los enclaves dioríticos; esto implica que el Ba se halla vinculado a micas, corroborado por la relación Ba- K_2O . La variación en Ba, en el caso de los enclaves monzoníticos (Fig. 4c) es mayor que en MgO o K_2O , atribuible tal vez a la interacción con el fundido granítico cuyos tenores de Ba son sensiblemente menores sumado al hecho de que los contenidos modales de feldespato potásico y mica son menores.

El alto tenor de Rb sería un carácter inherente a estos fundidos. Si bien el origen del enriquecimiento en Rb es discutible, por lo menos en los enclaves sieníticos al asociarse al alto tenor de Ba podría considerarse una característica heredada del protolito.

Las pendientes más suaves de la correlación negativa de Sr- SiO_2 de los enclaves sieníticos resultaría de la variación del contenido de clinofibrol como se aprecia también al analizar Sr-Ca, mientras que las pendientes más acentuadas de los monzoníticos se vincularían con el fraccionamiento de clinofibrol y plagioclasa. En el caso de los dioríticos, las relaciones derivan del fraccionamiento de plagioclasa ya que la correlación es positiva con Ca, negativa con SiO_2 y no hay correlación con MgO (Fig. 4a).

Las relaciones entre pares de elementos incompatibles como Rb/Zr vs. Nb o Y indican, en el caso de los enclaves sieníticos más básicos, valores menores de Rb/Zr en términos más ricos en Nb o en Y, lo cual aludiría a un componente mantélico afectado por un metasomatismo CO_2 (Brown *et al.* 1984).

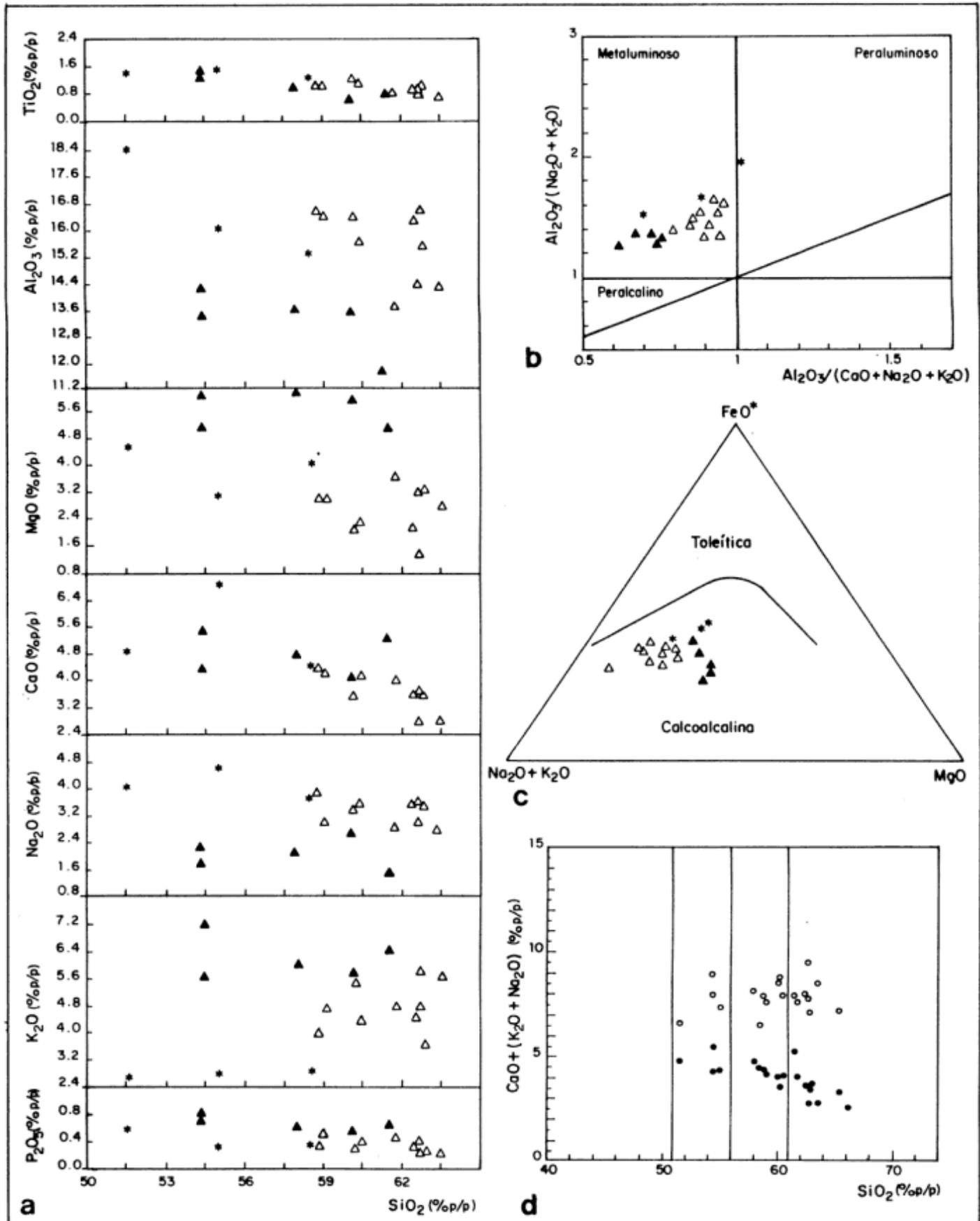
Si se comparan los términos más básicos de los enclaves sieníticos con los de los enclaves dioríticos (Fig. 5e), la mayor diferencia se registra para Ba, Th y Sr, es decir elementos LIL, lo cual alude a una diferencia en el protolito. Los datos geológicos y geoquímicos disponibles no permiten evaluar hipótesis acerca de distintos porcentajes de fusión de un único protolito sino que más bien aluden a un fundido granitoide que interactúa con otro de procedencia mantélica.

Las posibilidades de detectar contaminación cortical en magmas ricos en Sr son escasas; estos altos tenores son insensibles a la contaminación cortical y de allí que su composición pueda reflejar la de la fuente de origen.

Los magmas ricos en elementos LIL y en Ni, Cr, MgO se generarían por la invasión de un manto sublitosférico por fluidos o fundidos enriquecidos en incompatibles y así los fundidos que de ellos se originen tendrán una signatura mixta mantélica más la del agente de enriquecimiento. La afinidad composicional con lamprófiro calcoalcalinos podría extrapolarse a la génesis de los mismos que en líneas generales se asocia con áreas que han experimentado un régimen de subducción.

El episodio de mezcla entre el magma lamprofirico y el fundido cortical no es necesariamente único sino que de acuerdo a la proporción en que interactúan, se pueden originar facies no híbridas con enclaves hasta diques o cuerpos híbridos; la extensión del proceso de hibridización dependerá de la diferencias composicionales, temperatura, volúmenes que interactúan y el tiempo. Cuanto más parecidos sean los volúmenes que se mezclan mayores serán las posibilidades de que la mezcla se homogeneice (Frost y Mahood 1987). La primera evidencia de interacción ácido/ básico en este caso es la presencia de los enclaves sieníticos conservados solamente en los diques híbridos monzograníticos (López de Luchi 1987) y que han ascendido arrastados en el emplazamiento de los mismos ya que por su mayor densidad no podrían ascender. Estos enclaves representarían el magma básico que se congela al interactuar con el fundido granítico. Si el proceso de interacción continúa se equilibran térmicamente y puede ocurrir la refusión del fundido granitoide en cristalización cuyo liquidus resultaría más próximo al del magma más básico en evolución. La posibilidad de mezcla es así mayor y se originan facies híbridas que por su menor viscosidad pueden ascender y emplazarse en el plutón granítico en cristalización. A su vez esta intrusión de magma

Figura 3: a) Diagramas de variación de óxidos. Los símbolos son los mismos que los de la Figura 2a; b) Diagrama de los índices de alcalinidad/saturación en alúmina (Maniar y Piccoli 1989); c) Diagrama AFM con la separación en campos toleítico y calcoalcalino (Irvine y Baragar 1971). En este diagrama en el campo calcoalcalino se separan los tres grupos de enclaves, y así los enclaves sieníticos se sitúan en un campo más rico en MgO con un evolución hacia el enriquecimiento en FeO^* pero con álcalis totales casi constantes; d) Índice de Peacock (1931). Se aprecia la dispersión de los valores para álcalis totales comparada con CaO. La intersección se sitúa en el dominio alcalicálcico.



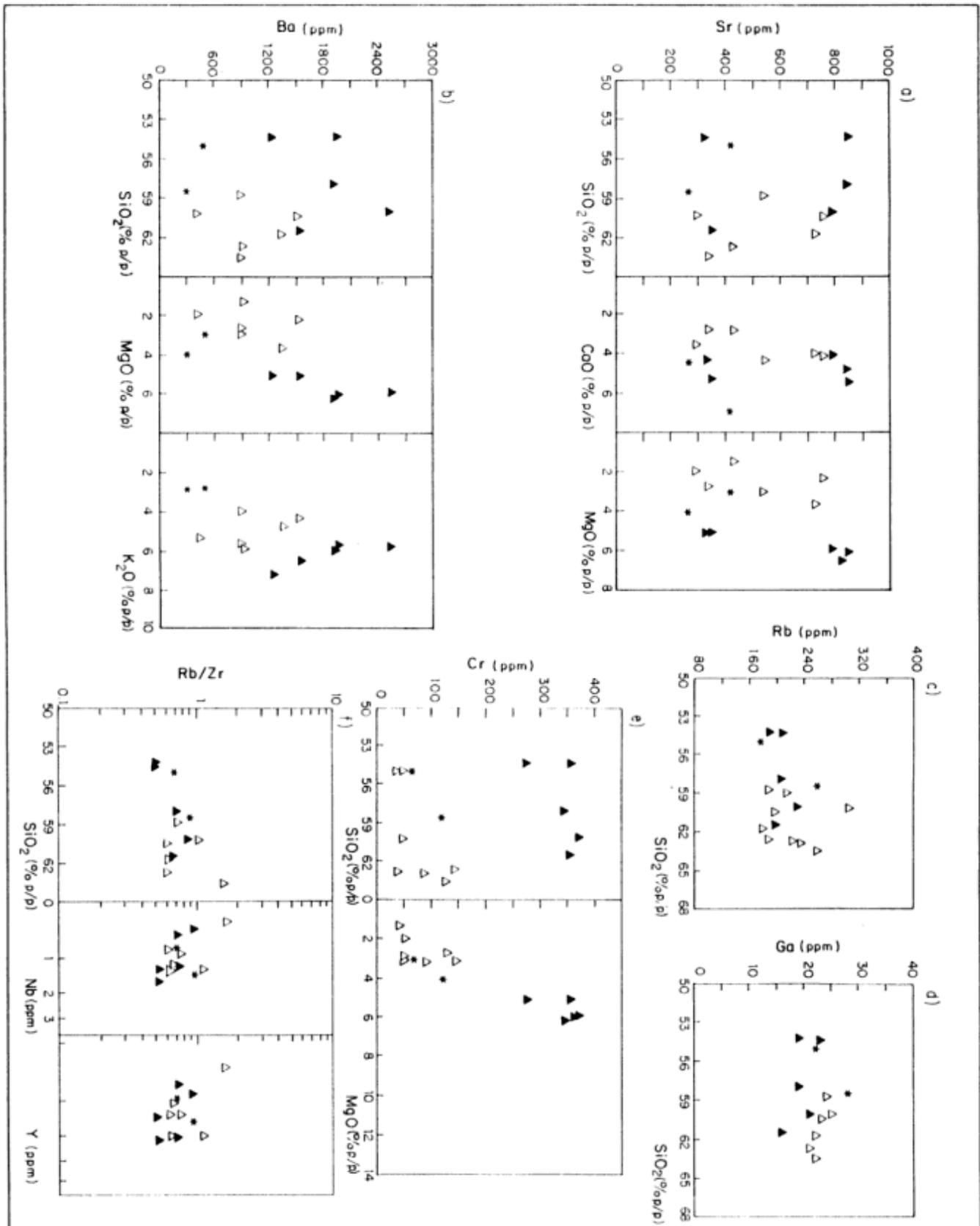


Figura 4: Diagrama de variación de elementos traza discriminantes para muestras seleccionadas de enclaves del batolito de Renca. Los símbolos son los mismos que los de la Figura 2a. **a)** Sr: a.1: Sr/SiO₂; a.2: Sr/Ca; a.3: Sr/MgO; **b)** Ba: b.1: Ba/SiO₂; b.2: Ba/CaO; b.3: Ba/MgO; **c)** Rb/SiO₂; **d)** Ga/SiO₂; **e)** e.1: Cr/SiO₂; e.2: Cr/MgO; **f)** f.1: Rb/Zr/SiO₂; f.2: Rab/Zr/Nb; f.3: Rb/Zr/Y.

algo más básico puede generar interacciones físicas con el encajante que serían las responsables de las facies del granito porfiroide que en torno a los diques presentan procesos de hibridación (López de Luchi 1993).

Conclusiones

Los enclaves microgranulares del Batolito de Renca son de tres tipos, sieníticos, monzoníticos y dioríticos.

Tanto petrográfica como químicamente se reconocen afinidades con rocas de naturaleza lamprofírica para los enclaves sieníticos y en parte para los monzoníticos.

Se define una secuencia de carácter magnésico potásica alcalicálcica o transalcalina.

Los tres tipos de enclaves representan fundidos (\pm cristales) de distinta evolución. La evolución de los sieníticos está dominada principalmente por mica magnesiana y clinoanfíbol y en términos más diferenciados por plagioclasa ácida, mientras que la de los enclaves monzoníticos refleja la superposición de trenes evolutivos de fundidos homologables a los que originaron los enclaves sieníticos con fundidos graníticos. La tendencias de los enclaves dioríticos son propias de una secuencia calcoalcalina rica en potasio.

La correlación positiva de Ba-MgO indicaría que el enriquecimiento en ese elemento incompatible es una impronta de la fuente de origen.

La correlación positiva de Cr-MgO y los altos tenores de Ni y Cr indican la filiación mantélica de los términos sieníticos, lo que sumado al tenor elevado de Ba y Rb sugieren un manto enriquecido probablemente por los fluidos que se originan al deshidratarse una corteza oceánica durante una etapa precolisional.

El ambiente tectónico del batolito de Renca sería postcolisional (López de Luchi 1986, 1993, Quenardelle 1993) es decir, se supone una corteza engrosada inestable y en ascenso.

Los términos monzoníticos, asimilables a tipos vaugneríticos representarían un híbrido producto de la interacción de un fundido derivado del manto enriquecido y un magma cortical. Las variaciones de este grupo no resultan de un solo proceso sino que se suman la evolución hacia términos más diferenciados y la interacción mecánica y química con el fundido granítico.

-Las condiciones requeridas para la fusión serían la descompresión adiabática que se produce durante el ascenso postcolisional.

Un origen puramente cortical para los enclaves sieníticos no puede explicar los altos tenores de Ni, Cr, Mg# y tampoco la presencia de altos tenores de compatibles e incompatibles de allí que se postula un manto enriquecido por un componente de subducción, del que se originarían fundidos de un tipo semejante a las minetas, los que por otra parte si bien escasos se

hallan presentes como diques en el encajante del Batolito.

En síntesis los enclaves sieníticos de afinidades durbachíticas y los monzoníticos, en parte afines con las vaugneritas indirectamente apoyan las hipótesis acerca de la evolución del Orógeno Famatiniano desde un margen activo hasta una colisión y engrosamiento cortical. No presentan evidencias de un ámbito de intraplaca, es decir que para el lapso de formación de estas rocas, Devónico superior a Carbónico inferior, la corteza no se hallaba totalmente estabilizada.

Agradecimientos

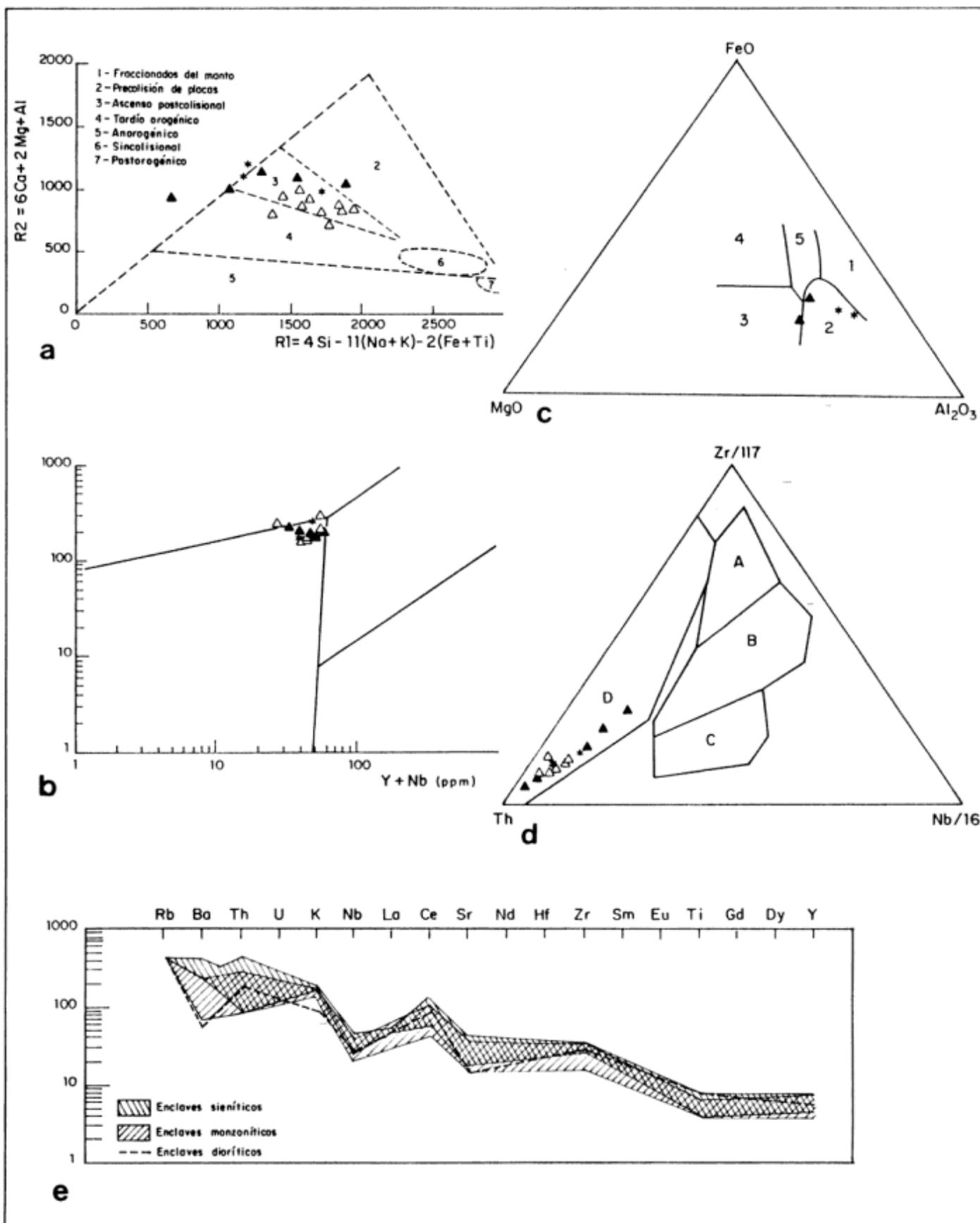
La autora desea agradecer al Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos en la persona de su Director, Bernabé J. Quartino, por haber alentado el desarrollo de las investigaciones referentes al batolito de Renca, a Ramón Carrillo, por su apoyo en las tareas de campo y Amalia González, por su constante ayuda en la elaboración de las ilustraciones. Deseo expresar mi agradecimiento a los árbitros, Norma Brogioni y E. Llambías por las valiosas sugerencias que fueron tenidas en cuenta para mejorar la presentación de este trabajo. Por último quiero mencionar mi gratitud hacia mi familia por su constante aliento y eterna paciencia.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Albarède, F. y Weisbrod, A., 1982. Les lamprophyres du SE du Massif Central: rééquilibration isotopique du Sr et Nd en environment métamorphique. Colloque International du Géochimie et Petrologie des granitoïdes. Clermont Ferrand. Centre National de la Recherche Scientifique., Résumé: 2.
- Batchelor, R. A. y Bowden, P., 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48: 43-55.
- Blundy, J.D. y Sparks, R.S.J., 1992. Petrogenesis of Mafic Inclusions in Granitoids of the Adamello Massif, Italy. *Journal of Petrology*, 33 (5): 1039-1104.
- Brogioni, N., 1987. El Batolito de Las Chacras-Piedras Coloradas, Provincia de San Luis. *Geología y Edad*. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 115-117, Tucumán.
- Brogioni, 1993. El Batolito de Las Chacras -Piedras Coloradas, Provincia de San Luis, Geocronología Rb-Sr y Ambiente tectónico. Actas 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 4: 54-60, Mendoza.
- Brown, G. C., Thorpe, R.S. y Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 413-426.
- Caminos, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 20: 351-392.
- Caminos, R., 1979. Sierras Pampeanas Noroccidentales: Salta, Tucumán, La Rioja y San Juan. En: *Geología Regional Argentina*, 1: 225-291. Academia Nacional de Ciencias,

- Córdoba.
- Cocirta, C. y Orsini, J.B., 1986. Signification de la diversité de composition des enclaves "microgrenues" sombres en contexte plutoniques. L'exemple des plutons calco-alcalins de Bono et Buddusò (Sardaigne septentrionale). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2, 302: 331-336
- Cocirta, C. y Michon, G., 1987. Evolution des magmas basiques à l'origine des enclaves microgrenues sombres des granitoides de Sardaigne. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2, 305: 1085-1091.
- Debon, F. y Le Fort, P., 1983. A chemical -mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 73 : 135-149.
- Didier, J., 1964. Etude pétrographique de enclaves de quelques granites du Massif Central Français. Annales Faculte des Sciences, Université de Clermont-Ferrand, 23, 254p. Clermont-Ferrand.
- Didier, J., 1973. Granites and their Enclaves: The bearing of Enclaves on the Origin of Granites. Development in Petrology 3, Elsevier Science Publisher, 393p. Amsterdam
- Didier, J. y Barbarin, B. 1991. Enclaves and Granite Petrology. Elsevier Science Publishers B. V. 625p. Amsterdam
- Dorais, M.J., Whitney, J.A. y Roden, M.F. 1990. Origin of Mafic Enclaves in the Dinkey Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Petrology, 31 (4): 853-881.
- Frost, T.P. y Mahood, G.A., 1987. Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamarck Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin, 99: 272-291.
- Gagny, C., 1978. Vaugnérites et durbachites sont des cumulates de magma granitique (l'exemple du magma de Crêtes, Vosges). Comptes Rendus de la Academie des Sciences, Paris, Série D, 287 : 1361-1364.
- Hameurt, J., 1967. Les terrains cristallins et crystallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes. Mémoire Service Carte Géologique. Alsacie-Lorraine, 26: 1-402. Estrasburgo.
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences, 8: 523-548.
- Lameyre, J., 1988. Granite settings and tectonics. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 43 (2): 215-236.
- Leat, P.T., Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. y Trayhorn, S.C., 1987. Geodynamic significance of Post-Variscan intrusive and extrusive potassic magmatism in SW England. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences, 77: 349-360.
- Le Maitre, R.W. (ed). 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms. Blackwell Scientific Publications, 193 p, Oxford.
- Lema, H., 1980. Geología de los afloramientos del Arroyo Peñas Blancas, Sierra de Yulto, provincia de San Luis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 35 (1): 147-150.
- López de Luchi, M. G., 1986. Geología y Petrología del basamento de la Sierra de San Luis, Región del Batolito de Renca. Tesis Doctoral, Departamento de Geología. Facultad de Ciencias Exactas, Universidad de Buenos Aires, 374 pág. Buenos Aires
- López de Luchi, M. G., 1987. Enclaves en el Batolito de Renca. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 89-91. Tucumán.
- López de Luchi, M. G., 1993. Caracterización geológica y emplazamiento del Batolito de Renca. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 4: 42-53. Mendoza
- Lorenc, M. W. y Perez, W.A., 1987. Las rocas ígneas del extremo norte de la Sierra de Paimán, Provincia de La Rioja, Argentina. Actas 10° Congreso Geológico Argentino, 4: 111-114, Tucumán.
- Lorenc, M.W., 1990. Magmatic mafic enclaves in granitoids of northern Sierra de Paiman, Argentina. Geological Journal, 25: 405-412.
- Maniar, P. D. y Piccoli, P. M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin, 101: 636-643.
- Michon, G., 1979. Typologie des vaugnérites des Monts du Lyonnais et du Haut-Vivarais (Massif Central Français). Unpublished Thesis. Université Claude Bernard, Lyon-Villeurbanne, 350p, Lyon.
- Middlemost, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. Earth-Science Reviews, 37: 215-224
- Montel, J. M. y Weisbrod, A., 1986. Characteristics and evolution of "vaugnerite magmas": an analytical and experimental approach, on the example of the Cévennes Médiannes (French Massif Central). Bulletin Mineralogique, 109: 575-582.
- Pagel, M. y Leterrier, J., 1980. The subalkaline potassic magmatism of the Ballons Massif (southern Vosges, France): shoshonitic affinity. Lithos, 13: 1-10.
- Palm, Q.A., 1957. Les roches crystallophylliennes des Cévennes médianes à hauteur de Largentière (Ardèche, France)-Thèse. Université d'Utrecht, 121p, Utrecht.
- Peacock, M.A., 1937. Classification of igneous rocks series. Journal of Geology, 39: 54-67.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. y Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology, 25: 956-983.
- Poli, G. E. y Tommasini, S., 1991. Model for the Origin and Significance of Microgranular Enclaves in Calc-alkaline Granitoids. Journal of Petrology, 32: 657-666.
- Quartino B.J. y Zardini, R.A., 1970. Geología y Petrología de la Cordillera de Colangüil y las Serranías de Santa Rosa y San Guillerme, Cordillera Frontal de San Juan. Magmatismo, Metamorfismo y Metalogénesis. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 22: 5-63.
- Quenardelle, S. M., 1993. Caracterización geológica-petroológica del Granito San José del Morro, Provincia de San Luis. Actas 12° Congreso Geológico Argentino, 4: 61-67, Mendoza.
- Rapela, C.W., Toselli, A. J., Heaman, L. y Saavedra, J., 1990. Granite plutonism of the Sierras pampenas: an inner cordilleran Paleozoic arc in the Southern Andes. En: Kay, S.M. y Rapela, C.W. (Eds): Plutonism from Antarctica to Alaska. Geological Society of America. Special Paper 241: 77-89. Boulder, Colorado.
- Rock, N. M. S., 1991. Lamprophyres. Blackie and Sons Ltd. 285p. New York.
- Rossi, P., 1986. Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique: le batholite calco-alcalin de la Corse. Thèse d'État Toulouse. Bureau de la Recherche Géologique et Minière: 107 292p. Toulouse.
- Sabatier, H., 1980. Vaugnérites et granites, une association

Figura 5: a) Diagrama tectónico de parámetros multicatiónicos R1 y R2 (Batchelor y Bowden 1985). Los símbolos son los mismos que los de la Figura 2a; b) Diagrama tectónico Rb/Y+Nb (Pearce *et al.* 1984). Este diagrama no discrimina entre ambiente de arco y postcolisional; c) Diagrama ternario petrotectónico (Wood 1980); d) Diagrama ternario petrotectónico Zr/117-Th-Nb/16; e) Comparación de patrones multielementales normalizados al manto primordial para campos composicionales de muestras seleccionadas de enclaves del batolito de Renca.



- particulière de roches grenues acides et basiques. *Bulletin Mineralogique*, 103: 507-522.
- Sabatier, H., 1991. Vagnérites. Special lamprophyre-derived mafic enclaves in some Hercynian granites from Western and Central Europe. En: Didier, J. y Barbarin, B.: *Enclaves and Granite Petrology*: 63-82. Elsevier Science Publishers. 625p. Amsterdam
- Vernon, R.H., 1984. Microgranitoid enclaves: globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. *Nature*, 309: 438-439.
- Watson, E.B., 1982. Basaltic contamination by continental crust: some experiments and models. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80: 73-87.
- Weisbrod, M.A., 1970. Influence de la pression lithostatique sur la stabilité des associations "basiques" en environnement alcalin: le problème des vagnérites. *Comptes Rendus de la Académie des Sciences de Paris, Série D*, 270: 669-671.
- Wood, D. A., 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11-30.
- Wyllie, P. J., Cox, K.G. y Biggar, G.M., 1962. The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *Journal of Petrology*, 3: 238-242.

Recibido: 19 de julio, 1995.

Aceptado: 30 de abril, 1996

Aspectos ambientales registrados en suelos de la región pampeana, identificados por sus parámetros magnéticos

Paulina NABEL

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; Museo Argentino de Ciencias Naturales, Avda. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT. *Environmental features from the pampean region identified through soil magnetic parameters.* The variation in values of magnetic susceptibility measured in loess-paleosol sequences in the pampean region are opposite to those of similar sequences in China and central Europe. In order to characterise this regional behaviour pattern, as well as to understand the environmental and climatic significance of the susceptibility values of the paleosols intercalated in the loess sequences of the pampa, it is necessary to understand the behaviour of magnetic susceptibility in present-day soils, to establish a reliable model of comparison. To this end a study was begun in soils of the humid pampa. First results verify that magnetic susceptibility is a sensitive indicator of the concentration of magnetic minerals. It suggests that the most important source of magnetic minerals within the soils of the region is the parental loessic material. Likewise, the susceptibility values are related to the geomorphological distribution of the soils, being greater in those which occur at higher levels and which are better drained. This topographic effect is related to control of circulating ground waters. The values of magnetic susceptibility decrease with increase in waters and sodic alkaline solutions in the soil.

Introducción

Los paleosuelos intercalados en el loess pampeano representan el registro de condiciones ambientales más cálidas y húmedas que tuvieron lugar durante el Cuaternario. Es por ello que distinguir el loess (condiciones secas), de los paleosuelos (condiciones húmedas), tiene significativa importancia en la reconstrucción paleoclimática de una región.

Sólo en casos ideales este reconocimiento es sencillo, generalmente requiere de diversos y complicados análisis. Los estudios realizados en los últimos años por diversos autores (Liu *et al.* 1985a; Heller y Liu 1986; Kukla *et al.* 1988) entre otros y los nuestros (Nabel *et al.* 1995) han demostrado que las mediciones de susceptibilidad magnética son indicativas de la presencia de paleosuelos en secciones sedimentarias continentales del Cuaternario.

Por otra parte, la simplicidad y velocidad de las mediciones de susceptibilidad magnética las hacen particularmente útiles en el reconocimiento rápido de paleosuelos y como indicadores de cambios climáticos. En razón de ello, Liu *et al.* (1985b) han recomendado utilizar este parámetro magnético como un indicador climático secundario, sin embargo, para que ello sea posible, consideramos que es necesario realizar calibraciones regionales. Ello se debe a que las mediciones de susceptibilidad magnética realizadas hasta la fecha en paleosuelos cuaternarios de la región pampeana, han registrado una tendencia opuesta a la

registrada en paleosuelos de la China y de Europa (Nabel *et al.* 1995). En aquéllos los valores de la susceptibilidad son comúnmente mayores en los paleosuelos que en los niveles de loess intercalados, mientras que en la región pampeana, por el contrario, los valores de susceptibilidad registrados hasta el presente indican, por lo general, valores menores para los niveles de paleosuelos.

Con el fin de establecer un modelo comparativo confiable, como así también el de descifrar adecuadamente el significado ambiental y climático de los valores de susceptibilidad de los paleosuelos intercalados en las secciones loésicas de la pampa, se ha considerado necesario conocer el comportamiento de la susceptibilidad magnética en suelos actuales.

En este trabajo se mencionan algunos de los mecanismos ambientales que controlan los valores de la susceptibilidad magnética y los resultados preliminares obtenidos de suelos de la región pampeana.

Magnetismo de suelos

La susceptibilidad magnética es una medida de la facilidad con la que un material puede ser magnetizado. Altas susceptibilidades significan "fácil de magnetizar", bajas, lo opuesto. Los minerales magnéticos (ferri y antiferromagnéticos) presentan los mayores valores de susceptibilidad, del orden de 10^{-4} m^3

Tabla 1: Susceptibilidad específica de varios minerales y materiales.

Minerales ferri y antiferromagnéticos ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)		Minerales paramagnéticos ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)		Minerales diamagnéticos ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	
Hierro ($\alpha \text{ Fe}$)	2×10^7	Olivinas ($\text{Mg, Fe}_2\text{SiO}_4$)	1→130	Agua (H_2O)	-0,9
Magnetita (Fe_3O_4)	5×10^4	Anfiboles (Mg, Fe, Al)	16→100	Halita (NaCl)	-0,9
Maghemita ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$)	4×10^4	Siderita (FeCO_3)	~100	Cuarzo (SiO_2)	-0,6
Pyrrotita (Fe_2S_3)	$\sim 5 \times 10^3$	Piroxenos ($\text{Mg, Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$)	5→100	Calcita (CaCO_3)	-0,5
Ilmenita (FeTiO_3)	~200	Biotitas (Mg, Fe, Al)	5→95	Feldespato (Ca, Na, K, Al)	-0,5
Lepidocrocita (γFeOOH)	70	Nontronita (Fe-rich clay)	~90	Kaolinita (clay min.)	-2
Hematita (Fe_2O_3)	60	Chamosita (Ox. chlorite)	~90	Montmorillonita (clay)	-5
Goethita (αFeOOH)	70	Epidoto (Ca, Fe, Al)	~30	Illita (clay mineral)	-15
		Pirita (FeS_2)	~30		
		Calcopirita (CuFeS_2)	-3	Plástico (e.g.PVC)	-0,5

Según Thompson y Oldfield 1986

/kg, mientras que los diamagnéticos presentan valores bajos y negativos (aprox. $-10 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$). Entre ambos, los minerales paramagnéticos presentan valores de susceptibilidad positivos, pero bajos (aprox. $10 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$), Tabla 1.

Los valores de la susceptibilidad magnética pueden ser utilizados como indicadores de los procesos formadores de suelo (Mullins 1977). Dichos valores dependen no sólo de la concentración y tipo de minerales magnéticos presentes, sino también de la forma y tamaño de los mismos (Oades y Townsend 1963; Dearing *et al.* 1986; Zheng *et al.* 1991).

A su vez, el contenido de minerales magnéticos presentes en los suelos y consecuentemente los valores de susceptibilidad que se registran, están condicionados por parámetros ambientales (Mullins 1977; Hilton 1987; Maher y Taylor 1988; Kukla *et al.* 1988). En razón de ello han sido utilizados en reconstrucciones paleoclimáticas del Cuaternario (Liu *et al.* 1985a y 1985b; Heller *et al.* 1985; Heller y Liu 1986; Bloemendal y deMenocal 1989; Kukla *et al.* 1990; Beget *et al.* 1990; Maher y Thompson 1992; Liu *et al.* 1992; Evans y Heller 1994).

Estos minerales son mayoritariamente óxidos e hidróxidos de hierro y son componentes de gran importancia en los procesos formadores de suelos. Incluso en bajas concentraciones, los óxidos de hierro tienen un alto poder de pigmentación y determinan el color de muchos suelos. Las variaciones en la composición y distribución de los minerales de hierro también afectan su fábrica y estructura. Estas propiedades físicas de los suelos son importantes en la identificación y clasificación de suelos y útiles para el conocimiento de su génesis (Schwertmann y Taylor 1977).

Las propiedades magnéticas de una muestra de suelo son complejas pues reflejan el comportamiento de un

rango de minerales. Una lista de los óxidos e hidróxidos más comunes se transcribe en la Tabla 2.

Estos minerales pueden ser relictos o formados *in situ*. En el caso de ser de origen primario, los procesos de meteorización resultan particularmente importantes ya que actúan para liberar el hierro en forma de ion y lo transportan al sistema suelo. Subsecuentemente a su liberación de la estructura mineral, ese hierro puede ser oxidado y precipitado *in situ*, alternativamente puede permanecer en solución (como Fe^{2+}) y precipitar en algún lugar del perfil, dependiendo del estado de oxidación del microambiente edáfico (Maher 1986).

A su vez, los ciclos de óxido-reducción que se producen bajo condiciones pedogénicas normales, dan lugar a la transformación de óxidos e hidróxidos débilmente magnéticos localizados predominantemente en la fracción arcilla, a formas fuertemente magnéticas como maghemitas o magnetitas (Mullins 1977). El contenido de materia orgánica, la actividad microbiana, las soluciones circulantes y los incendios son factores fundamentales en el establecimiento del microambiente y en la formación o disolución de los minerales de hierro.

Suelos pampeanos

Con el fin de analizar la participación relativa de los diferentes componentes ambientales en la respuesta magnética de los suelos, se inició esta investigación con el muestreo de suelos ubicados en el noreste y este de la Provincia de Buenos Aires (Fig. 1).

Las muestras de suelo extraídas corresponden a algunos de los dominios edáficos de la Provincia de Buenos Aires, desarrollado bajo condiciones climáticas similares pero en diferentes ubicaciones geomorfológicas (Fig. 1).

Tabla 2: Oxidos de hierro en los suelos.

Mineral	Susceptibilidad magnética ($10^{-6} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	Estatus magnético	Ambiente asociado
Hematita ($\alpha \text{ Fe}_2\text{O}_3$)	27→63	Antiferromagnético oblicuo	Suelos altamente oxidados y secos, usualmente en áreas de altas temperaturas
Goethita ($\alpha \text{ FeOOH}$)	12→126	Antiferromagnético oblicuo	Abundante en suelos bien drenados, de regiones templadas
Maghemita ($\gamma \text{ Fe}_2\text{O}_3$)	-4×10^4	Ferrimagnético	Abundante en suelos meteorizados de ambientes tropicales y subtropicales
Lepidocrocita ($\gamma \text{ FeOOH}$)	50→75	Paramagnético	En suelos pobremente drenados
Ferrihidrita ($5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$)	-70	Paramagnético	En suelos pobremente drenados y podsoles
Magnetita (Fe_3O_4)	-5×10^4	Ferrimagnético	De depósitos primarios, por incendios o de origen biogénico

Fuentes: Skwertman and Taylor 1977; Mullins 1977; Malter 1986.

La Provincia de Buenos Aires se encuentra afectada por un clima templado. La temperatura media anual es de 16°C , con bajas amplitudes diarias y anuales debido al efecto moderador que ejerce la proximidad del océano.

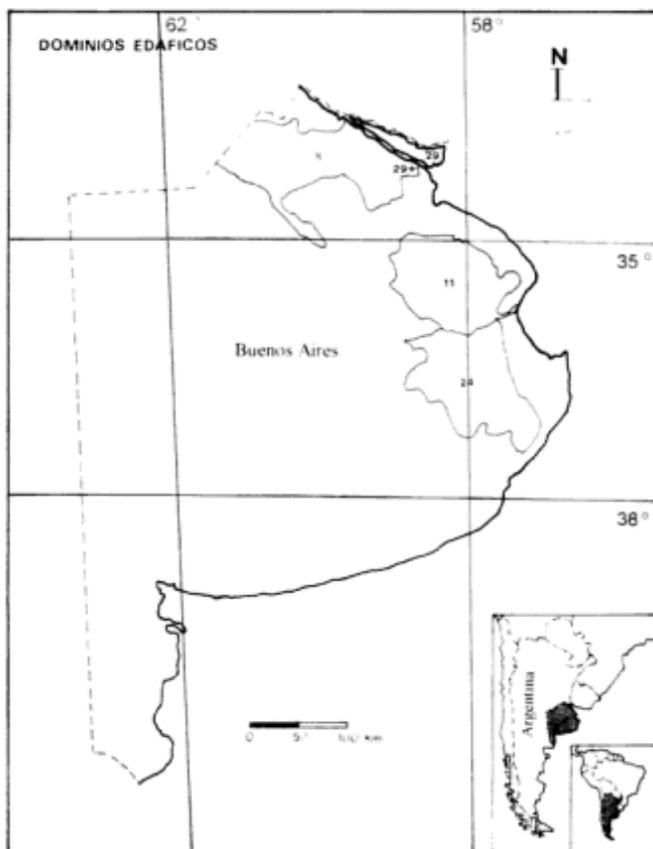


Figura 1: Ubicación de los dominios edáficos muestreados

La precipitación media anual, en la zona de muestreo, es de aproximadamente 900 mm/año (CIRN 1989).

Los dominios edáficos fueron establecidos sobre la base de las características de los suelos y la distribución de aspectos geomorfológicos y litológicos. "Los dominios edáficos coinciden, en algunos casos con subunidades geomorfológicas y en otros son subdivisiones de ellas y pueden definirse como regiones donde predominan determinados subgrupos de suelos" (CIRN 1989) (Fig. 1).

Se obtuvieron 52 muestras de los horizontes A y B de suelos de los dominios edáficos (DE) 8, 11, 24 y 29.

El DE 8 se desarrolla sobre un manto loésico en un paisaje suavemente ondulado. En las posiciones más elevadas y mejor drenadas se desarrollan argiudoles típicos (8a M17tc2/O) mientras que en las partes bajas, adyacentes a los cursos de agua, se encuentran complejos de natracuales y natracualfes típicos con argiudoles ácuicos (8c M8tc2+F5tc+M17ac/Na'D) (Tabla 3). Este dominio edáfico se localiza en el sector noreste de la Provincia, en el ámbito de la "Pampa ondulada".

El DE 11 se desarrolla sobre los sedimentos loésicos de la planicie ubicada entre los ríos Samborombón y Salado. En las posiciones más altas se desarrollan argiudoles ácuicos y en áreas planas y bajos anegables natracuol y natracualf típicos (11a M17ac2+M8tc+F5tc/D Na'h).

El DE 24 se desarrolla sobre limos y arcillas retransportados de la "pampa deprimida". En las zonas un poco más elevadas se desarrollan hapludoles taptónátricos y taptónárgicos, en las más planas natracuales típicos finos (24a M8tc2-M18:ag/Na D).

El DE 29 se desarrolla sobre arenas, limos y arcillas del delta del Paraná. Los suelos más característicos son

haplacuol hístico y haplacuent aérico, que forman complejo con hapludol ácuico (29a M7ht5+E3ae+M18ac/D Na Sa).

Métodos y materiales

Los horizontes A y B de los diferentes suelos fueron muestreados usando tubos de plástico rígido de 10 cm de diámetro, los que fueron seccionados verticalmente por el centro y submuestreados a intervalos de 2 cm.

Todas las mediciones fueron realizadas en muestras naturales, secadas a temperatura ambiente, cuidando de preservar la estructura original de los suelos.

Se midió con un magnetómetro criogénico la declinación, inclinación e intensidad de la magnetización remanente natural (mrn) de las muestras, con el fin de determinar las características y la estabilidad de la magnetización.

Se midió la susceptibilidad magnética (X) de las muestras con un susceptibilímetro Bartington de doble frecuencia (1 y 10 Kh). Estas mediciones son, por una parte, aproximadamente proporcionales a la concentración de minerales ferrimagnéticos presentes en las muestras y por otra parte permiten reconocer la presencia de granos de tamaños límite entre el dominio simple y el superparamagnético (Maher 1986).

Se realizaron análisis termomagnéticos con campos intensos, con el fin de aportar información respecto de la mineralogía magnética, siguiendo el procedimiento de Petersen *et al.* (1986).

Asimismo se analizó el contenido de bacterias magnéticas en los diferentes horizontes, con el fin de reconocer el aporte biogénico en el origen *in situ* de magnetita (Petersen *et al.* 1993).

Resultados

Las muestras de suelos han presentado una magnetización remanente natural (mrn) producida por el alineamiento estadístico de los minerales magnéticos en el campo magnético terrestre.

Todas las muestras obtenidas han sido sometidas al análisis de la mrn. La variación de la mrn durante el proceso de desmagnetización por campos magnéticos alternos de la mayor parte de las muestras, ha evidenciado un comportamiento estable de la magnetización pero con valores de inclinación generalmente bajos (Fig. 2). Sólo el horizonte A del suelo del DE 24a se ha presentado poco estable de sus direcciones de magnetización (Fig. 3). En el horizonte A del suelo del DE 8c se presentan muestras con ambos tipos de comportamiento.

En la Fig. 4 se observan las variaciones de los valores de intensidad y de la susceptibilidad magnética a lo largo de los perfiles muestreados.

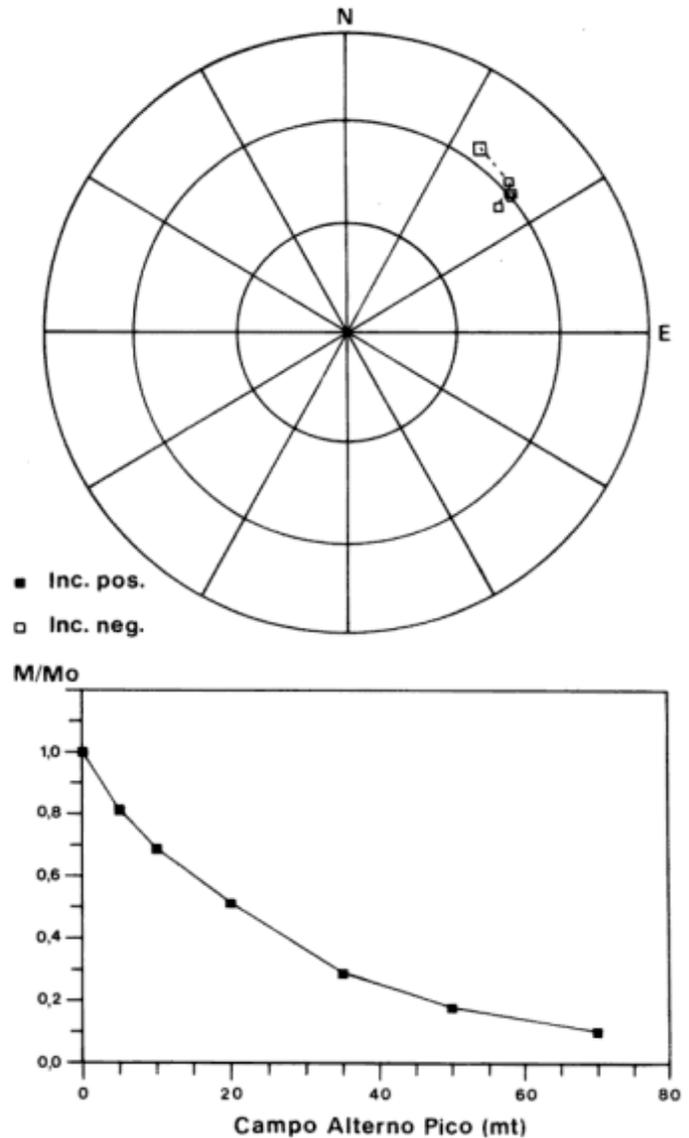


Figura 2: Variación en la dirección e intensidad de la magnetización remanente de la muestra A4, del horizonte A de suelo del DE 8a, luego de cada etapa de desmagnetización por campos magnéticos alternos.

Los horizontes B de suelo pertenecientes a los dominios edáficos 8a, 11a y 24a, presentan un aumento en los valores de susceptibilidad en relación a sus horizontes A, mientras que suelos de los dominios edáficos 29a y 8c presentan una tendencia opuesta.

Suelos pertenecientes al dominio edáfico 8a y ubicados en zonas elevadas y bien drenadas de la "Pampa ondulada", presentan los valores máximos de susceptibilidad, aumentando éstos con la profundidad.

Suelos pertenecientes al dominio edáfico 11a, ubicados en una planicie plano-cóncava, si bien presentan similar comportamiento de la susceptibilidad que el evidenciado en los del dominio edáfico 8a, presentan valores mucho más bajos para la misma.

Tabla 3: Dominio edáfico.

Dominio edáfico 11a	Suelo M17ac2 D Na H Factores limitantes	Asociación + M8tc +	Suelo F5tc	Orden M17 Gran grupo	Familia text. ac 2 Subgrupo
<p>Si en el numerador aparece un solo suelo (consociación) se estima que el mismo ocupa más del 85% de la unidad. Si aparecen dos, se le asignan 60% y 40% respectivamente. Si aparecen tres, se le asignan 50%, 30% y 20% respectivamente. Cuando estos suelos forman una asociación sus símbolos se separan mediante (-); si forman un complejo mediante el signo (+). La Familia Textural se indica únicamente para suelos dominantes.</p>					
Orden-Gran grupo	Subgrupo	Familia text.	Factores limitantes		
E	Entisol	ac ácuico	2 Fina	O	Sin limitaciones
E3	Haplacuent	ae aérico	5 Limosa fina	D	Drenaje deficiente
F	Alfisol	ag tapto árgico		h	Suscept. a la erosión hídrica
F5	Natracualf	tc típico		H'	Erosión hídrica actual
M	Molisol	ht hístico		Na	Alcalinidad sódica a más de 50cm
M7	Haplacuol			Na'	Alcalinidad sódica a menos de 50cm
M8	Natracuol			Sa	Salinidad
M17	Hapludol				

Fuente: CIRN 1989.

Suelos pertenecientes al dominio edáfico 24a, ubicados en la "pampa deprimida", han presentado similares valores de la susceptibilidad en su horizonte A y B.

Suelos representativos del dominio edáfico 8c, ubicados en zonas deprimidas de la "pampa ondulada" y saturados de agua, presentan los valores más bajos de susceptibilidad, con un relativo incremento de la misma en su horizonte superior.

Suelos pertenecientes al dominio edáfico 29a y representativos de la región del delta, también evidencian un incremento de la susceptibilidad en su sección superior (Fig. 4e).

Con el fin de reconocer aspectos vinculados al tamaño de grano de los minerales magnéticos, se analizó la dependencia de la susceptibilidad con la frecuencia del campo aplicado (*frequency-dependent susceptibility*: Xfd). Se realizaron mediciones de susceptibilidad a altas y bajas frecuencias, obteniéndose los mismos valores para dichas mediciones, verificándose la ausencia de Xfd, la que se presenta comúnmente en magnetitas muy finas, especialmente aquéllas que se extienden en el límite del dominio simple al superparamagnético (0,01-0,03 μm) (Maher 1986, Maher y Taylor 1988).

Los valores de la intensidad de la magnetización del mrn presentan el mismo comportamiento que la susceptibilidad, sugiriendo que la variación de sus valores no depende de cambios en la intensidad del cmt sino a procesos de concentración de minerales magnéticos. Ambos parámetros reflejan en estas circunstancias, procesos vinculados fundamentalmente a la sedimentación y a la edafogénesis (Fig. 4).

Muestras de los horizontes A y B de suelos pertenecientes a los dominios edáficos 8a, 11a y 24a han sido tratadas de manera de verificar la presencia de bacterias productoras de magnetita. Para ello las muestras de suelo fueron selladas en tubos de prueba, donde se les adicionó nutrientes para bacterias. En la Fig. 5 es posible observar las curvas de incremento de la susceptibilidad en función del tiempo para cada una de las muestras mencionadas.

De esta prueba surge que la producción biogénica de magnetita en las muestras superficiales fue claramente positiva en el horizonte A de suelo perteneciente al dominio edáfico 24a y fue débilmente positiva en el horizonte A del suelo del dominio edáfico 11a. En el resto fue prácticamente nula.

La magnetita presente en los suelos puede ser alotígena o autígena.

La formación de magnetita *in situ*, durante el desarrollo del suelo, ha sido ampliamente reconocida. La discusión sobre su origen inorgánico (Maher y Thompson 1988), como así también sobre su origen orgánico (Petersen *et al.* 1986, 1993; Fassbinder *et al.* 1990), ha sido superada, en el reconocimiento que se producen ambos tipos de procesos.

El hecho de que el suelo perteneciente al dominio edáfico 8a haya presentado los valores más elevados de susceptibilidad magnética (e intensidad de la *mrn*), y relativamente bajo contenido en bacterias magnéticas, sugiere que los minerales magnéticos presentes son de origen inorgánico.

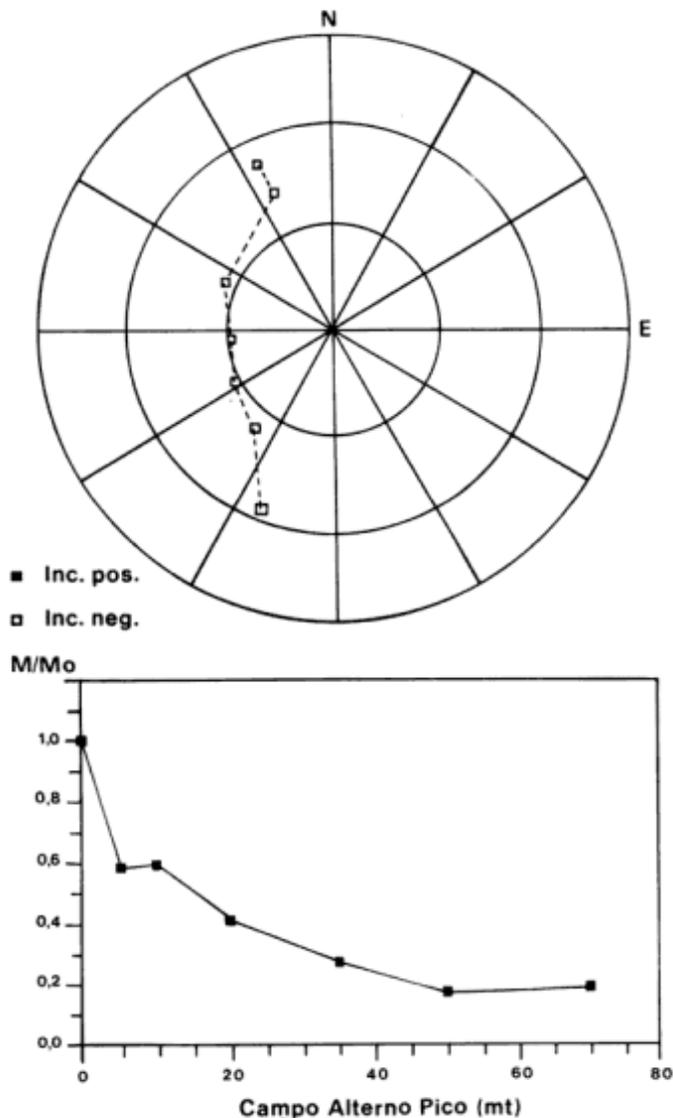


Figura 3: Variación en la dirección e intensidad de la magnetización remanente de la muestra E6, del horizonte A de suelo del DE 24a luego de cada etapa de desmagnetización por campos magnéticos alternos.

Con el fin de identificar la mineralogía de la fase magnética, se sometió a las muestras a un proceso de separación (Petersen *et al.* 1986) y se analizaron estos separados. Las curvas termomagnéticas obtenidas indican la presencia dominante de magnetita (Fig. 6).

Discusión

Se han reconocido diferentes fuentes de los minerales magnéticos presentes en los suelos (Hilton 1987), ellos pueden provenir de la erosión, transporte y depositación de rocas y suelos preexistentes, pueden provenir de cenizas volcánicas, de partículas cósmicas, de polución antropogénica, pueden formarse *in situ* por procesos inorgánicos o por generación biogénica.

Los suelos muestreados se desarrollaron sobre sedimentos loésicos o loess retrabajados de similar composición mineralógica, por lo que la componente alotígena de minerales magnéticos puede ser considerada la misma para todos ellos. De igual forma pueden considerarse el aporte de cenizas volcánicas, partículas cósmicas y componentes de polución, por encontrarse las zonas muestreadas a distancias similares de las zonas volcánicas como así también de los centros urbanos.

Los factores que han influido en las variaciones del registro magnético, parecen estar asociados a los procesos inorgánicos y biogénicos vinculados a los procesos edáficos, controlados por la topografía y la presencia y composición de las soluciones circulantes.

La estabilidad de la magnetización registrada en la mayor parte de las muestras, incluso en los suelos hidromórficos, sugiere que ésta no depende del contenido en agua (Veresub *et al.* 1979).

El argiudol muestreado en el dominio edáfico 8a ha presentado los máximos valores de susceptibilidad e intensidad, reflejando la máxima concentración de minerales magnéticos, con un incremento de esos valores con la profundidad. El origen de los minerales magnéticos es inorgánico.

Por otra parte, el aumento de la susceptibilidad con la profundidad, sugiere que la mayor proporción de componentes magnéticos presentes proviene del material parental.

El complejo de suelos que forma el dominio edáfico 11a, está compuesto por argiudol ácuico, natracuol y naracuol típicos en proporciones de 50%, 30%, 20% respectivamente, con drenaje deficiente, alcalinidad sódica a menos de 50 cm de profundidad y susceptibilidad a la erosión hídrica.

La susceptibilidad magnética ha presentado valores mucho más bajos que en suelos del dominio edáfico 8a, pero ha mantenido la tendencia de su incremento con la profundidad.

Estos primeros resultados sugieren que la alcalinidad sódica y el drenaje deficiente disminuyen sustancialmente los valores de la susceptibilidad magnética y que supera ampliamente un efecto reducido de generación biogénica de magnetita evidenciado en la Fig. 5.

La asociación de suelos correspondientes al dominio edáfico 24a, está compuesta por natracuol típico fino,

hapludol taptó-nátrico y taptó-árgico, con drenaje deficiente y alcalinidad sódica a más de 50 cm de profundidad.

Los valores de susceptibilidad magnética son aproximadamente similares en la sección superior que en la más baja del perfil muestreado. Estos valores se encuentran afectados por la existencia de un drenaje deficiente. La tendencia a un incremento de los valores

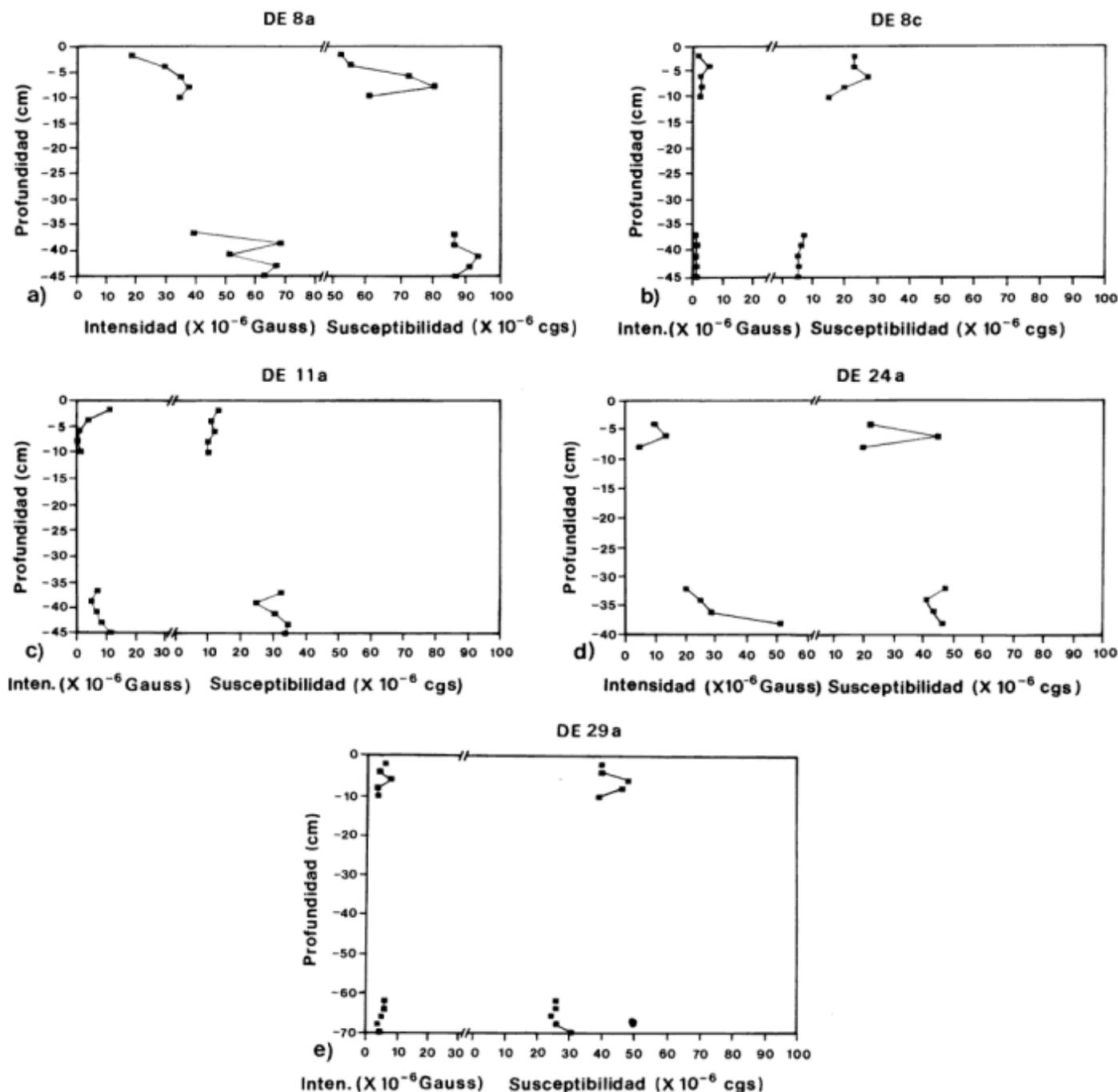


Figura 4: Intensidad de la magnetización remanente natural y de la susceptibilidad magnética de los perfiles de suelo correspondientes a los DE 8a, 8c, 11a, 24a y 29a.

de la susceptibilidad magnética con la profundidad, evidenciada en los dominios edáficos anteriores, parece estar aquí compensado por la producción de magnetita biogénica del horizonte superior.

El dominio edáfico 29a está compuesto por un complejo de suelos haplacuol hísticos, haplacuent álbico y hapludol ácuico, limitados por drenaje deficiente, alcalinidad sódica a más de 50 cm de profundidad y salinidad. Los valores de susceptibilidad magnética disminuyen con la profundidad, la presencia de alcalinidad sódica podría ser la causa de esta tendencia.

Los suelos saturados del dominio edáfico 8c forman un complejo compuesto por natracuol y natracuolf típicos, con argiudol ácuico, con alcalinidad sódica a menos de 50 cm de profundidad y drenaje deficiente. Los valores de la susceptibilidad magnética son bajos y disminuyen con la profundidad. Si bien la presencia de estos bajos valores puede asociarse a la alcalinidad sódica y el drenaje deficiente en el suelo, no tenemos aún elementos para explicar las diferencias entre la sección superior del suelo muestreado y la inferior.

La presencia de alcalinidad sódica en los 50 cm superiores de los dominios edáficos 8c, 11a y en los 50 cm inferiores del 29a, podría ser la causa principal de la reducción en los valores de susceptibilidad magnética de esos niveles.

Los resultados obtenidos sugieren que el principal aporte de minerales magnéticos a los suelos de esta región proviene del material loésico parental, retrabajado y con frecuente aporte eólico de cenizas.

En razón de que los suelos analizados en este trabajo comparten el tipo de material parental, al igual que las condiciones climáticas bajo las que se desarrollaron, las diferencias en los valores de la susceptibilidad magnética observadas parecerían deberse principalmente a la ubicación topográfica que controla el drenaje del suelo y la erosión y transporte por agua, a la alcalinidad sódica que

diluye la señal magnética y a la presencia de bacterias magnéticas que en alguno de los casos produjo un aumento de minerales magnéticos con el consecuente aumento de los valores de susceptibilidad.

Si bien se ha tratado de establecer correlaciones generales entre algunas características de los suelos y sus parámetros magnéticos y se ha postulado que la mayor parte de los suelos bien drenados en el mundo exhibirían un aumento de minerales ferrimagnéticos secundarios (magnetita/maghemita) (Le Borgne 1955, Mullins 1977, Dearing *et al.* 1986) en sus horizontes superiores, mientras que por el contrario, los suelos saturados en agua, presentan generalmente comportamientos opuestos (Thompson y Oldfield 1986), creemos necesario que se deben explicitar los alcances y escalas donde estas generalizaciones son válidas.

Las características regionales y locales que incluyen aspectos sedimentológicos, hidrológicos, geomorfológicos, climáticos, biológicos y antropogénicos, dan lugar a correlaciones particulares, las que deben ser identificadas y acotadas al ámbito en que se verifican.

Conclusiones

Los resultados preliminares obtenidos sugieren que:

La contribución del material loésico parental parece ser la fuente más importante de minerales magnéticos de los suelos de la región.

La topografía controla el efecto de erosión y transporte por agua. Los valores de susceptibilidad disminuyen con el aumento del contenido de agua en los suelos.

La alcalinidad sódica reduce significativamente los valores de susceptibilidad magnética.

La mayor contribución de minerales magnéticos en

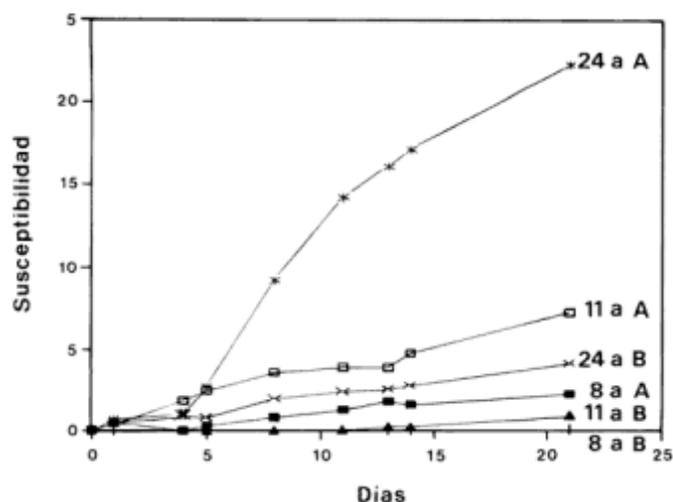


Figura 5: Curvas de variación de la producción biogénica de magnetita

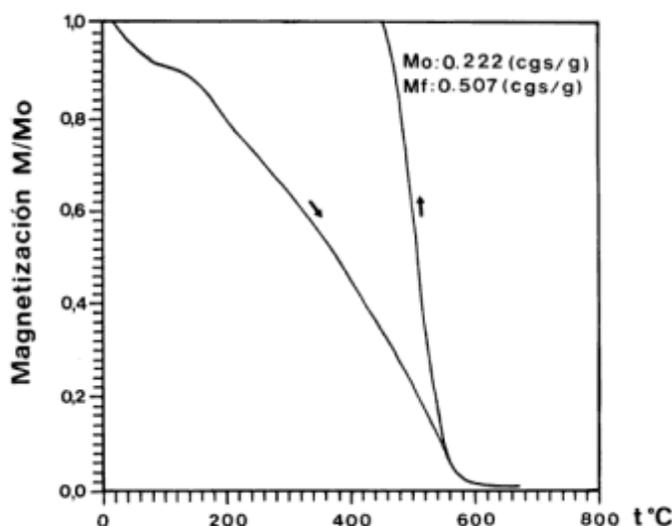


Figura 6: Curva termomagnética y temperatura de Curie.

los suelos del área es de origen inorgánico.

En razón de la sensibilidad de los parámetros magnéticos analizados con los aspectos ambientales arriba expuestos, se recomienda ampliar y profundizar este tipo de estudios, lo que por otra parte permitirá contar con información estadísticamente representativa.

Agradecimientos

La autora desea agradecer a Nikolai Petersen de la Universidad de Munich, quien facilitó el acceso a los laboratorios de dicha institución, a Daniel Vargas por su apoyo en las labores de campo, a Monika Hanesh por su ayuda en las mediciones termomagnéticas, a la Universidad de Munich, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y al Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia" que han brindado el apoyo para la realización de estas tareas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Beget, J.E., Stone, D.B. y Hawkins, D.B., 1990. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaska loess during the late Quaternary. *Geology*, 18:40-43.
- Bloemendal, J. y deMenocal, P., 1989. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, 342: 897-900.
- CIRN, 1989. Mapa de suelos de la Provincia de Buenos Aires. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria. Proyecto PNUD ARG 85/019.
- Dearing, J., Morton, R., Price, T. y Foster, I., 1986. Tracing movements of topsoil by magnetic measurements: two case studies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42: 93-104.
- Evans, M.E. y Heller, F., 1994. Magnetic enhancement and paleoclimate: study of a loess/palaeosol couplet across the loess plateau of China. *Geophysical Journal Int.*, 117: 257-264.
- Fassbinder, J.W., Stanjek, H. y Vali, H., 1990 Occurrence of magnetic bacteria in soil. *Nature*, 343: 161-163.
- Heller, F. y Liu Tungsheng 1986. Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. *Geophysical Research Letters*, 13(11): 1169-1172.
- Heller, F., Meili, B., Junda, W., Huamei, L. y Liu Tungsheng, 1985. Magnetization and Sedimentation History of Loess in Central Loess Plateau of China. En: Liu Tungsheng (Ed.): *Aspects of Loess Research*, China Ocean Press, pp. 147-163. Academia Sinica, Beijing.
- Hilton, J., 1987. A simple model for the interpretation of magnetic records in lacustrine and ocean sediments. *Quaternary Research*, 27:160-166.
- Kukla, G., Heller, F., Liu Xiu Ming, Xu Tong Chun, Liu Tung Sheng y An Zhi Sheng, 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 16: 811-814.
- Kukla, G., An, Z.S., Melice, J.L., Gavin, J. y Xiao, J.L., 1990. Magnetic susceptibility record of Chinese Loess. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 81: 263-288.
- Le Borgne, E. 1955. Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. *Annals of Geophysics*, 11: 399-419.
- Liu Tungsheng *et al.*, 1985a. Loess and the environment. China Ocean Press: 1-251, Beijing.
- Liu Tungsheng, An Zhisheng, Yuan Baoyon y Han Jiamao, 1985b. The Loess-Paleosol Sequence in China and Climatic History. *Episodes*, 8(1): 21-28.
- Liu Xiuming, Shaw, J., Liu Tungsheng, Heller, F. y Yuan, Baoyon, 1992. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. *Geophysical Journal Int.*, 108: 301-308.
- Maher, B., 1986. Characterization of soils by mineral magnetic measurement. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42: 76-92
- Maher, B. y Taylor R., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature*, 1336: 368-370.
- Maher, B.A. y Thompson, R., 1992. Paleoclimatic significance of the mineral Magnetic Record of the Chinese Loess and Paleosols. *Quaternary Research*, 37: 155-170.
- Mullins, C., 1977. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in Soil Science. *Journal of Soil Science*, 28: 223-246.
- Nabel, P., Camilión, C., Machado, G., Spiegelman, A. y Mormeneo, L., 1995 Magneto y litoestratigrafía de los sedimentos pampeanos en los alrededores de la ciudad de Baradero Prov. de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4): 193-206.
- Oades, J.M. y Townsend, W.N., 1963. The detection of ferromagnetic minerals in soils and clays. *Journal of Soil Science*, 14: 179-187.
- Petersen, N., von Dobeneck, T. y Vali, H., 1986. Fossil bacterial magnetite in deep-sea sediments from the South Atlantic Ocean. *Nature*, 320: 611-615.
- Petersen, N., Schmidbauer, E., Srattnner, M. y Schiler, D., 1993. On the occurrence of bacterial magnetite in limnic sediments and soil. *Transactions of American Geophysical Union* 11 (Suppl.1): 90.
- Schwertmann, U. y Taylor, R., 1977. Iron oxides. En: J.B. Dixon (Ed.): *Minerals in soil environment*, pp. 145-180.
- Thompson, R. y Oldfield, F., 1986. *Environmental Magnetism*. Allen & Unwin, 219 pp. London.
- Verosub, K.L., Ensley, R.A. y Ulrick, J.S., 1979. The role of water content in the magnetization of sediments. *Geophysical Research Letters*, 6(4): 226-228.
- Zheng, H., Oldfield, F., Yu, L., Shaw, J. y An, Z., 1991. The magnetic properties of particle-sized samples from the Luo Chuan loess section: evidence for pedogenesis. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 68: 250-258.

Recibido: 14 de junio, 1995

Aceptado: 30 de abril, 1996

Variaciones mineralógicas de los sedimentos de lecho en cauces secundarios de la llanura aluvial del río Paraná

Esteban PASSEGGI

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas; Departamento de Limnología Física y Química, Instituto Nacional de Limnología (INALI), José Macía 1933, 3016, Santo Tomé, Santa Fe, Argentina

ABSTRACT: *Mineralogical variations of river bed sediments in secondary channels of the Paraná river floodplain. The mineral composition of river bed sediments was evaluated for three secondary channels of differing hierarchy within the middle Paraná river floodplain. They were compared with that of the main channel in order to detect possible compositional modifications. Although no marked qualitative variations were found, some significant changes in the mineral proportions were observed. Mineralogical maturity was greatest in the main channel and decreased towards the lower hierarchy, secondary floodplain streams, as shown by the increase of feldspar (plagioclase) percentage within the light mineral fraction. Among the heavy minerals, opaques, zircon and rutile increased from the main channel to the secondary channels with a corresponding decrease in the assemblage kyanite-tourmaline-staurolite-garnet. This probably occurred as a result of the progressive sorting related to textural variations in these fluvial sediments.*

Introducción

La llanura de inundación de un río está sujeta a una compleja interacción de procesos fluviales, entre los que se destacan las inundaciones y los procesos que tienen lugar en los cauces. Estos últimos son, esencialmente, producto de la potencia de la corriente y de las características de los sedimentos transportados.

En el caso del tramo medio del río Paraná, el particular diseño trenzado de su cauce principal y la compleja red de avenamiento de su llanura aluvial determina que el flujo se distribuya en numerosos cauces secundarios, permanentes o temporarios, que en promedio transportan alrededor del 15 % del volumen líquido total en el valle (Drago 1984a; Marchese y Ezcurra de Drago 1992). La importancia de estos cursos dentro del sistema fluvial está dada, fundamentalmente, por su caudal y por el lugar que ocupan dentro de la articulación de la red de drenaje en cada sector de la llanura aluvial. Estos elementos son utilizados hoy en día para lograr una jerarquización objetiva de dichos cauces dentro de las llanuras aluviales (Drago, comunicación personal, 1995).

En lo que respecta a la caracterización de los sedimentos fluviales del río Paraná medio, sea como carga suspendida o como carga de lecho, la información es relativamente abundante en lo que se refiere al cauce principal (Amsler y Drago 1984; Bertoldi de Pomar 1980, 1984a, 1984b; Drago 1977a, 1977b, 1984a, 1984b; Passeggi y Bertoldi de Pomar 1991; Passeggi 1991) no ocurriendo así con los cauces

secundarios. Este vacío en el conocimiento se refleja en la ausencia de información referida a sus sedimentos de fondo y, en particular, a su composición mineralógica.

Por este motivo, el objetivo de este trabajo se orienta hacia la evaluación de la mineralogía de los sedimentos de fondo pertenecientes a cauces secundarios de diferente jerarquía de la llanura aluvial del río Paraná. Esta información posibilitará realizar comparaciones con el cauce principal en orden a detectar posibles cambios composicionales en la carga de lecho de los mismos.

Materiales y métodos

Se analizaron un total de 28 muestras de sedimentos de lecho, obtenidas en cauces de diferente jerarquía situados en un área representativa de la llanura aluvial del río Paraná (31° 40'-31° 44' S y 60° 35' 50"-60° 45' O; Fig. 1).

De las 28 muestras, 9 se obtuvieron en el cauce principal del río Paraná el cual transporta más del 70% (14000 m³ s⁻¹) del caudal medio anual en esta sección transversal del valle (17000 m³ s⁻¹). Este porcentaje representa el primer grado de jerarquía dentro de la red fluvial (Drago, comunicación personal, 1995); 6 muestras se obtuvieron en el río Colastiné, un cauce secundario de tercer grado que descarga entre el 10% y el 50% (1800 m³ s⁻¹) del caudal total; 10 en el río Correntoso, un cauce de sexto grado que descarga entre el 0,5% y el 1% (150 m³ s⁻¹) y 3 muestras en el

arroyo Yacaré que, con menos del 0,5% del caudal total transportado a través del valle, constituye un cauce de séptimo grado.

Es necesario aclarar que los tres cauces secundarios mencionados tienen regímenes hidrológicos directamente vinculados al del río Paraná, aunque con diferencias en cuanto a la permanencia del flujo. Por un lado, el río Colastiné presenta un régimen permanente al igual que el Correntoso a pesar de que este último puede registrar velocidad de corriente nula. El arroyo Yacaré, en cambio, alcanza un alto grado de intermitencia.

El estudio mineralógico se concentró en cuatro fracciones de tamaño ($\phi 1$ a $\phi 4$), las cuales registraron suficiente material como para posibilitar una fácil separación con bromoformo entre minerales livianos y pesados.

Luego de obtener el porcentaje en peso de minerales pesados para cada muestra, alícuotas cuidadosamente cuarteadas de cada fracción se sometieron al análisis microscópico a grano suelto. El mismo consistió en estudios ortoscópicos y conoscópicos con luz transmitida usando como líquidos de contraste eugenol puro ($n = 1,54$) y α -monobromonaftaleno ($n = 1,65$) para los minerales livianos y pesados, respectivamente. La cuantificación se realizó mediante la técnica de campos al azar contando no menos de 300 granos por preparado (se utilizaron, como mínimo, 2 preparados por fracción).

Los resultados fueron ponderados en función de la cantidad de material presente en cada fracción granulométrica, obteniéndose para cada muestra los porcentajes relativos de cada especie mineral (Tabla 1).

Estos datos fueron analizados a través de técnicas

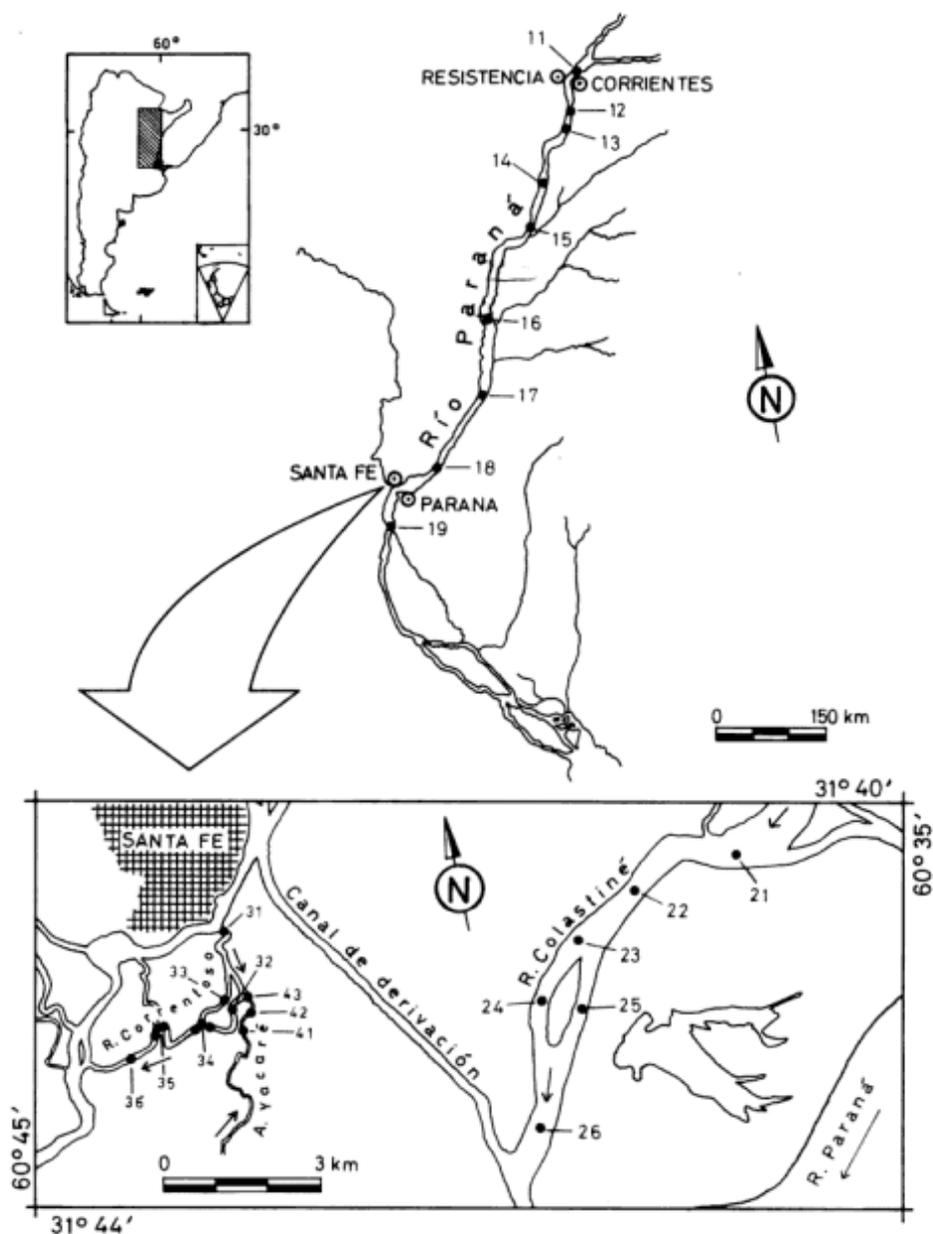


Figura 1: Mapa de ubicación del área estudiada y situación de los puntos de muestreo.

Muestras	Minerales Livianos																			Minerales Pesados																			Indíces Mineralógicos			
	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	IM	IFD	IAMG	ZTR																			
11	90,39	6,06	2,99	0,57	1,21	8,34	89,09	0,01	0,64	0,35	0,08	0,05	0,69	0,21	0,09		0,43	0,02		27,10	0,84	0,91	7,94																			
12	90,70	3,28	2,01	3,95	1,51	1,91	81,19	2,80	1,99	2,72	1,04	0,58	4,68	1,03	0,44	0,08	0,83	0,15	0,56	15,77	0,34	0,98	14,57																			
13	94,21	1,86	2,24	1,68	0,68	2,82	71,33	8,47	4,91	3,53	2,27	0,02	4,36	0,62	0,70	0,47	0,16	0,02	0,30	24,49	0,57	0,96	18,50																			
14	96,69	1,00	1,64	0,67	0,54	1,64	60,02	10,44	4,27	2,89	3,01	0,51	10,52	1,43	1,85	2,11	0,58	0,45	0,29	42,30	0,71	0,97	16,78																			
15	98,97	0,52	0,50	0,01	0,53	0,26	48,72	1,75	8,46	3,33	4,65	1,04	19,87	2,80	4,02	4,00	0,05	0,19	0,85	196,40	0,98	0,99	14,40																			
16	98,53	0,77	0,18	0,52	0,28	0,07	42,85	0,50	10,64	1,04	3,67	0,09	26,82	6,67	6,90	0,50	0,11	0,15		142,12	0,26	1,00	8,51																			
17	94,99	2,63	1,87	0,50	0,51	1,69	44,50	9,26	10,06	1,72	5,50	1,01	16,92	2,15	5,71		0,67	0,03	0,79	41,19	0,79	0,96	18,96																			
18	98,98	0,97	0,03	0,01	0,69	1,01	37,07	1,73	18,38	0,21	7,49	0,31	16,58	6,41	10,59		0,15	0,07		2504,65	0,64	0,97	19,00																			
19	95,99	1,90	1,31	0,80	0,17	0,17	39,32	0,34	12,24	0,42	11,49	0,18	15,99	11,87	6,95		0,48	0,41	0,14	46,34	0,62	1,00	25,22																			
21	78,18	11,37	4,05	5,98	1,51	1,88	73,32	2,44	11,12	2,36	1,92	3,40	0,27	0,25		0,02	2,33	0,45	0,23	8,93	0,40	0,97	51,43																			
22	94,89	2,49	1,36	1,21	1,15	5,06	56,12	0,15	2,95	0,47	1,80	0,80	19,28	5,73	6,58		0,96	0,09		37,77	0,53	0,92	7,54																			
23	98,35	0,82	0,51	0,32	0,73	0,86	29,06	26,92	0,38	2,57	5,28	0,09	13,23	8,01	6,94		6,61	0,05		118,72	0,61	0,97	12,65																			
24	97,15	1,51	0,73	0,61	5,45	8,24	73,79		3,37	0,44	1,43	1,26	2,95	3,19	4,24	0,22	0,22	0,65		73,88	0,55	0,90	22,93																			
25	96,17	1,72	1,26	0,85	2,57	1,88	35,51	0,01	19,56	2,57	6,21	0,24	12,68	9,39	9,04		1,43	0,28	1,21	46,36	0,60	0,95	15,63																			
26	96,85	1,48	1,10	0,56	3,44	3,30	54,38		14,82	0,13	2,30	1,75	7,81	5,99	7,96		0,63	0,21	0,73	59,14	0,66	0,94	15,46																			
31	92,15	4,15	1,64	1,80	0,87	4,39	59,64	2,15	9,88	4,30	3,83	1,33	4,77	0,85	3,53	0,54	2,81	1,16	0,82	27,99	0,48	0,93	26,41																			
32	74,13	11,87	4,83	8,28	0,66	1,99	64,33	3,85	13,21	5,26	3,20	3,15	0,94	1,03	0,22		1,83	0,65	0,34	6,56	0,37	0,97	42,14																			
33	79,36	12,42	3,34	3,32	0,51	2,16	55,84	9,91	22,79	3,10	3,10	0,95		0,72			1,43			13,77	0,50	0,96	43,57																			
34a	96,77	1,65	0,90	0,68	0,11	0,74	35,31	0,01	21,00	0,88	3,52	0,02	29,75	3,16	4,12	0,09	1,05	0,09	0,26	62,20	0,57	0,98	8,45																			
34b	96,00	2,44	0,76	0,78	0,08	8,19	65,08	1,44	9,60	1,81	4,27	0,83	2,52	1,07	1,96		1,69	0,03	1,50	64,01	0,49	0,89	32,68																			
34c	96,06	1,84	1,05	0,96	1,89	5,53	55,01	0,19	11,79	0,58	2,29	1,49	11,60	5,56	2,58		2,26	0,44	0,69	48,66	0,52	0,91	15,37																			
35a	83,94	7,38	2,40	4,33	0,69	0,92	60,48	8,89	18,34	2,04	1,77	3,22	0,83	1,10	0,39		1,64	0,39		13,56	0,36	0,99	47,31																			
35b	73,92	13,78	3,68	6,56	0,19	2,98	52,66	11,46	27,37	1,32	1,34	0,22	0,01	0,23			1,54	0,66	0,22	8,56	0,36	0,95	40,13																			
35c	77,21	13,34	2,34	5,62	0,45	4,13	49,82	8,08	20,29	4,36	4,36	1,61	0,69	1,61			3,91	1,15		11,37	0,29	0,92	40,24																			
36	79,06	10,94	4,45	2,07	0,56	2,37	45,70	13,81	30,62	1,71	1,93	0,86	0,21	0,43			1,72	0,64		13,80	0,68	0,95	45,65																			
41	92,59	2,00	1,80	1,87	0,79	4,24	69,30	0,77	10,46	1,38	3,02	2,07	2,77	1,13	1,61	0,11	2,32	0,83		25,77	0,49	0,94	38,85																			
42	83,48	5,44	4,14	5,95	0,88	5,17	58,92	5,84	18,38	2,88	2,51	2,15	0,99	0,56	0,78		1,81			8,81	0,41	0,92	39,91																			
43	85,75	9,62	1,72	2,11	1,17	4,25	38,77	19,33	25,98	3,40	2,49	2,44	1,27	0,30	0,51	0,15				24,94	0,45	0,90	45,69																			

Tabla 1: Resultados del análisis mineralógico de 28 muestras de sedimentos de fondo del cauce principal del río Paraná y tres cauces secundarios de su llanura de inundación. a= cuarzo; b= calcitonina; c= feldespatos potásicos; d= plagioclasas; e= % minerales pesados; f= magnetita; g= opacos amagnéticos; h= biotita; j= grupo piriboles; k= turmalina; l= circón; m= cianita; n= granate; o= estauroilita; p= corindón; q= grupo epidoto; r= rutilo; s= lawsonita; IM= índice de madurez de la fracción liviana (Pettijohn 1963)= (cuarzo + calcitonina)/feldespatos; IFD= feld. potas./feld. potas.+ plagioclasas; IAMG= AMG/(AMG + MG); ZTR= índice de madurez de la fracción pesada (Hubert 1962)= (CR + TM + RT).100/min. transp. no micáceos

multivariadas, las que incluyeron tanto análisis de agrupamiento y procedimientos de ordenación como análisis factorial en modo-Q y análisis de componentes principales (Harman 1976; Joreskog *et al.* 1976; Crisci y López Armengol 1983).

Resultados y discusión

Análisis de agrupamiento

El análisis de agrupamiento tuvo como finalidad evaluar la similitud de las muestras en base a su composición mineralógica (Tabla 1).

En el dendrograma de la Fig. 2 se observa que dichas muestras conforman un solo grupo a elevados valores de similitud. Esto constituye una clara evidencia de la homogeneidad composicional existente en los sedimentos estudiados.

Sólo a valores de similitud cercanos al máximo es posible diferenciar principalmente 3 agrupamientos: el grupo I, formado en su mayoría por las muestras provenientes del río Correntoso y del arroyo Yacaré; el grupo III, con predominio de las muestras del cauce principal del río Paraná; y el grupo II, constituido en partes casi iguales por muestras de los ríos Correntoso, Colastiné y Paraná.

Análisis factorial en modo-Q

Utilizando la misma información empleada en el análisis de agrupamiento, se realizó el análisis factorial modo-Q, para tratar de establecer la

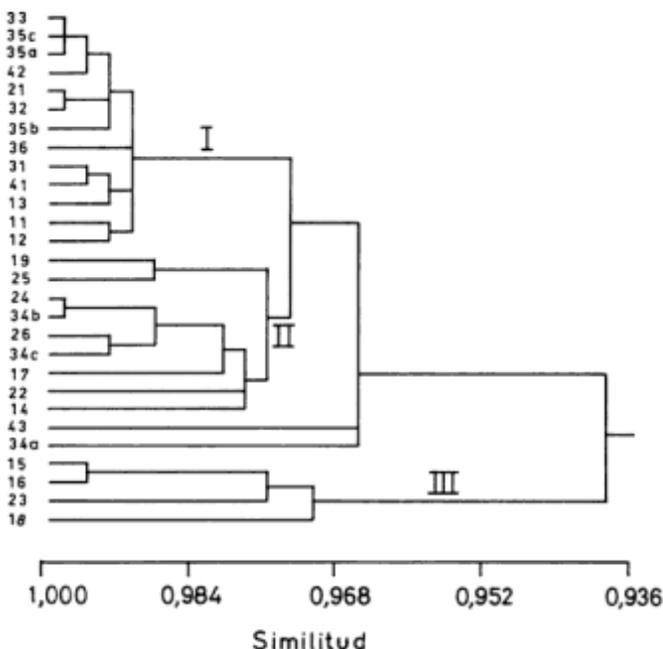


Figura 2: Análisis de agrupamiento. Dendrograma generado a partir de los datos mineralógicos de los 28 casos.

naturaleza de las diferencias que determinaron la conformación de los tres grupos de casos mencionados anteriormente. El análisis retuvo dos factores que en conjunto acumularon el 95,51 % de información, siendo el Factor 1 el más significativo, con el 78 % de la variabilidad total (Tabla 2).

La elevada comunalidad registrada en los 28 casos indica que los dos factores logran una buena descripción de la totalidad de las muestras. Las cargas de los factores rotados, según el procedimiento varimax, consideradas en el espacio bidimensional definido por los factores 1 y 2 (Fig. 3), señalan la mutua relación entre las mismas. Debido a que estos resultados se corresponden con los del análisis de agrupamiento realizado previamente, es posible individualizar en la figura los tres grupos principales encontrados en dicha oportunidad.

Aparentemente, cada factor refleja una serie de rasgos composicionales distintivos que, a su vez, guardan relación con un determinado grupo de muestras. Así, el grupo I representa en mayor medida las características asociadas al Factor 1, mientras que el grupo III refleja los rasgos definidos por el Factor 2.

El examen de las características mineralógicas de los núcleos más significativos de tales agrupamientos permite lograr una primera evaluación de los atributos mineralógicos que caracterizan a cada factor (Fig. 3).

Los sedimentos correspondientes a las muestras que son representadas por el Factor 2 (grupo III) se caracterizan por ser mineralógicamente maduros ($IM=169,26$). Este hecho deriva de la gran predominancia del cuarzo, frente a componentes como los feldespatos en la fracción liviana (Tabla 1). A su vez, entre estos últimos dominan los individuos pertenecientes a la serie potásica (principalmente microclino), frente a las plagioclasas ($IFD=0,62$). La fracción pesada, por su parte, está constituida casi en un 54 % por minerales transparentes. Entre éstos, se destaca una asociación de minerales metamórficos, estables y resistentes a la degradación mecánica, formada por cianita, turmalina, estauroлита y granate. El 46 % restante está constituido por minerales opacos, con una absoluta preponderancia de las variedades amagnéticas ($IAMG=1,00$).

A medida que el Factor 2 pierde poder explicatorio sobre las muestras y el Factor 1 se hace más relevante (grupo I), la proporción de los componentes minerales mencionados sufre ciertas modificaciones. Estas pueden resumirse en: a) disminución del valor del índice de madurez por un progresivo aumento en la frecuencia de los feldespatos (principalmente de las plagioclasas) en la fracción liviana, b) aumento en la presencia de opacos en la fracción pesada, en detrimento de la asociación de minerales metamórficos, y c) aumento en la proporción de especies, como circón y rutilo, entre los minerales transparentes no micáceos.

Como se puede apreciar, las diferencias son cuantitativas antes que cualitativas, es decir, relativas a cambios en las proporciones en que se presentan las mismas especies minerales, antes que a modificaciones en las asociaciones mineralógicas.

Antes de proponer una explicación a tales variaciones, resulta necesario destacar que los cursos de agua estudiados fluyen sobre un mismo sustrato, constituido por antiguos sedimentos aluvionales depositados por el río Paraná desde su aparición en la llanura Chacopampeana en el Plioceno (Iriondo 1979). Las características composicionales de estos depósitos coinciden ampliamente con las de los aluviones actuales (Iriondo 1973), por lo que debe descartarse por completo la posibilidad de que la composición del sustrato sea responsable de las variaciones observadas. Por lo tanto, es posible que la explicación más razonable a las mismas, surja de relacionar la composición mineral con otros factores tales como las

condiciones hidrodinámicas y la morfología de los cauces analizados.

En efecto, el caudal es el principal factor que incide sobre la dinámica geomorfológica e hidráulica de los cursos fluviales. De modo que las claras diferencias de caudal establecidas entre los cauces estudiados determinan, para cada caso, condiciones de transporte particulares. En lo que a carga de lecho se refiere, tales procesos dejan su impresión en los caracteres texturales de los sedimentos.

Estudios realizados en este sentido permitieron detectar que en el río Paraná dominan las arenas medias, moderadamente a bien seleccionadas, transportadas casi en un 95% por tracción y saltación. En cambio, en los cauces de menor jerarquía, disminuye el tamaño medio de los sedimentos y la selección decrece adquiriendo cada vez más relevancia el transporte por suspensión. Así, se encontró que en el arroyo Yacaré (de baja jerarquía) predominan los limos

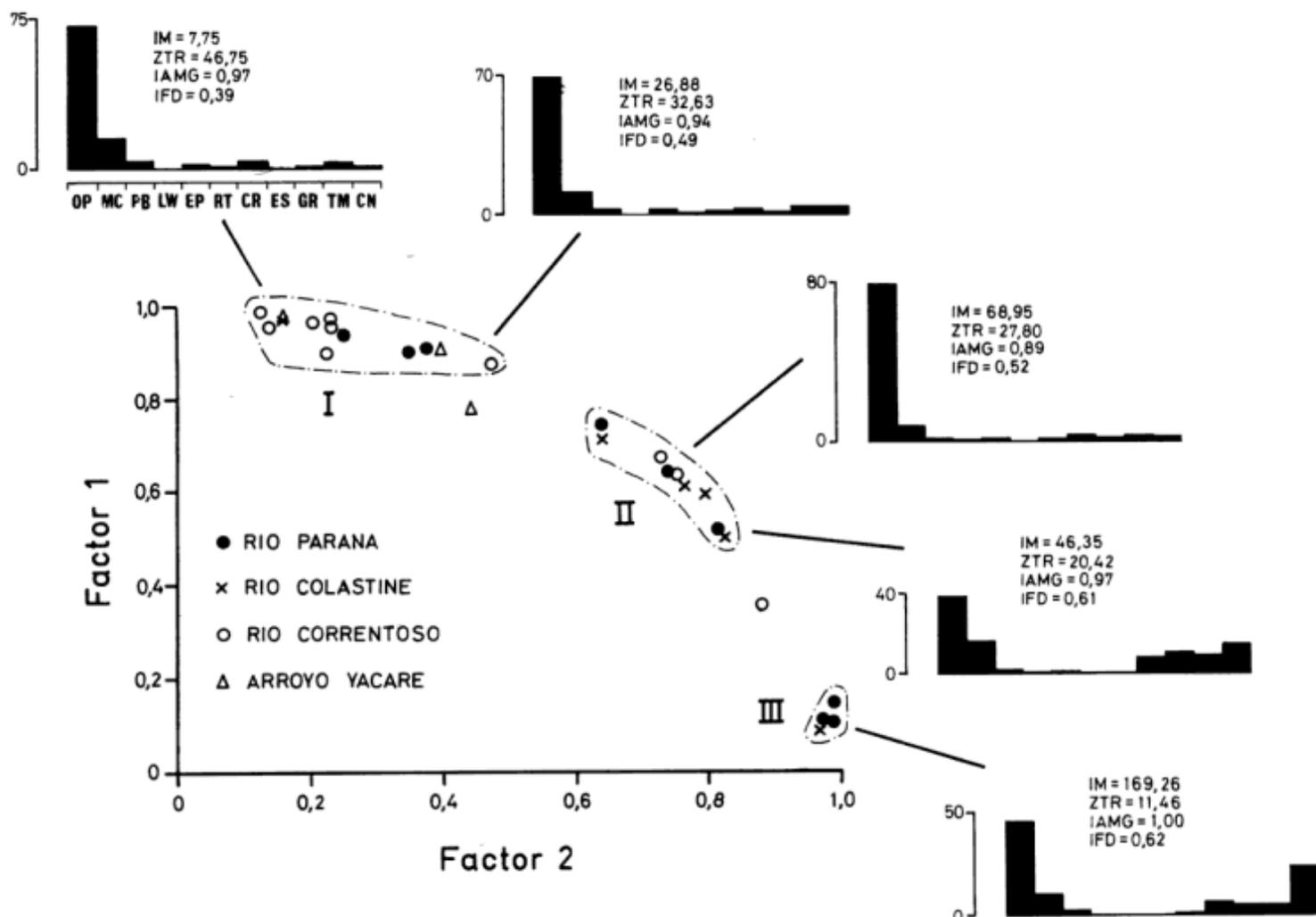


Figura 3: Análisis factorial en modo Q. Proyección de las cargas de los factores (*factor loadings*) en el espacio bidimensional definido por el Factor 1 y el Factor 2. Los grupos de puntos delimitados por la línea cortada representan los agrupamientos surgidos del análisis de agrupamiento. Los gráficos de barra reflejan la composición mineralógica de los núcleos de tales agrupamientos.

Tabla 2: Análisis factorial en modo-Q. Autovalores, porcentajes relativos y acumulados de varianza, comunalidades y matriz de cargas de dos factores con rotación varimax.

	Muestra	Comunalidad	Factor 1	Factor 2
Río Paraná	11	0,9345	0,9002	0,3522
	12	0,9430	0,9369	0,2552
	13	0,9665	0,9069	0,3794
	14	0,9673	0,7455	0,6415
	15	0,9871	0,1045	0,9880
	16	0,9981	0,1477	0,9881
	17	0,9652	0,6422	0,7434
	18	0,9592	0,1084	0,9734
	19	0,9362	0,5185	0,8169
Río Colastiné	21	0,9818	0,9774	0,1627
	22	0,9203	0,7134	0,6414
	23	0,9403	0,0860	0,9659
	24	0,9604	0,6121	0,7653
	25	0,9373	0,5046	0,8762
	25	0,9373	0,5046	0,8262
	26	0,9867	0,5959	0,7947
Río Correntoso	31	0,9846	0,8711	0,4752
	32	0,9906	0,9867	0,1307
	33	0,9735	0,9579	0,2364
	34a	0,9048	0,3585	0,8811
	34b	0,9768	0,6397	0,7534
	34c	0,9885	0,6741	0,7308
	35a	0,9931	0,9683	0,2358
	35b	0,9344	0,9559	0,1436
	35c	0,9749	0,9650	0,2091
	36	0,8548	0,8959	0,2282
Arroyo Yacaré	41	0,9818	0,9065	0,4000
	42	0,9964	0,9848	0,1632
	43	0,8047	0,7792	0,4444
		Autovalores	21,9289	4,8139
		% de varianza	78,32	17,19
		% acumulado	78,32	95,51

finos con una extremadamente pobre selección y donde el transporte por suspensión supera el 30% (calculado mediante el método de Visher 1972).

Al relacionar todos estos elementos con las propiedades físicas de los minerales (vinculadas a su estabilidad y resistencia mecánica), se logra detectar la causa de los cambios en las proporciones relativas presentadas por algunas especies minerales.

Según Pettijohn (1963), entre los minerales detríticos existe la tendencia de ciertas especies a acumularse en determinadas fracciones de tamaño. Por lo tanto, en los ambientes fluviales, el tamaño final de un detrito mineral es función de su resistencia a la reducción, tanto mecánica como química. De este modo, en las fracciones más gruesas abundan los minerales más estables, mientras que en las finas, predominan aquellos minerales más susceptibles de ser afectados por el transporte.

En la Fig. 4 puede apreciarse la clara relación existente entre las cargas de los factores y el diámetro medio de los sedimentos analizados (obtenido por el

método de los momentos; Passeggi, 1996). De esta relación se desprende que la relevancia del Factor 1 se manifiesta con mayor magnitud en las muestras provenientes de los cauces secundarios de menor jerarquía en donde la granometría de los sedimentos disminuye como consecuencia de los menores caudales y velocidad de corriente. Puede afirmarse, por lo tanto, con un razonable grado de certeza, que el Factor 1 se halla relacionado con la disminución de la asociación de minerales estables y con el aumento en la proporción de otras especies menos resistentes.

Análisis de componentes principales

Con el objeto de comprobar las inferencias realizadas anteriormente, se llevó a cabo el análisis de componentes principales. Esta técnica modo-R permitió evaluar el poder discriminatorio de cada una de las diferentes variables mineralógicas en la conformación de los grupos surgidos de las técnicas modo-Q utilizadas previamente. La Tabla 3 muestra la matriz de cargas de 16 componentes para las 17 variables originales.

Las cargas consideradas en valor absoluto reflejan la importancia de cada una de las variables dentro de las

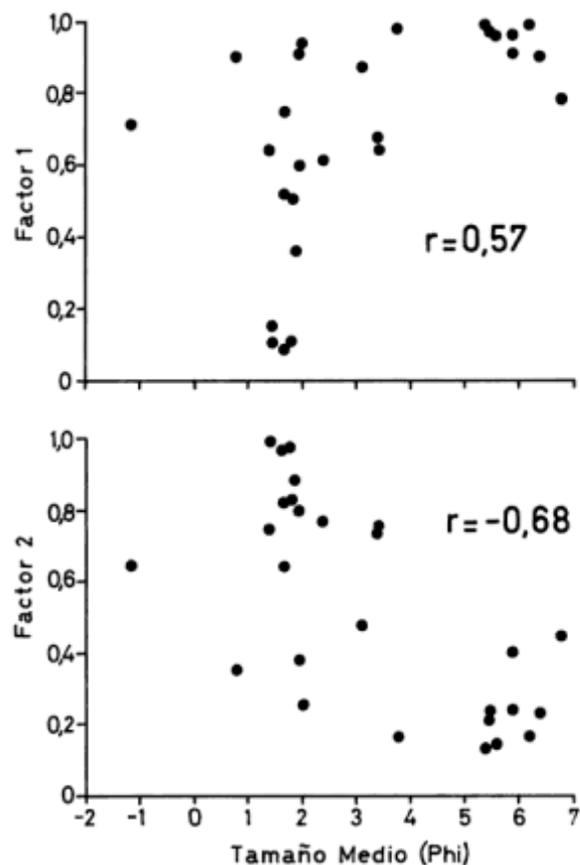


Figura 4: Relación entre el tamaño medio de los sedimentos estudiados y las correspondientes cargas de los factores 1 y 2.

Tabla 3: Análisis de componentes principales. Autovalores, porcentajes relativos y acumulados de varianza y matriz de cargas de 16 componentes (se omitieron las cargas inferiores a 0,2 en valor absoluto). e= % minerales pesados; f= magnetita; g= opacos amagnéticos; h= muscovita; i= biotita; j= grupo piroboles; k= turmalina; l= circón; m= cianita; n= granate; o= estauroлита; p= corindón; q= grupo epidoto; r= rutilo; s= lawsonita; IM= índice de madurez de la fracción liviana (Pettijohn 1963)= (cuarzo + calcedonia)/feldespatos; IFD= feld. potas./feld. potas.+ plagioclasas)

Componentes Principales																
Variable	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
e							0,9530									
f	-0,3381						0,2249					-0,8493				
g	-0,6540	0,4836										0,3398			0,3719	
h					-0,2395									-0,9246		
i		-0,9542														
j														-0,8494		
k	0,8741						-0,2636					-0,2491				
l	-0,2411								-0,9192							
m	0,5037								0,2401		0,2333					-0,6755
n	0,9040													0,2072		
o	0,7515						0,2296	0,3083							-0,2836	0,2770
p			0,9116								0,2695					
q					-0,9133								-0,2516			
r				0,9415												
s						0,9722										
IM		0,2240						0,9547								
IFD			0,2826							0,8985						
Autovalor	4,7105	2,7248	1,8724	1,3704	1,3063	1,0099	0,9023	0,7806	0,6954	0,4704	0,4212	0,2412	0,2012	0,1733	0,0707	0,0494
% de varianza	27,71	16,03	11,01	8,06	7,68	5,94	5,31	4,59	4,09	2,77	2,48	1,42	1,18	1,02	0,42	0,29
% acumulado	27,71	43,74	54,75	62,81	70,50	76,44	81,75	86,34	90,43	93,19	95,67	97,09	98,27	99,29	99,71	100

distintas componentes. De este modo, la primer componente recibe el aporte, en orden de importancia, de los porcentajes de granate, turmalina, estauroлита, opacos amagnéticos y cianita; la segunda componente se identifica con el porcentaje de biotita; la tercera, con el de corindón y así sucesivamente.

En orden a relacionar estos resultados con los obtenidos mediante las técnicas Q (análisis de agrupamiento y factorial), se recurrió a la posibilidad de situar cada muestra dentro del espacio delimitado por los componentes según los valores de sus coordenadas con respecto a éstos. De este modo, en la Fig. 5 se representa la proyección tridimensional de las muestras que conforman el grupo I (Factor 1) y III (Factor 2) en las tres primeras componentes, las cuales acumulan el 54,75 % de la variación total.

Como puede apreciarse, el mayor poder discriminatorio entre los grupos se concentra en la componente 1, la cual representa a la asociación de minerales estables de origen metamórfico (granate, turmalina, estauroлита, cianita) y a los opacos amagnéticos. Esto, sin duda, confirma lo afirmado en los puntos anteriores.

Conclusiones

En función de los objetivos planteados, las conclusiones más interesantes surgen de correlacionar los resultados del análisis mineralógico de los sedimentos de lecho con las particulares condiciones

hidrodinámicas y morfológicas observadas en los diversos cauces estudiados.

Si bien, a nivel cualitativo, no hay cambios significativos en la composición mineralógica de los sedimentos, pueden destacarse ciertas variaciones en los porcentajes relativos con que se presentan algunas especies. Estas determinan, principalmente, una disminución en los valores del índice de madurez para la fracción liviana desde el cauce principal hacia los cauces secundarios de la llanura de inundación como consecuencia del aumento, en el mismo sentido, de la proporción de feldespatos, particularmente plagioclasas.

Asimismo, dentro de la fracción pesada, se detecta que la asociación de especies estables de origen metamórfico (cianita-turmalina-estauroлита-granate), característica de los sedimentos del cauce principal del río Paraná, pierde significancia hacia los cauces secundarios de menor jerarquía, siendo reemplazada, en la composición general, por minerales opacos (especialmente magnetita) y, en menor medida, por circón y rutilo.

En síntesis, los sedimentos de lecho del cauce principal del río Paraná se caracterizan por el predominio de especies minerales estables y resistentes a la meteorización y transporte. Por su parte, en los cauces secundarios, adquieren relevancia otras especies más proclives a ser alteradas tanto mecánica como químicamente.

Los análisis estadísticos llevados a cabo revelan que estas diferencias entre el cauce principal y los cauces secundarios, estarían estrechamente vinculadas a las

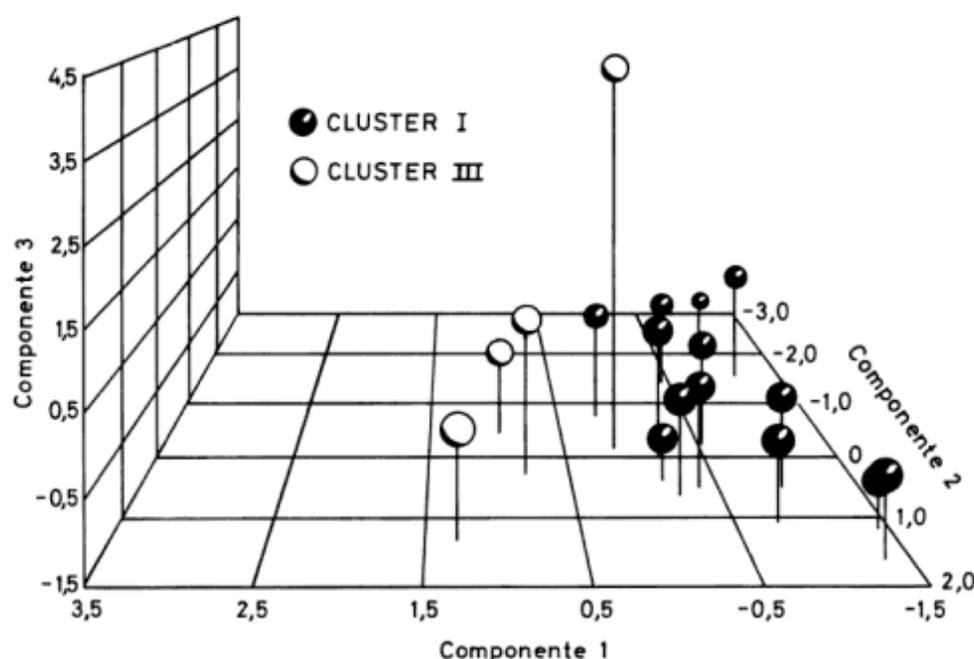


Figura 5: Análisis de componentes principales. Proyección de las marcas (scores) de las muestras correspondientes a los grupo I y III en el espacio tridimensional definido por las tres primeras componentes principales.

variaciones en la granulometría de los sedimentos de sus lechos. Esto, a su vez, es consecuencia de las condiciones hidrodinámicas (caudal, velocidad de corriente, régimen de permanencia del flujo, etc.) y morfológicas (diseño del cauce, profundidad, etc.) propias de cada segmento fluvial, según su ubicación dentro de la articulación de la red de drenaje en cada sector de la llanura aluvial.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Amsler, M.C. y Drago, E.C., 1984. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. II- Características y variaciones temporales de la granulometría de los sedimentos suspendidos. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 7-21, Santa Fe.
- Bertoldi de Pomar, H., 1980. Campaña limnológica "Keratella I" en el río Paraná Medio: sedimentos de fondo. *Ecología*, 4: 31-43, Santa Fe.
- Bertoldi de Pomar, H., 1984a. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. III- Componentes sólidos transportados en suspensión. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 25-46, Santa Fe.
- Bertoldi de Pomar, H., 1984b. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. V- Caracteres texturales de los sedimentos de fondo. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 57-78, Santa Fe.
- Crisci, J.V. y López Armengol, M.F., 1983. Introducción a la teoría y práctica de la taxonomía numérica. Secretaría General de la Organización de los Estados Americanos, 133 p., Washington D.C.
- Drago, E.C., 1977a. Campaña "Keratella I" a lo largo del río Paraná Medio. II: Formas del lecho en su cauce principal. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 8: 57-62, Santa Fe.
- Drago, E.C., 1977b. Erosión y sedimentación en un tramo del cauce del río Paraná Medio (República Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 32: 277-290, Buenos Aires.
- Drago, E.C., 1984a. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. I- Caracteres geomorfológicos e hidrológicos. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 1-6, Santa Fe.
- Drago, E.C., 1984b. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. IV- Influencia de la composición granométrica de los sedimentos suspendidos sobre la transparencia del agua. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 15(1): 47-55, Santa Fe.
- Harman, H.H., 1976. *Modern Factor Analysis*. The University of Chicago Press, 487 p., Chicago.
- Hubert, J.F., 1962. A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblage with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, 32(3): 440-450.
- Iriondo, M.H., 1991. El Holoceno en el Litoral. *Comunicaciones (Nueva Serie) del Museo Provincial de Ciencias Naturales "Florentino Ameghino"*, 3(1): 1-39, Santa Fe.
- Joreskog, K.G., Klován, J.E. y Reyment, R.A., 1976. *Geological Factor Analysis*. Elsevier Scientific Publishing Company, 178 p., New York.
- Marchese, M. y Ezcurra de Drago, I., 1992. Benthos of the lotic environments in the middle Paraná River system: transverse zonation. *Hydrobiologia*, 237: 1-13.
- Passeggi, E., 1991. Morfometría de clastos de cuarzo en el río Paraná Medio (Argentina). *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 22(2): 79-93, Santa Fe.
- Passeggi, E., 1993. Estudio de los caracteres texturales en sedimentos del lecho dentro de la llanura aluvial del río Paraná Medio. Instituto Nacional de Limnología (INALI), 25 p., Santo Tomé (Santa Fe), Argentina (inédito).

- Passegi, E., 1996. Evaluación de tres diferentes métodos de estimación de parámetros texturales mediante análisis de funciones discriminantes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 51(1): 61-68. Buenos Aires.
- Passegi, E. y Bertoldi de Pomar, H., 1991. Estudios limnológicos en una sección transversal del tramo medio del río Paraná. XV- Concentración de minerales pesados en sedimentos de fondo y posibles factores condicionantes. *Revista de la Asociación de Ciencias Naturales del Litoral*, 22(1): 41-53, Santa Fe.
- Pettijohn, F.J., 1963. *Rocas Sedimentarias*. Editorial Universitaria de Buenos Aires (EUDEBA), 731 p., Buenos Aires.
- Visher, G., 1972. Physical characteristics of fluvial deposits. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication*, 16: 84-97.

Recibido: 15 de mayo, 1995

Aceptado: 8 de febrero, 1996

Modelo paleoambiental de la Formación La Flecha (Cámbrico superior) en el área de Jáchal, Provincia de San Juan

Claudia ARMELLA¹, Nora CABALERI^{1,2} y Susana VALENCIO³

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Museo Argentino de Ciencias Naturales
"B. Rivadavia". Av. Angel Gallardo 470, 1405 Buenos Aires, Argentina

²Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad
de Buenos Aires, Pabellón II, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

³Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Instituto de Geocronología y Geología Isotópica,
Pabellón INGEIS, Ciudad Universitaria, 1428 Buenos Aires, Argentina

ABSTRACT: *Paleoenvironmental model of La Flecha Formation (Upper Cambrian) from Jáchal region, San Juan province.* La Flecha Formation (Upper Cambrian) in Precordillera Central is composed of microbiolitic buildups, with a shallowing upward tendency. This paper includes the study of mega, meso and microstructure of thrombolites and stromatolites and the microfacial analysis of the muddy sequence. The following microbiolitic facies were recognized: F1: stratiform and domal stroms, with low synoptic relief, F2: stratiform thrombolites, F3: stratiform-domal thrombolites with low synoptic relief, F4: inverted cone-shaped thrombolites and F5: domal thrombolites. The associated muddy microfacies are represented by: MF6: mudstone with microbial lamination and fenestral fabric, MF7: mudstone with grumous microstructure, MF8: bioturbated mudstone and MF9: floatstone, related to storms. The depositional model of this sequence was interpreted as a carbonatic platform with a complex of non-emergent microbialitic mounds and ponds with restricted circulation.

Introducción

La Formación La Flecha (Cámbrico superior) aflora en la Precordillera y está constituida por depósitos carbonáticos con un estilo de sedimentación microbialítico, que muestra un excepcional desarrollo de trombolitos y estromatolitos.

El objetivo de este trabajo comprende la descripción e interpretación de las facies microbialíticas y de las microfacies asociadas, en los perfiles expuestos en los cerros La Silla y Viejo de San Roque (localidad de Agua Negra) en las proximidades de Jáchal, en la Precordillera Central sanjuanina (Fig. 1). El análisis define un modelo depositacional comparable al interpretado por Armella (1994) para la Formación La Flecha en la Precordillera Oriental.

Los antecedentes referentes a estructuras microbialíticas en esta zona son escasos (Armella 1989 a, 1989b, 1989c; Cañas 1990). Baldi *et al.* (1981) nominaron Formación San Roque a la sucesión aflorante en la Precordillera Central y consideraron a esta unidad como una variación septentrional de la Formación La Flecha, aflorante en la Precordillera Oriental. Pereyra (1985, 1986) hizo el estudio estratigráfico e interpretación paleoambiental de las acumulaciones microbialíticas, en la localidad de cerros Agua Negra en el Departamento de Jáchal. Armella y Cabaleri

(1992) interpretaron y tipificaron cuatro ciclos somerizantes representativos de la unidad en ese perfil.

Las autoras consideran necesario reemplazar el término Formación San Roque en la Precordillera, ya que esta nominación fue asignada por Baldoni (1937) y posteriormente formalizada por Flores (1969), para las sedimentitas rojas de edad terciaria de la Sierra de San Luis, ubicadas en la zona central del departamento Capital de la Provincia de San Luis. En el presente trabajo las autoras coinciden con Keller *et al.* (1994) en considerar a esta sucesión carbonática como Formación La Flecha, teniendo en cuenta las notables similitudes biosedimentarias que existen entre los depósitos de la Precordillera Central y Oriental, además de las características paleoambientales y sus relaciones estratigráficas.

Las sucesiones estudiadas, de aproximadamente 300 m de espesor en el cerro La Silla y 500 m de espesor en el cerro Viejo San Roque, presentan escasos restos faunísticos reconocibles. Pereyra (1986) menciona fragmentos mal conservados de gastrópodos y trilobites provenientes del cerro Viejo San Roque, posteriormente Vaccari (1994) encontró una variada fauna de trilobites, indicativos de edad franconiana a trempeleauana tardía (Zona de Saukia) en la quebrada de La Flecha y de edad dresbachiana (Zona de

Crepicephalus) en las secciones de Guandacol (Provincia de La Rioja).

La Formación La Flecha sobreyace en contacto por falla a la Formación Zonda, sin contenido faunístico y cuyas características fueron analizadas en el cerro La Silla por Armella *et al.* (1995). Los niveles superiores de la Formación La Flecha pasan gradualmente a la Formación La Silla, mostrando un marcado decrecimiento de la tendencia a formar ciclos.

Metodología

La unidad estudiada está integrada por ciclos microbialíticos en sucesiones suavemente somerizantes, las cuales fueron analizadas mediante microperfiles de detalle. El análisis y descripción de las micro, meso y megaestructuras de trombolitos y estromatolitos, fue realizado de acuerdo con los esquemas de Hofmann (1969, 1973), Preiss (1972, 1976), Walter (1972), Grey (1989), Grey *et al.* (1990) y Armella (1990).

Las microfacies fangosas asociadas fueron estudiadas según el criterio de Flügel (1982), aplicable a bancos conspicuos de rocas carbonáticas, diferenciados por sus características litológicas, texturales, de fábrica y respuesta diferencial al ataque de ácido clorhídrico diluido al 10% y tinción con Alizarina S roja. Las muestras se extrajeron orientadas con respecto al techo de los niveles.

Las rocas fueron clasificadas de acuerdo a Dunham (1962) y Embry y Klovan (1972). Para el reconocimiento e interpretación de los elementos composicionales se tuvieron en cuenta los conceptos de

Folk (1959, 1962), Elf-Aquitaine (1977), Flügel (1982) y Strasser (1986) y para la descripción textural a Flügel (1982). Las microfacies se establecieron sobre la base de los criterios de Flügel (1982) y Wilson (1986).

Facies microbialíticas

El término "microbialita" fue definido por Burne y Moore (1987) para designar a depósitos organosedimentarios, entre los que se encuentran estromatolitos y trombolitos, generados por la actividad de comunidades microbianas bentónicas (CMB), que capturan las partículas sedimentarias o bien promueven la biomineralización de sus tejidos orgánicos. Se entiende por "microbio" a todo organismo microscópico y entre los principales constructores de estructuras se encuentran bacterias, cianobacterias y algas (Riding 1991).

La Formación La Flecha provee un excelente ejemplo de biosedimentación formada por ciclos (Fig. 2 y 3) con notable predominio de trombolitos con respecto a estromatolitos en un patrón con tendencia somerizante. Se definieron cinco facies microbialíticas que gradan entre sí y que exhiben frecuentes cambios locales y variaciones laterales.

F1: Facies de estromatolitos planos y domales de bajo relieve sinóptico (Figs. 5:a y 6:a), en niveles de aproximadamente 0,50 m de espesor. Predominan los de laminación plana y continua con perfil crenulado. Le siguen en orden de abundancia los de laminación discontinua y perfil ondulado, los pseudocolumnares y la asociación de estromatolitos planos con oncolitos.

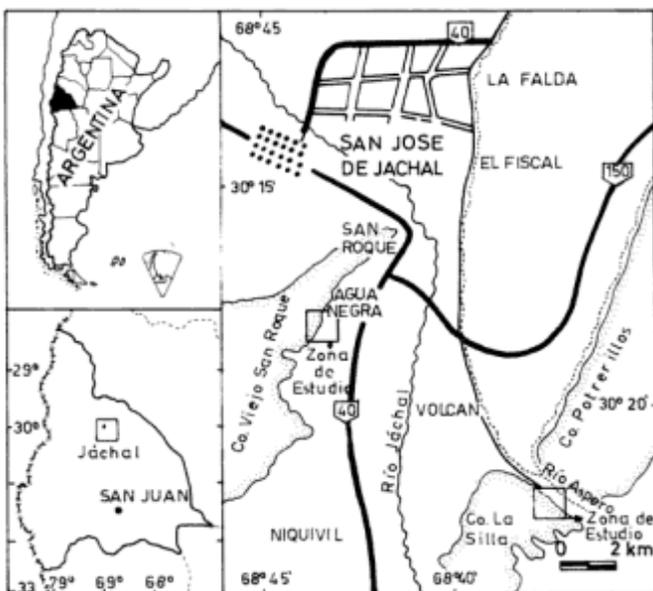


Figura 1: Mapa de ubicación.

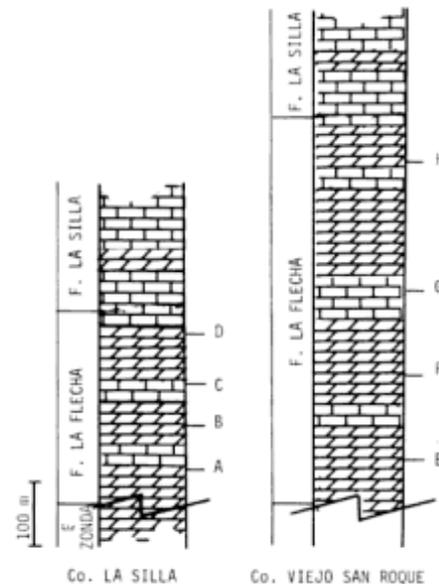


Figura 2: Columnas litoestratigráficas de la Formación La Flecha en las localidades de cerro La Silla y cerro Viejo San Roque. Los ciclos carbonáticos A-H se grafican en detalle en la Fig. 3.

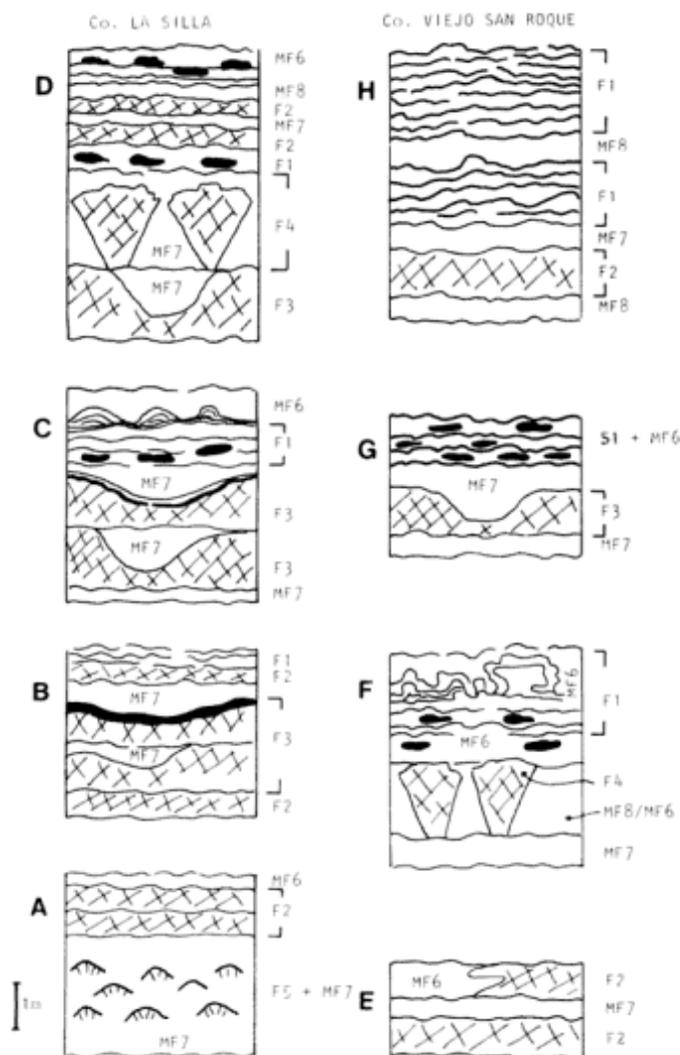


Figura 3: Detalle de los ciclos representativos de la Formación La Flecha en el cerro La Silla y cerro Viejo San Roque.

Los primeros desarrollan una acreción en cuplas, paralela y regular, constituida por láminas micríticas de color gris castaño, que no superan los 0,50 cm, con textura gruesa-peloidal y cubiertas por una película micrítica más oscura. Estas láminas alternan con otras de color castaño claro, de 0,2 a 0,5 mm de espesor, de aspecto macizo a grueso, con frecuentes intercalaciones de esparita blanca. En el conjunto de láminas se identifican niveles esporádicos, de aproximadamente 1,50 cm, compuestos por fragmentos estromatolíticos. Se observan también escasas láminas afectadas por bioturbación.

Aparece además otro tipo de estromatolitos planos, con laminación discontinua, perfil suavemente ondulado y en los cuales, a diferencia del caso anterior, el patrón de acreción no forma cuplas, sino que está definido por la sucesión de un mismo tipo de lámina (de

1 a 2 cm), con variación vertical de su textura. En la base cada unidad es peloidal-vermiforme, graduando a gruesa en el techo. Las láminas culminan con fábrica fenestral y superficie oxidada, frecuentemente asociadas a estructuras *tepees* que aparecen como pseudo plegamientos de las láminas del tipo *chevrons* (Wilson 1986; Flügel 1982).

Con menor frecuencia aparecen estromatolitos planos caracterizados por una laminación fina con nódulos y niveles de chert, que evolucionan a estromatolitos pseudocolumnares y acumulados (*"cumulates"* sensu Preiss 1972, 1976 y Walter 1972). Estos gradan hacia arriba a domos subhemisféricos de bajo relieve sinóptico (70 cm de base y 30 cm de altura), con bajo grado de herencia del substrato. Se presentan lateralmente unidos a estromatolitos nodulares, con un grado de espaciamiento cercano (Preiss 1976). El tipo de acreción es paralelo y en el caso de los nodulares es envolvente. La laminación está definida por la repetición de un conjunto de láminas de micrita gruesa (1 mm), de chert negro (0,5 mm) y de esparita muy sucia (1,5 mm). Macroscópicamente este patrón se manifiesta como una alternancia de láminas castaño claro y oscuro, de 0,5 cm de espesor, que culminan frecuentemente con un reborde arcilloso. Se registran niveles que muestran acuñamiento de los *sets* de láminas.

Se identificaron estromatolitos con laminación encapsulada (Walter 1972) u oncolitos, también llamados cianoides (Riding 1983, 1991) interestratificados con estromatolitos planos de laminación continua, como así también con *mudstone* con laminación microbialítica (microfacies MF6). Estas formas son elipsoidales, de 20 x 15 cm, con actitud horizontal de su eje mayor. Presentan laminación concéntrica de aproximadamente 1 cm de espesor, compuesta por chert negro y castaño, con núcleos macizos de la misma composición. El patrón de crecimiento es asimétrico, siendo más delgadas las láminas inferiores. Algunos oncolitos están unidos por sus láminas exteriores formando rosarios en niveles que pueden gradar lateralmente a estromatolitos planos de chert negro y castaño.

Ambiente: La extensión lateral de los estromatolitos, la asociación con estructuras *tepee*, fábricas fenestrales y la alternancia con niveles tempestíficos y de remoción del substrato biogénico, sugieren ambiente de planicie intermareal somera-perimareal. El mismo estuvo afectado por un oleaje poco intenso, tal como lo indica el bajo relieve de los estromatolitos, la asimetría vertical y coalescencia lateral de los oncolitos. Si bien esporádicamente estuvo afectado por episodios de incremento de energía, posiblemente vinculados con tormentas.

F2: Facies de trombolitos estratiformes o tabulares (Figs. 5:b,c y 6:b). Estas microbialitas predominan netamente en la sucesión y forman extensos biostromas de aproximadamente 1,50 m de espesor,

aunque en la base del perfil superan los 3 metros. Es muy común observar que un conjunto de dos o más trombolitos apoyan directamente uno sobre el otro.

Las mesoestructuras más comunes son encefálica, horizontal y gradaciones de base a techo de encefálica a vertical. Las fábricas o mesoestructuras están compuestas por tromboideos ameboidales, postrados, parcialmente interconectados y digitados anastomosados (Fig. 4b). Los tromboideos son micríticos, ricos en materia orgánica y materiales arcillosos, con superficie lisa y silíceos-micríticos, con superficie rugosa. La textura es grumosa-peloidal, aunque también se registraron tromboideos macizos.

El material ligante de los tromboideos es fango micrítico grumoso. En algunos casos, como consecuencia de la interferencia entre los peloides microbianos calcificados, se observan cavidades protegidas, rellenas con cemento esparítico. Se identificaron venillas verticales rellenas con esparita.

Ambiente: La fábrica encefálica indica un crecimiento uniforme e isótropo de las comunidades de cocoides y cianobacterias, frecuentemente en facies submareal somera. El incremento en la anisotropía, en este caso la gradación de la fábrica encefálica a vertical, señala un crecimiento más puntual de las comunidades microbianas, probablemente como respuesta al fototropismo en facies submareales con aguas más pandas (Armella 1994).

Se observan estructuras debidas a escape de gas por descomposición de la materia orgánica (Kennard 1994), que se manifiestan como venillas verticales rellenas con esparita blanca.

La asociación de fábricas y la morfología de los cuerpos sugiere ambiente submareal somero-intermareal inferior (Armella 1994).

F3: Facies de trombolitos estratiformes-domales de bajo relieve sinóptico, que forman biostromas de aproximadamente 2 m de espesor (Figs. 5:d y 6:d). Son más conspicuos en los últimos 25 metros de la secuencia.

Presentan características muy similares a los trombolitos estratiformes, pero se diferencian de ellos en su techo convexo, formando domos de 0,50 a 1 m de relieve sinóptico, entre los que se depositó fango micrítico, con microestructura grumosa. La fábrica es encefálica, aunque se observaron escasos ejemplares con mesoestructura horizontal y vertical. Los tromboideos son ameboidales y lobulados de micrita grumosa y peloidal y escasamente de chert peloidal con micrita.

Se hallan asociados a los trombolitos tabulares y es frecuente que apoyen directamente sobre ellos, o que graden lateralmente a esta megaestructura.

Ambiente: Los trombolitos estratiformes-domales, asociados a fango micrítico (MF7), frecuentemente bandeado, como relleno entre los domos, se habrían formado en ambiente submareal de baja profundidad y debajo del tren de olas.

F4: Facies de trombolitos en forma de cono invertido (Armella 1994). Los trombolitos cónicos o en abanico (Armella 1990) crecieron a partir de una base roma de 0,50 m y alcanzan una altura y un ancho máximo de aproximadamente 2 metros. Presentan fábrica radial y en menor proporción encefálica, compuestas por tromboideos digitados y ameboidales, parcialmente interconectados, de micrita y chert negro (Fig. 4a). El espaciamiento entre los cuerpos es próximo (Preiss 1976) y frecuentemente muestran coalescencia de los techos, suavemente convexos.

Ambiente: El patrón divergente de crecimiento y de su fábrica fue favorecido por una muy baja tasa de sedimentación entre los trombolitos (Armella 1994) en un medio submareal protegido de la acción del oleaje y de corrientes.

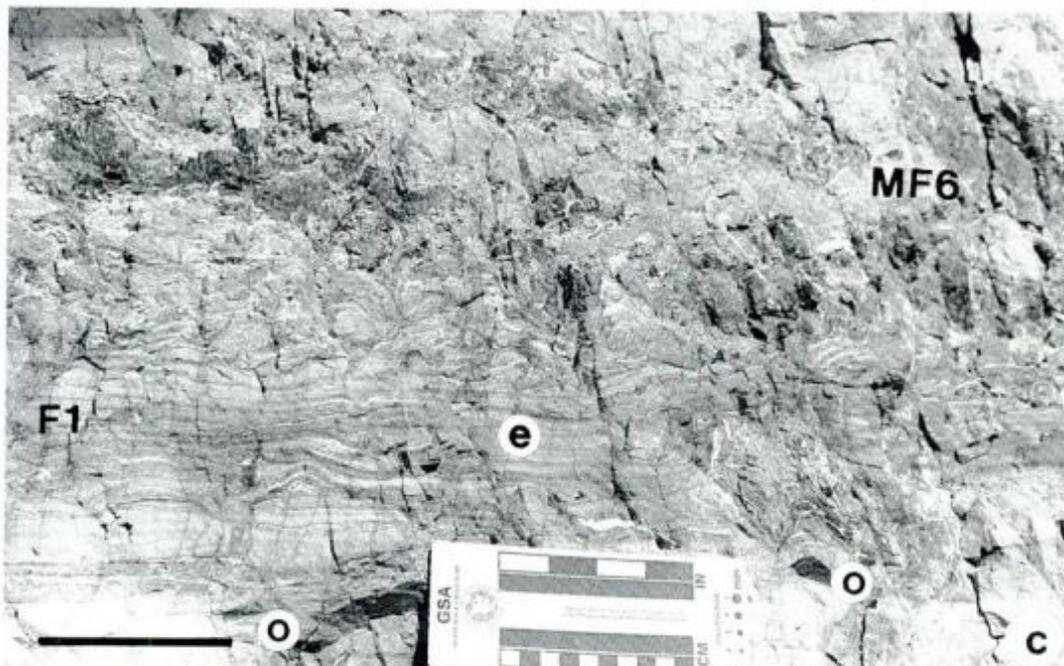
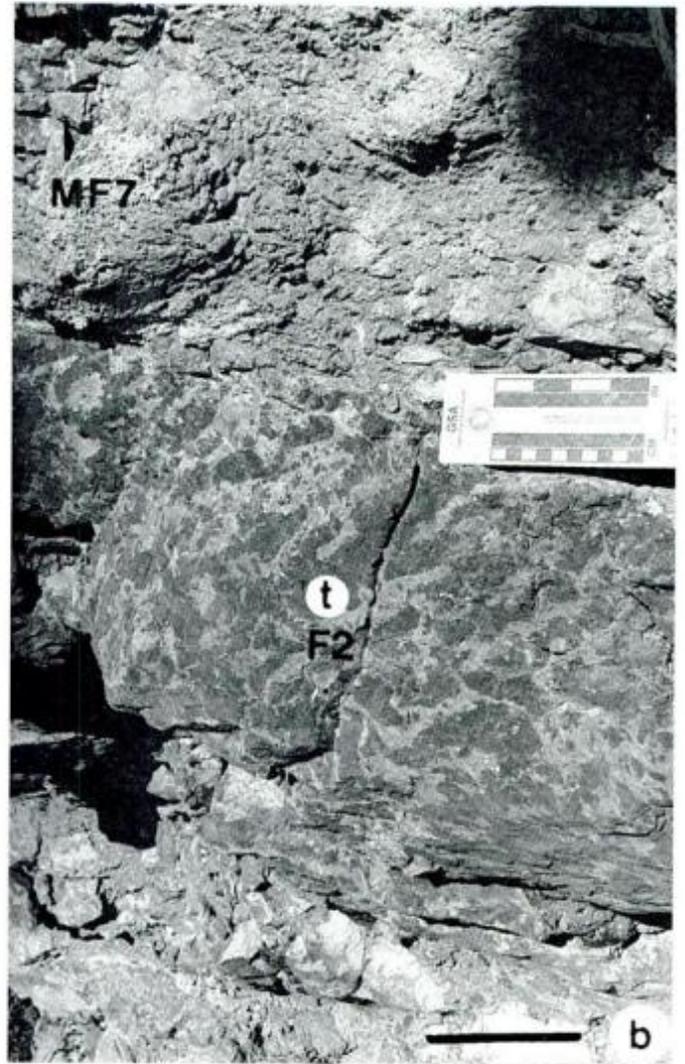
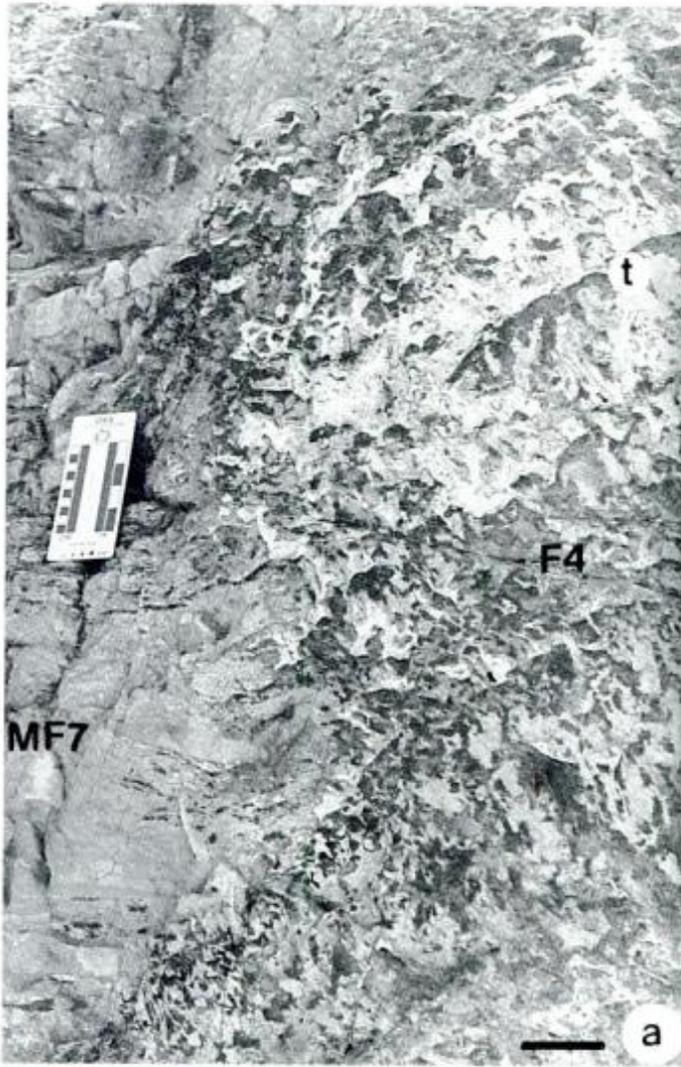
F5: Facies de trombolitos domales (Fig. 5:e). Estos cuerpos se registraron solamente en la base de la secuencia y aparecen como domos sub-hemisféricos de base plana y 0,30 m de relieve, dispersos en un mudstone con microestructura grumosa (MF7). Las fábricas son verticales y radiales, compuestas por tromboideos digitados y ameboidales, de chert y micrita, parcialmente interconectados.

Ambiente: La presencia de cuerpos domales pequeños, aislados, asociados con fangos micríticos y con crecimiento de las comunidades microbianas formando diseños delicados y de trama abierta, sugiere ambiente submareal protegido de la circulación del agua, con condiciones menos favorables para el desarrollo de la materia orgánica y algo más profundo que la F4.

Microfacies asociadas a estromatolitos y trombolitos

Las microfacies vinculadas a los cuerpos trombolítico-estromatolíticos se presentan interdigitadas con las construcciones microbialíticas o como rellenos, o bien formando bancos de varios metros de

Figura 4: a) Detalle del contacto entre la MF7 y el flanco de un trombolito en forma de cono invertido (F4). La fábrica es encefálica compuesta por tromboideos (t) ameboidales de micrita y chert, parcialmente interconectados. b) Trombolito estratiforme con fábrica encefálica formada por tromboideos (t) ameboidales micríticos (F2). Contacto neto superior con MF7. c) Nivel de estromatolitos estratiformes (e) con láminas planas que pasan a suavemente onduladas, con bajo relieve sinóptico (F1). En la base se observan oncolitos (o) y hacia el techo los estromatolitos gradúan a MF6. **Escala:** la barra representa 10 centímetros.



espesor. Se diferenciaron tres microfácies fangosas (MF6, MF7 y MF8) y una microfácies (MF9) vinculada a un episodio de alta energía.

MF6: *Mudstone* con laminación microbiana y fábrica fenestral (Figs. 5:f y 6:c). La microestructura bandeada está originada por la superposición de láminas claras y oscuras, con superficies crenuladas. Las láminas están constituidas por dolomita microesparítica y localmente se encuentran interrumpidas por el efecto de escape de gases. Las bandas claras poseen una menor proporción de partículas aglutinadas, en donde los grumos de micrita están formados por desprendimiento del fango presente en las bandas oscuras. En algunos sectores las láminas son más espesas (3 cm) y presentan una microestructura grumosa a peloidal, con fenestras rellenas por un mosaico cristalino de esparita cálcica.

Ambiente: Intermareal medio a superior.

MF7: *Mudstone* de microestructura grumosa, con trombolitos dispuestos en una trama reticulada abierta (Figs. 6:e,f). En algunos niveles se reconoce una incipiente laminación con características semejantes a la estructura vermiforme de Kennard (1994). El neomorfismo borró parte de la estructura laminar produciendo una gradación con la estructura grumosa, en la cual los microtrombolitos de carbonatos oscuros están separados por parches irregulares de carbonatos microcristalinos claros. Los trombolitos, principales constituyentes de los trombolitos, provendrían del desprendimiento y la interdigitación de los flancos de estas estructuras. En algunos sectores es frecuente la presencia de poros parcialmente rellenos por cemento, que estarían relacionados con la laminación fenestral. *Ambiente:* submareal protegido por los montículos microbianos.

MF8: *Mudstone* bioturbado (Fig. 7:a). Los niveles están intensamente bioturbados, probablemente por la acción de algas perforantes, por lo que las estructuras primarias del sedimento están obliteradas. No obstante, en algunas zonas relícticas se observa una estructura microgrumosa formada por parches micríticos, entre los cuales quedó atrapado el fango carbonático con importante contenido de material arcilloso. Los canales de bioturbación están rellenos por cemento de esparita cálcica equigranular.

Ambiente: Intermareal bajo y protegido, vinculado a estromatolitos.

MF9: *Floatstone*, mal seleccionado, compuesto por fragmentos de 4 cm de longitud de masas trombolíticas (Figs. 7:b, c, d). Las partículas entre 100 mm y 0,5 mm están representadas por fragmentos de rocas

volcánicas silicificadas, intraclastos micríticos, cristales de feldespatos y restos de trilobites indeterminados. Los silicoclastos son muy angulosos y los intraclastos presentan sus bordes redondeados. El material ligante está constituido por micrita grumosa.

Ambiente: La microfácies puede vincularse con un importante episodio de tormentas que afectó la planicie de mareas.

Relaciones laterales y verticales entre las facies microbialíticas y las microfácies fangosas

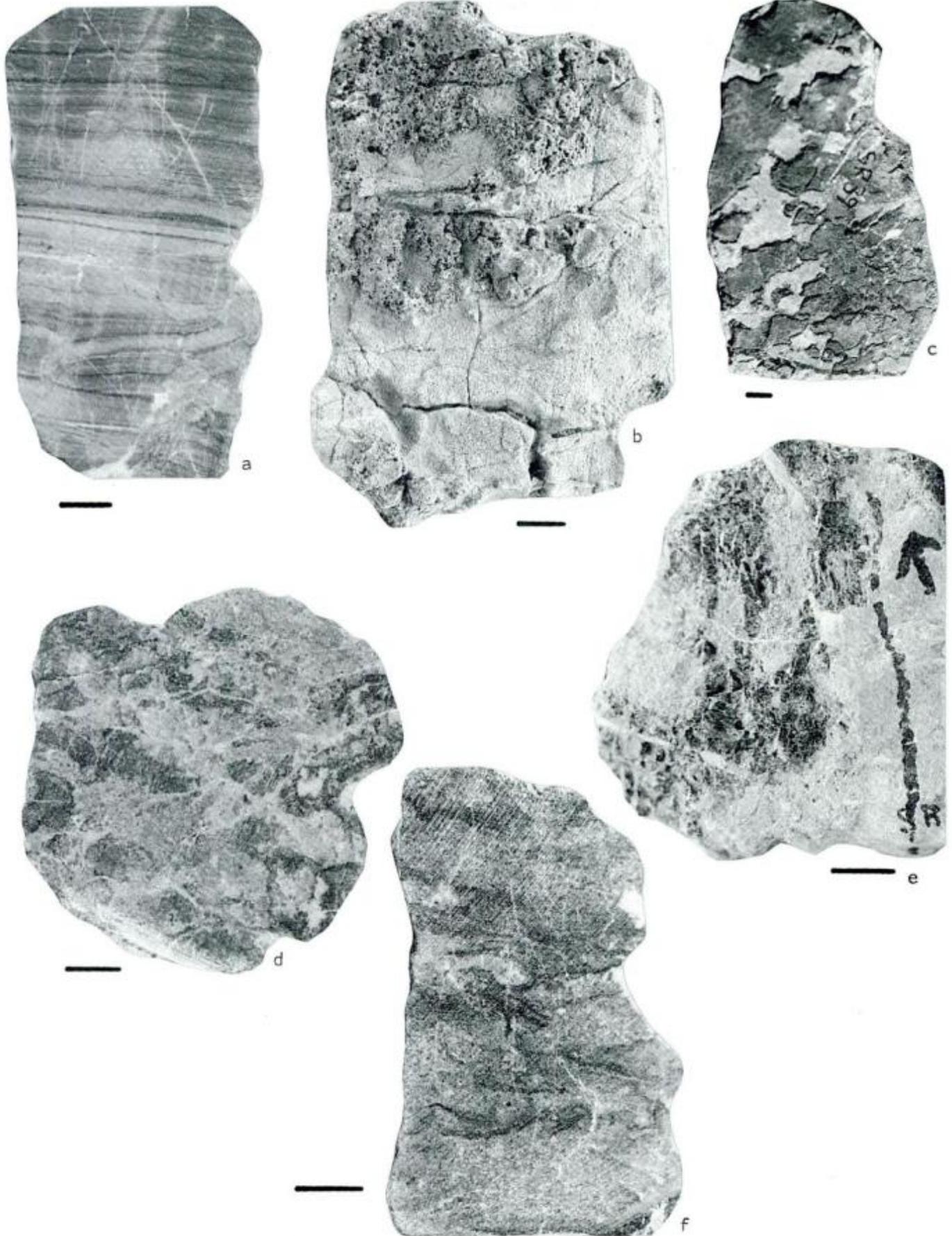
La facies de estromatolitos planos y de bajo relieve sinóptico (F1) varía lateralmente y alterna con fangos laminados (MF6) y algunos bioturbados (MF8) de ambiente intermareal (Fig. 8). Los biostromas de trombolitos estratiformes (F2) presentan contacto basal neto con la microfácies MF7 y en menor frecuencia con las microfácies MF8 y MF6. En general el diseño de los trombolitos se hace más abierto hacia el techo, mostrando un pasaje vertical gradual e intercrecido con: a) microfácies MF7, b) microfácies MF7 y niveles estromatolíticos (F1), c) microfácies MF7 y niveles tempestíticos (MF9), d) menos frecuentemente con la microfácies MF8, e) más raramente con la microfácies MF6 (Tabla 1).

Los trombolitos estratiformes domales de bajo relieve sinóptico (F3) presentan bases suavemente onduladas y se desarrollaron: a) uno sobre otro, b) sobre estromatolitos (F1) o c) sobre las microfácies MF6, MF7 y más raramente sobre MF8. Los topes de los biostromas, crenulados, en la mayor parte de los casos pasan verticalmente a la microfácies MF7. Sin embargo, a veces están asociados a niveles de chert negro con estructura estromatolítica (F1), o bien a trombolitos en forma de cono (F4) o a la microfácies MF6 o a la microfácies MF8.

Los trombolitos en forma de cono invertido (F4) presentan en el techo y en la base niveles de oncolitos (F1) interestratificados con *mudstone* con microestructura grumosa (MF7). Lateralmente pasan a la MF7, con flancos intercrecidos con el relleno bandeado. La presencia de desprendimientos trombolíticos en el material de relleno señala que estas microbialitas crecieron en un ambiente de baja energía.

Los trombolitos domales (F5) se encuentran siempre diseminados en la MF7 (*mudstone* de microestructura grumosa).

Figura 5: Fotografías de muestras de mano. **Escala:** la barra representa 1 centímetro. **a)** F1: Facies de estromatolitos planos y domales de bajo relieve sinóptico. Estromatolito plano, en los niveles inferiores se observa acuñamiento de las láminas por corrientes. **b) y c)** F2: Facies de trombolitos estratiformes. Trombolitos ameboidales de sílice, subhorizontales, con superficie escoriácea. Trombolitos ameboidales micríticos con fábrica encefálica subhorizontal. **d)** F3: Facies de trombolitos estratiformes-domales de bajo relieve sinóptico. Trombolitos ameboidales lobulados. **e)** F5: Facies de trombolitos domales. Trombolitos ameboidales digitados con fábrica vertical. **f)** MF6: *Mudstone* con laminación microbiana y fábrica fenestral. Relleno microbialítico laminado, con láminas discontinuas y bandas peloidales.



Modelo depositacional

La Formación La Flecha, en la región de Jáchal, está constituida por la acreción de cuerpos microbialíticos en ciclos de aproximadamente 10 m de espesor, con tendencia suavemente somerizante (Figs. 3 y 8)

desarrollados bajo condiciones de subsidencia continua. Este patrón biosedimentario fue dominante y se desarrolló sobre la planicie de mareas de una extensa plataforma carbonática, con suave pendiente, sin aporte terrígeno (Fig. 9).

Las microbialitas crecieron formando biostromas

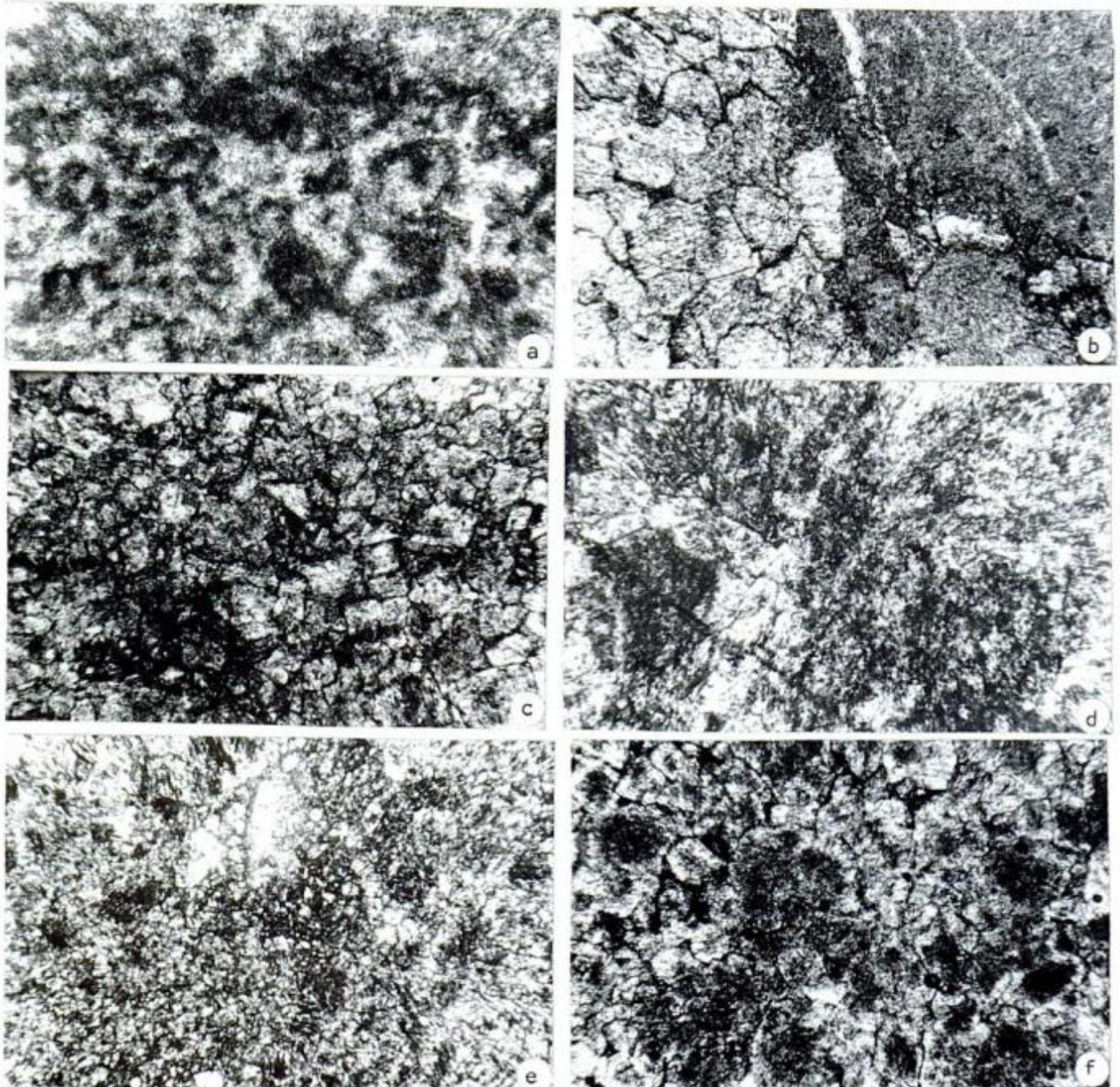


Figura 6: Microfotografías. Todas x 35. **a)** F1: Facies de estromatolitos planos y domales de bajo relieve sinóptico. Lámina de estromatolito con textura peloidal vermiforme. **b)** F2: Facies de trombolitos estratiformes. Contacto entre tromboide micrítico y cemento de esparita granular. **c)** MF6: *Mudstone* con laminación microbiana y fábrica fenestral. Detalle de las láminas claras compuestas por cristales de esparita con rebordes micríticos. **d)** F3: Facies de trombolitos estratiformes-domales de bajo relieve sinóptico. Tromboide con textura peloidal. **e)** y **f)** MF7: *Mudstone* de microestructura grumosa. Textura grumosa. Microtromboide con textura grumosa en cemento intergranular doloesparítico.

(Fig. 3), que se interdigitan con las microfácies fangosas (Tabla 1). La distribución de los cuerpos se asemeja al modelo de islas propuesto por James (1984) y Pratt y James (1986) para los ciclos somerizantes del Grupo St. George (Ordovícico inferior) del oeste de Newfoundland. Este esquema está formado por un mosaico de islas o de bancos de bajo relieve rodeado por áreas submareales, con variaciones laterales y verticales que responden a las condiciones hidrodinámicas. El estilo cíclico resulta de la combinación de pequeñas fluctuaciones del nivel del mar y de superposiciones de migraciones laterales de las construcciones trombolítica-estromatolíticas.

En el modelo definido para la Formación La Flecha, en Precordillera Central, predomina ampliamente el ambiente submareal somero-intermareal, como lo evidencia el amplio desarrollo de la facies de trombolitos tabulares (F2). Se desarrollaron cinturones de lagunas submarinas (*ponds*), dispuestos en forma paralela a la línea de playa en los que se depositaron fangos calcáreos, identificados como microfácies fangosas (MF6, MF7 y MF8). Las "islas" o montículos (Fig. 8) son por sí mismos secuencias somerizantes que

evolucionaron sobre un fango de origen microbialítico (MF7), sobre el que crecieron trombolitos estratiforme-tabulares (F2) y estratiformes domales (F3) en ambiente submareal somero a intermareal, con amplio predominio de los primeros (F2). Estas megaestructuras impidieron en cierta forma la circulación del agua (Fig. 9), y culminan con estromatolitos planos y domales de bajo relieve (F1) en una clara tendencia somerizante.

Entre estos abultamientos se depositaron fangos microbialíticos (MF7) sobre los que crecieron trombolitos domales dispersos (F5) (Figs. 8 y 9). La microfácies MF7 (*mudstone* de microestructura grumosa) indica el ambiente submareal que se formó entre las "islas" de trombolitos-estromatolitos. En estas lagunas o *ponds* la energía fue baja y el único movimiento de las aguas que se registra se debe a las corrientes de marea.

Las características de la microfácies MF8 (*mudstone* bioturbado) son propias del ambiente intermareal bajo, con predominio de sedimentación por decantación en áreas tranquilas y protegidas. Se infiere abundante desarrollo de algas perforantes, cuya acción se evidencia en la intensa bioturbación de tipo penetrante

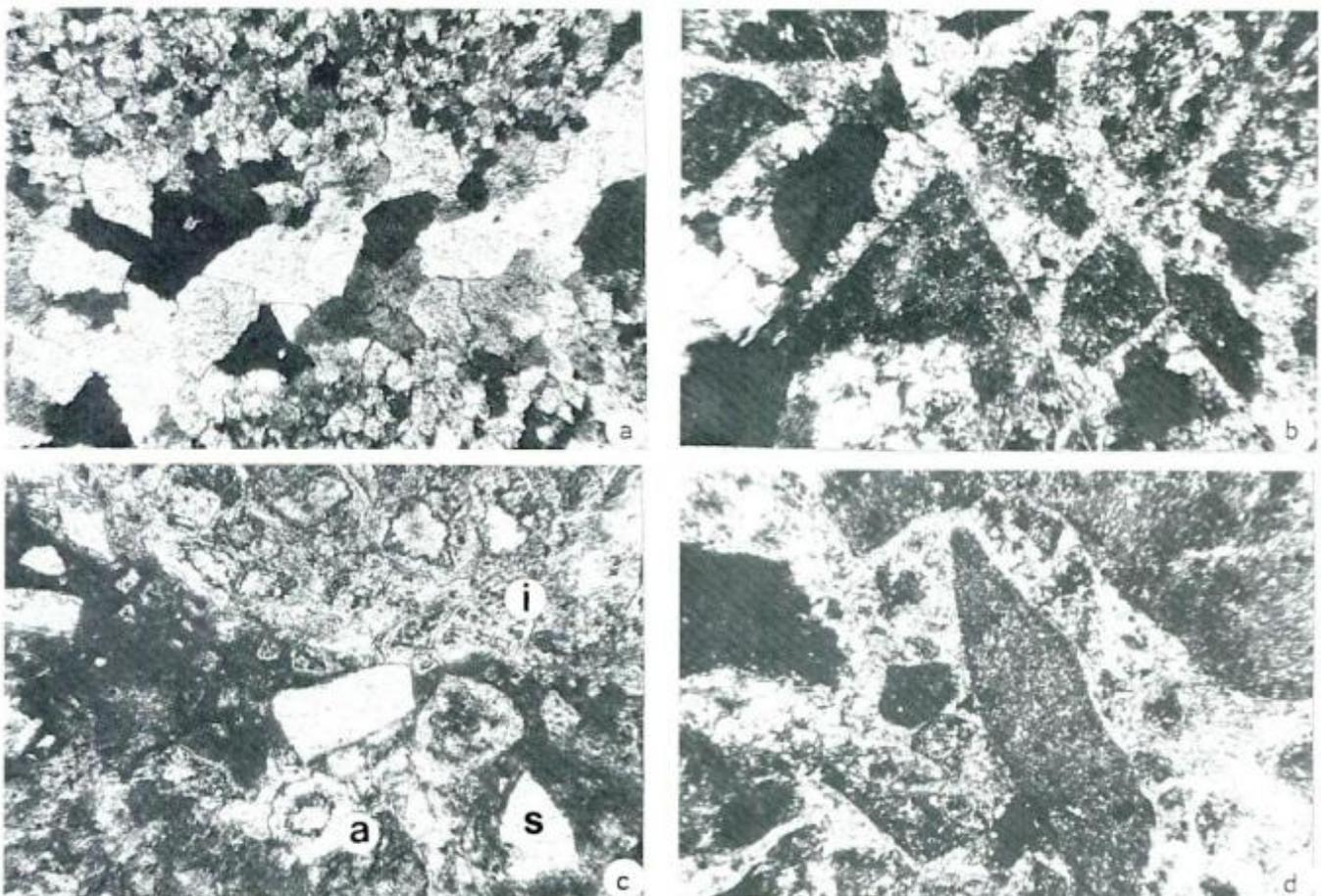


Figura 7: Microfotografías. Todas x 35. **a)** MF8: *Mudstone* bioturbado. Detalle de un canal de bioturbación relleno con esparita. **b-d)** MF9: *Floatstone* compuesto por grandes clastos originados por el desprendimiento de masas trombolíticas. **b y d.** Fragmentos angulosos de rocas volcánicas. **c.** Intraclasto (i), fragmento de sílice anguloso (s) y bioclasto algal mal conservado (a).

Tabla 1: Relaciones laterales y verticales entre facies microbialíticas y las microfacies fangosas. Los paréntesis indican asociaciones poco frecuentes.

Facies	Techo	Base	Laterales
F1	MF6 MF8	MF6 MF8	MF6 MF8
F2	MF7 MF7 + F1 MF7 + MF9 (MF8) (MF6)	MF7 MF8 MF6	MF7
F3	MF7 F4 MF6 (F1) (MF8)	F3 F1 MF6 MF7 (MF8)	MF7
F4	MF7 + F1	MF7 + F1	MF7
F5	MF7	MF7	MF7

del substrato, causando la proliferación de peloides y limos fangosos (James 1984). Se pueden observar casos análogos en planicies de mareas actuales, afectadas a climas húmedos (Hardie 1977).

La microfacies *mudstone* con laminación microbiana y fábrica fenestral (MF6) sugiere una zona intermareal medio-superior de planicie de mareas. La misma está estrechamente vinculada con los montículos de trombolitos-estromatolitos, en un ambiente bien oxigenado que permitió el óptimo crecimiento de las matas algales (James 1984). Por lo tanto, la actividad microbiana podría ser la principal fuente de producción del carbonato (Reid 1987). Se interpreta que la influencia de los micro-organismos sería preponderante en la generación de micrita en las partículas aglutinadas (Höhn 1988), como así también en la formación de los tapices algales en ausencia de detritos (Bertrand-Sarfati y Milandou 1989). En consecuencia, las estructuras algales serían las únicas productoras de fango carbonático. En esta microfacies es conspicua la presencia de fenestras que originan una laminación irregular. Su origen está vinculado a la descomposición de las matas algales durante el soterramiento y la pérdida de gas entrampado en los

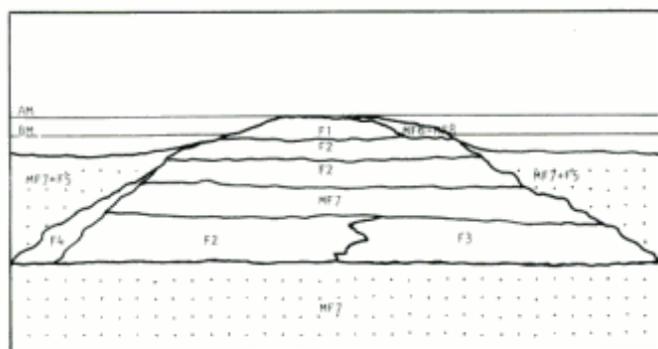


Figura 8: Esquema de un montículo teórico. Sin escala.

poros (James 1984). Posteriormente, durante la diagénesis, estos poros fueron rellenados con calcita cristalina.

En el perfil del cerro La Silla se destaca un nivel que corresponde a la microfacies MF9 (*floatstone*) originada por la acumulación de sedimentos vinculados con un episodio de tormentas. La microfacies está formada por clastos de rocas volcánicas y fragmentos de cristales de feldespatos que indican proximidad con centros efusivos. La presencia de intraclastos micríticos sería el resultado de la litificación temprana del fondo marino, seguida por erosión y redepositación (Sepkowski 1981), mientras que aquéllos que poseen estructuras algales provendrían de la destrucción de las microfacies microbialíticas.

En el tramo basal predomina ampliamente el tipo de sucesión fangosa de ambiente submareal-intermareal (MF7 y MF6) (Fig. 3A, E) y es un pasaje gradual de la Formación Zonda (Cámbrico medio-superior) que fue analizado por Armella *et al.* (1995) en la misma región. El modelo de montículos predomina a partir de los primeros 50 m de la sucesión, tal como queda representado en las Figs. 3B, C, D, F, G.

En los últimos 20 m del perfil del cerro La Silla, las islas (Fig. 8) se encuentran dispersas en la sucesión fangosa, que se hace más potente y presenta amplio desarrollo de la microfacies MF7, en un pasaje gradual a la Formación La Silla. En este cerro los montículos (Fig. 3D) están constituidos por alternancia de trombolitos estratiforme-domales (F3) y niveles de trombolitos en forma de cono invertido (F4) coalescentes. En la localidad de Agua Negra (cerro Viejo San Roque) los abultamientos son más escasos y menos definidos (Fig. 3H) y están compuestos por niveles de microbialitas estromatolitiformes que interdigitan lateralmente con lentes trombolíticas (F2). La asociación de facies trombolíticas y microfacies fangosas-microbialíticas evidencia una profundización del área de sedimentación, con neto predominio del

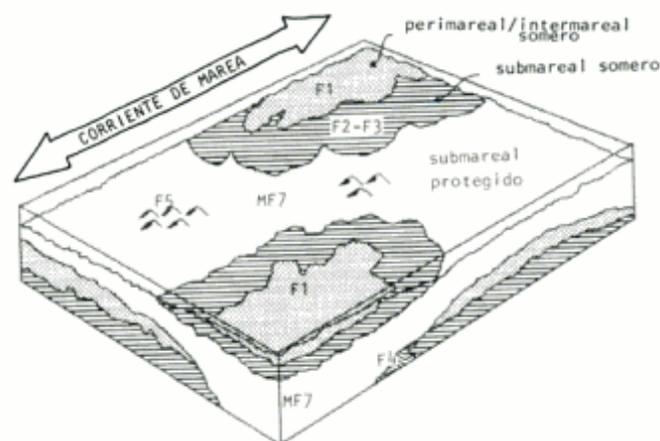


Figura 9: Block-diagrama idealizado de un sector de la plataforma del Cámbrico superior de la Precordillera Central, con formación de montículos microbialíticos.

ambiente submareal en el cerro La Silla, mientras que es algo más somero hacia el sur (perfil del cerro Viejo San Roque), tal como lo manifiesta la mayor frecuencia de estromatolitos en esta localidad.

Esta tendencia transgresiva es un preludio de la gran transgresión arenigiana de la Formación San Juan. Durante el Arenigiano los estromatolitos y trombolitos desaparecen, coincidiendo con el florecimiento de la abundante fauna ordovícica.

Conclusiones

En la Precordillera Central, el Cámbrico superior está representado por los depósitos microbialíticos de la Formación La Flecha, que crecieron sobre la plataforma carbonática del Cámbrico medio-superior de la Formación Zonda.

El modelo depositacional corresponde a un complejo de montículos no emergentes, que delimitan lagunas someras (*ponds*) predominando el ambiente submareal.

Los montículos son cuerpos formados por trombolitos, especialmente estratiforme-tabulares (F2) de ambiente submareal somero-intermareal inferior. Se identificaron también trombolitos estratiforme-domaes (F3) de ambiente submareal y en forma de cono invertido (F4) de ambiente submareal protegido. Estos cuerpos microbialíticos se desarrollaron hasta que los estromatolitos (F1) alcanzaron el nivel del mar en ambiente intermareal alto. Los trombolitos domales de la facies F5, de ambiente submareal protegido, crecieron diseminados en los fangos microbialíticos de la microfacies MF7. Los cuerpos biostromales se encuentran interdigitados con las microfacies fangosas.

La secuencia presenta un patrón de biosedimentación cíclica que se debe a suaves fluctuaciones del nivel del mar y a migraciones laterales de los cuerpos biostromales.

Los cuerpos trombolítico-estromatolíticos restringen la circulación del agua, creando subambientes protegidos donde se formaron las microfacies fangosas: MF6 de ambiente intermareal medio a superior, MF7 de ambiente submareal protegido por los montículos microbianos y MF8 de ambiente intermareal bajo y protegido, vinculado a estromatolitos. La microfacies MF9 corresponde a un episodio de tormentas que afectó a la planicie mareal y sepultó los montículos microbialíticos.

Hacia el techo de la sucesión se profundiza el área de sedimentación, como lo indica el incremento en la potencia de las microfacies fangosas, concordante con la disminución gradual de los montículos. Esta tendencia anuncia la gran transgresión arenigiana de la Formación San Juan y el cambio del estilo de sedimentación.

Agradecimientos

Expresamos nuestro agradecimiento a B. Baldis, al Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", al Instituto de Geología Isotópica y a la Universidad de San Juan. Deseamos manifestar nuestra gratitud a G. Holfeltz por su desinteresada dedicación en la realización del material fotográfico. El estudio ha sido solventado por el Proyecto de Investigación Anual (PIA N°0215/90) del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

Este trabajo es una contribución al Proyecto N°380 del IGCP: "Correlation and Biosedimentology of Stromatolites, Mud Mounds and related Microbial Buildups in the Precambrian and the Phanerozoic".

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Armella, C., 1989a. Estratigrafía de las Formaciones del Límite Cambro-Ordovícico en la Precordillera Oriental. Tesis de Doctorado. Universidad de Buenos Aires. 168 p. (inédito).
- Armella, C., 1989b. Microfacies trombolíticas de un biociclo ideal de la Formación La Flecha, Precordillera Oriental Argentina. Primera Reunión del Proyecto 270 (IGCP). Revista de Correlación Geológica 4/5 Instituto Miguel Lillo: 45-52. Tucumán.
- Armella, C., 1989c. Grupos morfológicos y fábrica de trombolitos del límite Cambro-Ordovícico de Argentina. Revista de Correlación Geológica 4/5 Instituto Miguel Lillo: 53-66. Tucumán.
- Armella, C., 1990. Guía práctica para la clasificación descriptiva de trombolitos. Actas 11° Congreso Geológico Argentino. 2:195-199. San Juan.
- Armella, C., 1994. Thrombolitic-stromatolitic cycles of the Cambro-Ordovician boundary sequence, Precordillera Oriental basin, western Argentina. En: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C.L. (Eds.): Phanerozoic Stromatolites II: 421-441. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
- Armella, C. y Cabaleri, N. G., 1992. Ciclos microbialíticos de la Formación San Roque (Cámbrico superior-Ordovícico inferior) en la localidad tipo, departamento de Jáchal, provincia de San Juan, Argentina. Conferencia Internacional del Paleozoico Inferior de Ibero-América Libro de Resúmenes: 36-37, Mérida, España.
- Armella, C., Cabaleri, N. G., Valencio, S. A. y Panarello, H. O., 1995. Litofacies e isótopos estables de la Formación Zonda (Cámbrico superior), en el cerro La Silla, Precordillera de San Juan. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50(1-4):219-229.
- Baldis, B. A., Bordonaro, O. L. y Beresi, M. S., 1981. Estromatolitos, trombolitos y formas afines en el límite Cámbrico-Ordovícico del oeste argentino. 2° Congreso Latinoamericano de Paleontología. Brazil, 1:19-31.
- Baldoni, J. L., 1937. Informe geológico sobre el Departamento General Belgrano, Prov. de San Luis. Informe Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires, N°0124. 24p. (inédito).
- Bertrand-Sarfati, J. y Milandou, E., 1989. Mécanismes de croissance des stromatolites géants infralittoraux, Proterozoïque supérieur de Congo. Bulletin Société Géologique France, 8(6):1185-1192.
- Burne, R.V. y Moore, L., 1987. Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaos*, 2: 241-254.

- Cañas, F.L., 1990. Biolitos microbianos (microbialitos) del Cámbrico tardío, Formación Los Sapos, Precordillera de La Rioja. Tercera Reunión Argentina de Sedimentología: 81-86.
- Dunham, R., 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (Ed.): Classification of Carbonate Rocks. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 1: 108-121.
- Elf-Aquitaine, 1977. Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés 2. Eléments d'interprétation. 231p. Boussins-Pau.
- Embry, A.F. y Klovan, E.J., 1972. Absolute waters depth limit Late Devonian paleoecological zones. Geologisches Rundschau 61(2): 672-686. Stuttgart.
- Flores, M. A., 1969. El Bolsón de Las Salinas en la Prov. de San Luis. Actas 4º Jornadas Geológicas Argentinas: 311-327.
- Flügel, E., 1982. Microfacies Analysis of Limestones. Springer Verlag. 633p. Berlin.
- Folk, A., 1959. Practical petrographical classification of limestones. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 41(1): 1-38.
- Folk, A., 1962. Spectral subdivision of limestones types. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 1: 61-84.
- Grey, K., 1989. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. En: Kennard, J.M. y Burne, R.V. (Eds.): Stromatolite Newsletter, 14: 82-140. Canberra.
- Grey, K., Awramik, S.M., Bertrand-Sarfati, J., Hofmann, H.J., Pratt, B.R., 1990. Handbook for the study of stromatolites and associated structures. Third draft, 100 p. (Inédito).
- Hardie, L.A., 1977. Algal structures in cemented crusts and their environmental significance. En: Hardie, L.A. (Ed.): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas, pp. 159-177. The Johns Hopkins Press. Baltimore.
- Hofmann, H.J., 1969. Atributes of stromatolites. Geological Survey of Canada. Paper 69: 39-58.
- Hofmann, H.J., 1973. Stromatolites: characteristics and utility. Earth Science Review, 9: 339-375.
- Höhn, A., 1988. Calcium carbonate deposition associated with laminated algal mats and sediments, Lagoa Vermelha, R.J., Brazil (Abst.). Terra Cognita, 8: 226. Strasbourg.
- James, N. P., 1984. Shallowing-upward sequence in carbonates. En: Walker, R.G. (Ed.): Facies Models. Geosciences Canadian Reprint Service, 1: 213-228, Toronto.
- Kennard, J.M., 1994. Thrombolites and stromatolites within shale-carbonate cycles, middle-late Cambrian Shannon Formation, Amadeus, Basin, central Australia. En: Bertrand-Sarfati, J. y Monty, C. (Eds.): Phanerozoic Stromatolites II: 443-471. Kluwer Academic Publishers. Netherlands.
- Keller, M., Cañas, F., Lehnert, O. y Vaccari, N.E., 1994. The Upper Cambrian and Lower Ordovician of the Precordillera (Western Argentina): Some stratigraphic reconsiderations. Newsletters on Stratigraphy, 31(2): 115-132. Stuttgart.
- Pereyra, M. E., 1985. Tipificación de acumulaciones trombolíticas en la Formación San Roque del Cámbrico superior-Ordovícico inferior en la Zona de Jáchal, San Juan. 1º Jornadas sobre Geología de Precordillera: 83-87.
- Pereyra, M. E., 1986. Estudio estratigráfico e interpretación paleoambiental de la Formación San Roque en los cerros de Agua Negra, departamento de Jáchal, San Juan. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan, 188p. (inédito).
- Pratt, B.R. y James, N. P., 1986. The St. George Group (Lower Ordovician) of Western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. Sedimentology, 33: 313-343.
- Preiss, W.V., 1972. Proterozoic stromatolites-succession, correlations and problems. En: Jones, J.B. y McGowran, B., (Eds.): Stratigraphic problems of the Late Precambrian and Early Cambrian. University of Adelaide Centre for Precambrian Research, Special Paper 1: 53-62.
- Preiss, W.V., 1976. Basic field and laboratory methods for the study of stromatolites. En: Walter, M.R., (Ed.): Stromatolite Developments in Sedimentology, 20: 360-370, Elsevier, Amsterdam.
- Reid, P., 1987. Non-skeletal peloidal precipitates in Upper Triassic reefs, Yukon territory (Canada). Journal of Sedimentology Petrology. 57: 873-900.
- Riding, R., 1983. Cyanoliths (Cyanods): oncoids formed by calcified cyanophytes. En: Perit, T. M. (Ed.): Coated grains: 276-283. Springer-Verlag. Berlin.
- Riding, R., 1991. Calcified cyanobacteria. En: Riding, R. (Ed.): Calcareous algae and stromatolites: 55-87. Springer-Verlag. Berlin.
- Sepkwoski, J. J., 1981. Flat-pebble conglomerates, storm deposits and the Cambrian bottom fauna. En: Einsele, G. y Seilacher, A. (Eds.): Cyclic and event stratification: 371-385. Springer-Verlag. New York.
- Strasser, A., 1986. Ooids in Purbeck limestones (Lowermost Cretaceous) of the Swiss and French Jura. Sedimentology. 33: 711-727.
- Vaccari, N.E., 1994. Las faunas de trilobites de las sucesiones carbonáticas del Cámbrico y Ordovícico temprano de la Precordillera Septentrional, República Argentina. Tesis de Doctorado, Universidad Nacional de Córdoba. 271 p. (inédito).
- Walter, M.R., 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian. Palaeontological Association of London. Special Papers in Palaeontology 11, 190 p.
- Wilson, J.L., 1986. Carbonate Facies in Geology History. 471 p. (7ª Edic.). Springer-Verlag. New York.

Recibido: 6 de julio, 1995

Aceptado: 30 de abril, 1996

Las cloritas del campo geotérmico Copahue, Neuquén

Graciela R. MAS¹, Luis Carlos MAS² y Leandro BENGOCHEA¹

¹Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas.

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

²Ente Provincia de Energía del Neuquén. Rioja 385. 8300 Neuquén, Argentina

ABSTRACT. Chlorites from Copahue geothermal field, Neuquén. The XRD analysis and optical study of the chloritic minerals of wells in the geothermal system of Copahue (Neuquén, Argentina) have been performed. Chlorites are one of the main hydrothermal products of the metamorphic alteration of andesites, and show a rather wide range of variation in their structural and optical characteristics, related to the depth of occurrence. Their use as a quick and simple method for the thermal characterization of the drilling zone is proposed.

Introducción

El campo geotérmico Copahue está ubicado en el sector centro oeste de la Provincia de Neuquén, en una zona limítrofe con la República de Chile, a 70 km de la localidad de Loncopué y 200 km de la ciudad de Zapala. Se accede por la Ruta Provincial N° 231 (Mas *et al.* 1996).

Consiste en un complejo volcánico de edad terciaria - cuaternaria, constituido por una gran caldera de aproximadamente 15 por 20 km, que se habría formado a partir de un estratovolcán de grandes dimensiones. En dicha caldera evolucionaron varios centros efusivos asociados a estructuras mayores de la caldera original, algunos de los cuales según Pesce (1989) derivaron en la formación de cráteres de explosión, por cambios en su dinamismo. Estos sistemas estructurales han tenido gran importancia en la formación y diseño del campo geotérmico.

Las rocas son predominantemente volcánicas, andesitas básicas de composición calcoalcalina, aunque también se observa la presencia de un par de cuerpos shoshoníticos en la periferia de la caldera. La composición de estos dos tipos de rocas ha influido, entre otros factores, en la mineralogía secundaria resultante en la que predominan los minerales de calcio y potasio.

En Copahue se han efectuado hasta la actualidad tres pozos exploratorios profundos, COP-1, de 1414 m, COP-2, de 1210 m y COP-3, de 1065 m, que producen vapor. En el COP-1, desde el año 1988, está instalada una planta geotermoeléctrica demostrativa, de ciclo binario, de 670 kW de potencia.

El objetivo de estos pozos fue el estudio del reservorio, desde el punto de vista geológico, geoquímico, geofísico y de ingeniería de reservorio. El

pozo COP-3 se llevó a cabo a través de un convenio de cooperación técnica entre la Agencia de Cooperación Internacional del Japón (JICA) y el Centro Regional de Energía Geotérmica del Neuquén (CREGEN). El estudio mineralógico, difractométrico y óptico, de las muestras obtenidas fue llevado a cabo en los laboratorios del área mineralógica de la Universidad Nacional del Sur a través del convenio UNS-CREGEN. Estos estudios permitieron realizar observaciones mineralógicas de interés acerca de los minerales de alteración presentes y las variaciones que presentan en función de la profundidad. Se ha observado así que algunos de los minerales que muestran mayor variación son los arcillosos en general, y las cloritas en particular.

Objetivos

Las cloritas son uno de los silicatos secundarios más comunes en ambientes geológicos sujetos a condiciones termobarométricas moderadas (entre 150° y 450°C y pocos kb de presión). Si bien sus características cristaloquímicas varían en función de las condiciones de presión y temperatura, son pocos los autores que han analizado la relación entre estas condiciones y la composición como principal objetivo de su estudio.

Entre estos estudios pueden citarse los de Kristmannsdottir (en Browne 1990), que propone una gradación de esmectitas-cloritas en función de la temperatura en Reykjanes, Islandia; y el de Cathelineu y Nieva (1985) quienes proponen el uso de una solución sólida de clorita como geotermómetro en el sistema geotérmico Los Azufres, México.

En el campo geotérmico Copahue se ha comprobado la presencia abundante de cloritas desde una profundidad de 80 m aproximadamente. Estos minerales muestran una marcada variación en sus características estructurales y ópticas en relación con la profundidad de emplazamiento, lo que indica su dependencia con la temperatura. Se considera de interés por lo tanto realizar el estudio detallado de los minerales arcillosos en general, y de los cloríticos en particular con el fin de analizar la posibilidad de utilizar la presencia de estos minerales como una forma rápida y simple de caracterizar térmicamente la zona que se está perforando.

Métodos y resultados

Difractometría de rayos X

El análisis por difracción de rayos X se realizó sobre muestras de material de *cutting* y testigos extraídos a profundidades crecientes en las perforaciones antes mencionadas. Las muestras están separadas entre 10 y 30 m una de otra, si bien algunas que presentan diferencias litológicas o mineralógicas pueden estar más próximas entre sí.

El análisis difractométrico y el procesamiento de los datos obtenidos se realizó con un equipo de DRX

Rigaku Geigerflex D Max/IIIIC. Las cloritas fueron concentradas mediante tratamiento con un Separador Magnético Frantz Isodinamic L-1. Esta operación se repitió varias veces con distintos amperajes e inclinaciones.

La identificación preliminar de las cloritas por DRX es relativamente directa, ya que todas presentan una reflexión basal entre 14,2 y 14,4 Å, con una serie de reflexiones fácilmente observables hasta (005). En las muestras en que este mineral se encuentra mezclado con material arcilloso (caolinita o montmorillonita), es tratado con etilen-glicol para poner en evidencia a la montmorillonita, y se calienta posteriormente hasta 550°C para provocar el colapso de la caolinita. Con este calentamiento se logra además el reacomodamiento estructural de la clorita, lo que se manifiesta con una marcada intensificación de la reflexión basal (001) y la correspondiente disminución de las intensidades de las reflexiones basales de orden mayor.

Por último, para confirmar la presencia de clorita en las muestras con mezclas, se utiliza HCl 1N durante 1 hora a 90°C. Este tratamiento destruye a la clorita, como así también a la calcita y a la wairakita presente en algunas muestras. En la Fig. 1 se comparan los difractogramas del concentrado obtenido por separación magnética de la muestra de 660 m, natural (a) y tratado con HCl (b). El difractograma (c) corresponde a la diferencia entre (a) y (b), en él pueden verse claramente las reflexiones de la clorita. Este

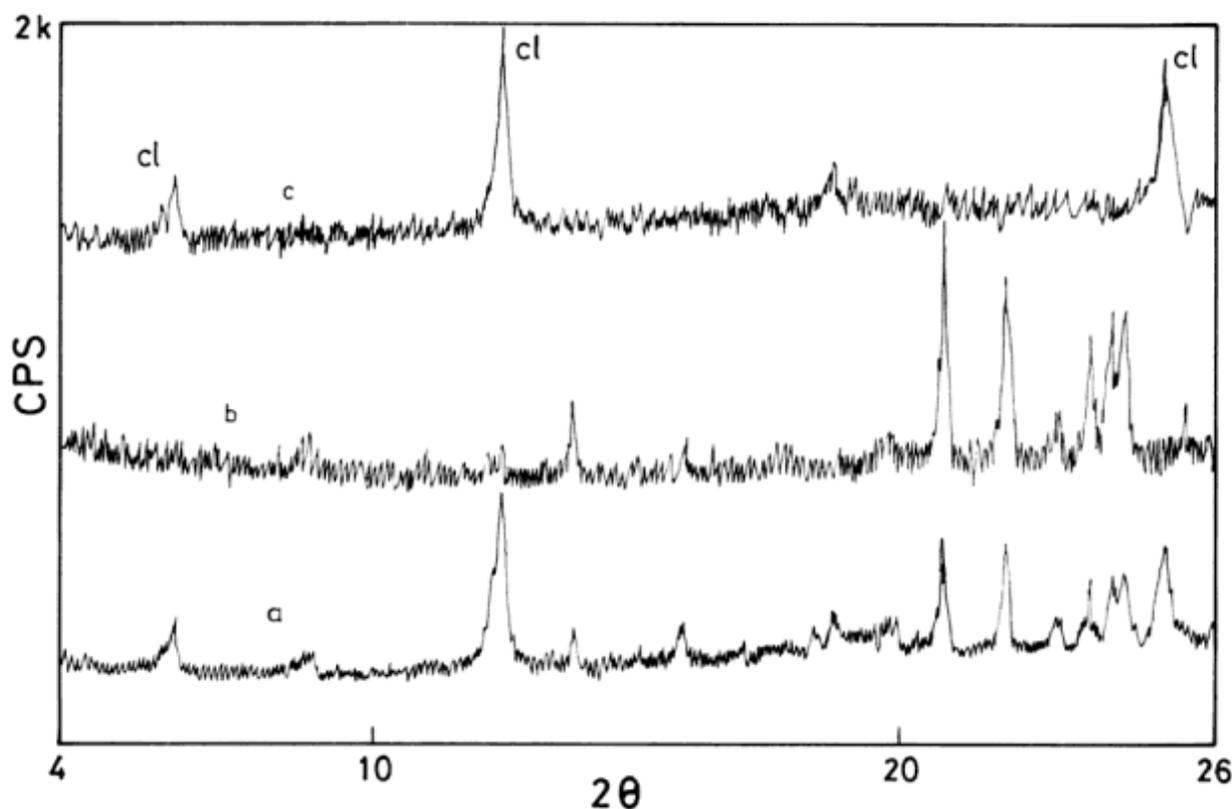


Figura 1: Difractogramas de rayos X de clorita. COP-3, 660 m de profundidad. (a) concentrado natural (b) tratado con HCl (c) difractograma diferencia. cl : clorita

diagrama fue obtenido mediante un procesador de datos, efectuando la sustracción de las intensidades de un difractograma sobre el otro, con una diferencia de paso de $0,01^\circ$.

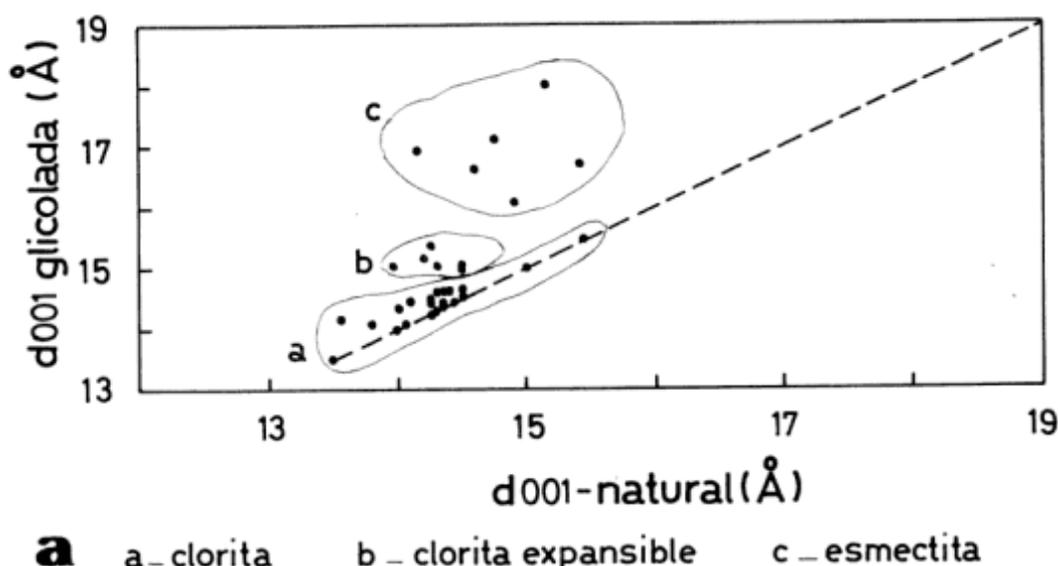
De esta manera se identificaron los siguientes grupos minerales:

Esmectitas: caracterizadas por la presencia de una reflexión basal d_{001} entre $14,3\text{\AA}$ y $15,0\text{\AA}$ bajo condiciones secas y $16,6\text{\AA}$ a $18,0\text{\AA}$ glicoladas. Las esmectitas son comunes en los niveles superiores de las perforaciones.

Asimismo se observaron inmediatamente por debajo de las zonas de reservorio intensamente fracturadas y alteradas.

Clorita-esmectita interestratificada: son los filosilicatos más comunes a profundidades mayores de 150 m , con una abundancia sólo comparable con la de las cloritas. En estos minerales los valores de d_{001} , entre $14,0\text{\AA}$ y $15,0\text{\AA}$, expanden hasta $3,0\text{\AA}$ por tratamiento con etilen-glicol, y el grado de expansión aumenta con el incremento de componentes expansivos (esmectita).

Relación $d_{001}\text{ nat.}/d_{001}\text{ glic.}$



Relación d_{001} vs I_{001}/I_{002}

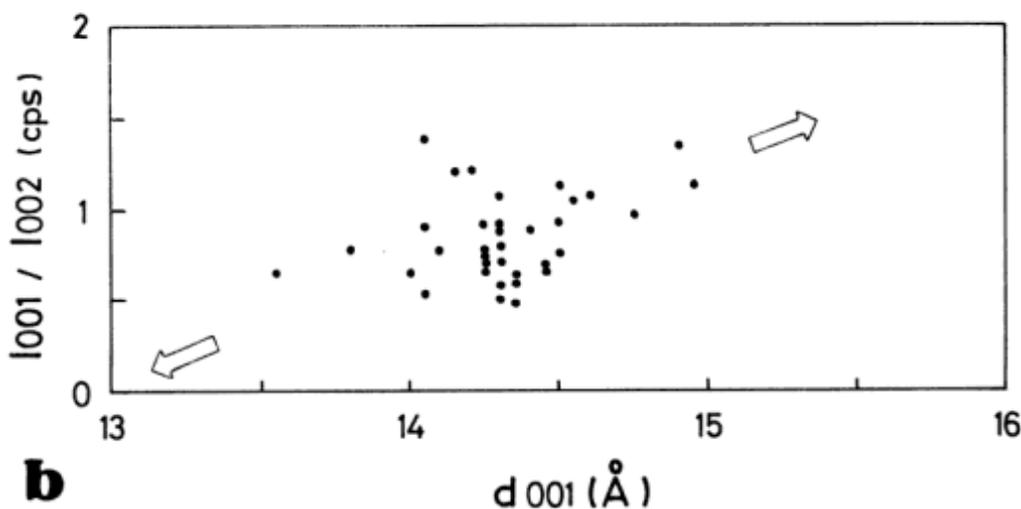


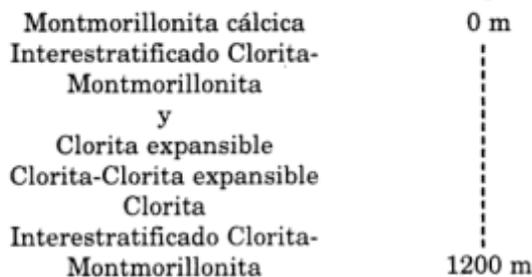
Figura 2a: Relación entre las distancias entre planos de átomos en cloritas naturales ($d_{001}\text{ natural}$) y tratadas con etilenglicol ($d_{001}\text{ glicolada}$). **2b:** Relación entre las intensidades de las difracciones 001 y 002 (I_{001}/I_{002}) y la distancia basal 001 (d_{001}).

También la reflexión 002 sufre los efectos del glicolado, manifestándose una disminución de la intensidad y un notorio aumento del ancho del pico.

El gráfico de la Fig. 2a muestra la relación existente entre los valores de d_{001} de 25 muestras naturales de la perforación COP-3 y sus equivalentes glicoladas. La recta diagonal une puntos de iguales valores de d (sin expansión). El área (a) comprende los puntos que representan a las cloritas no expansibles; el (b) a las cloritas expansibles y el sector (c) a las esmectitas. Se observa claramente que la expansión aumenta con el incremento de d_{001} , y que existe una solución de continuidad entre las esmectitas y las cloritas expansibles, mientras que se manifiesta una transición más gradual entre estas últimas y las cloritas.

Las intensidades relativas de los picos en 14\AA y 7\AA de la muestra natural pueden utilizarse para calcular groseramente la proporción relativa de capas expansibles (Liou *et al.* 1985). Con el aumento del contenido de clorita la relación de alturas de pico $14\text{\AA}/7\text{\AA}$ disminuye de $\sim 1,5$ a $\sim 0,4$ y d_{001} varía desde 15\AA a $13,5\text{\AA}$. En la Fig. 2b puede verse el gráfico que relaciona I_{001}/I_{002} vs d_{001} construido con las muestras de cloritas y cloritas expansibles utilizadas en el gráfico anterior, donde se observa la tendencia mencionada. Las muestras que presentan valores de d_{001} menores de $14,5\text{\AA}$ tienen predominantemente relaciones I_{001}/I_{002} inferiores a 1, y esta relación disminuye progresivamente con la disminución del espaciado basal, coincidiendo con el incremento de la fase clorítica. En la dirección opuesta, con el incremento de d_{001} se produce el incremento de la relación de intensidades, lo que refleja un incremento de la fase esmectítica. En general esta relación de intensidades disminuye con el aumento de la profundidad.

Sólo unas pocas muestras de clorita expansible muestran una indudable reflexión en 31\AA para 001



(siendo la de 14\AA correspondiente a 002 y 7\AA a 004), indicadora de su carácter de mineral regularmente interestratificado, por lo que puede asumirse que en la mayoría de las muestras los interestratificados son irregulares.

Cloritas: También las cloritas con espaciado d_{001} no expansivo son comunes en el campo geotérmico Copahue, si bien son menos abundantes que las

anteriores y se encuentran limitadas a las zonas de mayor temperatura y más intensamente alteradas.

En la Tabla 1 se resumen los resultados obtenidos en el análisis difractométrico de la fracción arcillosa separada en las muestras del pozo COP-3 entre 20 y 1064 m de profundidad.

En esta tabla se puede observar que:

-En los niveles superiores predomina la montmorillonita, además de illita muy subordinada.

-A partir de los 80 m de profundidad, y hasta los 620 m aproximadamente, predominan los minerales clorítico/arcillosos, constituidos por clorita expansible y/o mezclas interestratificadas de clorita/clorita expansible.

Tabla 1: Análisis difractométrico de la fracción arcillosa.

Prof.m	Montm.	Mt/Cl.	Cl.exp.	Cl/Cl.exp.	Clorita Illita
20	x				
50	x		*		
80	*		x		*
120					
170			x		
200				x	
250				x	
280		x			
294					x
320			x		
400			x		
420				x	
450				x	*
480					x
530			x		o
560			x		*
600			x		*
620		x			*
660					x
720					x
760					x
790			x		
810					x
830			x		x
850					x
865					x
880					x
900		o			x
960					x
1002					x
1015					x
1022			*		x
1034				x	
1045			o	x	o
1055	x			x	
1064	x			x	

x: dominante - o: subordinada - *: escasa

-Algunas de las muestras analizadas reaccionan de manera diferente en el tratamiento térmico, contrayéndose parcialmente, lo que indica la presencia de montmorillonita.

-Entre 450 m y 660 m de profundidad se observa la presencia de illita subordinada a los minerales cloríticos.

-A partir de dicha profundidad y hasta los 1022 m

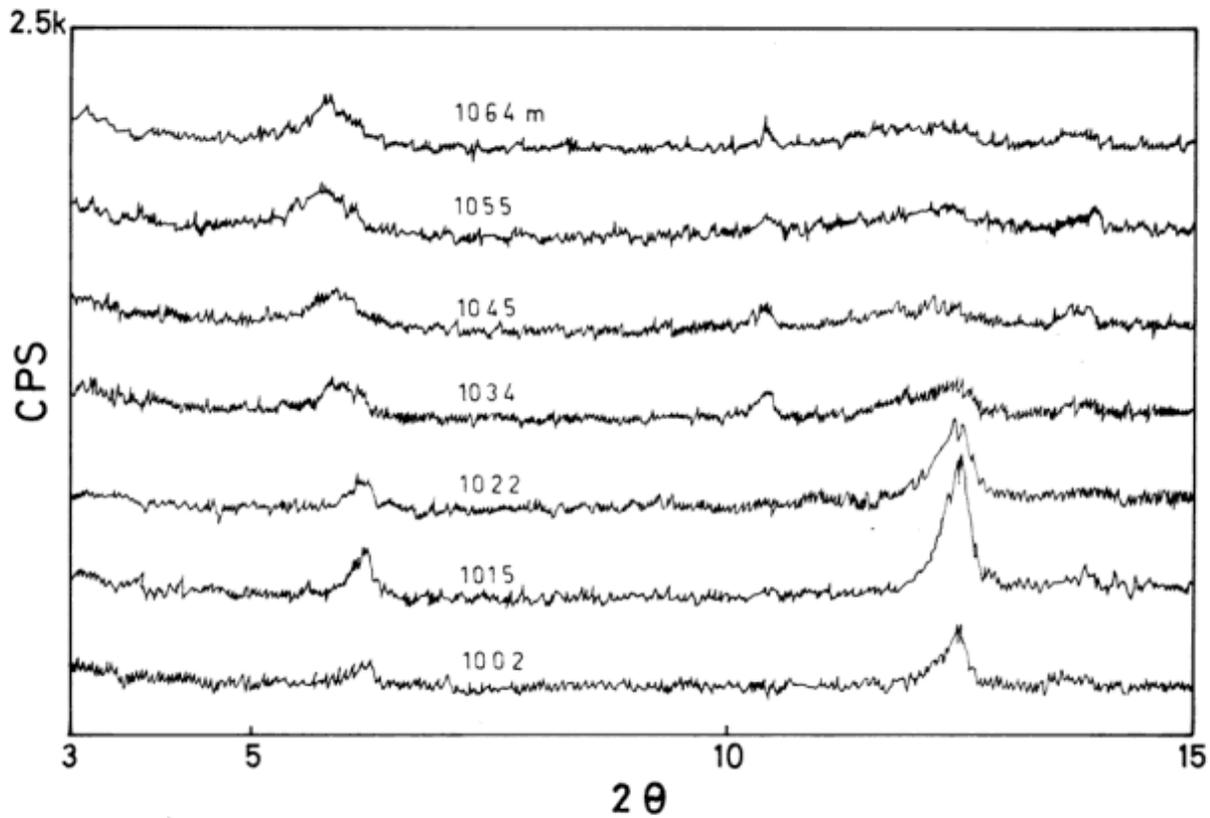


Figura 3: Difractogramas correspondientes a muestras de los últimos 40 m de COP-3.

sólo se presenta clorita bien cristalizada, como mineral arcilloso dominante, con excepción de un pequeño nivel de clorita expansible entre 780 y 790m.

-Por debajo de los 1022 m de profundidad se produce una inversión de esta secuencia progresiva, y en los últimos 40 metros de la perforación se presentan sucesivamente clorita expansible, interestratificado clorita/montmorillonita y montmorillonita. La Fig. 3 muestra los difractogramas de los filosilicatos presentes en esta última porción del pozo, en los que se observa la mencionada sucesión.

En los materiales en que la clorita es relativamente abundante y está bien cristalizada, el difractograma puede proporcionar información química y estructural adicional (Brindley y Brown 1984). Los rasgos diagnósticos analizados en los difractogramas se resumen en la Tabla 2.

Los exámenes realizados permitieron observar que la constante b_c varía entre 9,294 Å y 9,252 Å, insinuándose una tendencia que indica que dicho parámetro disminuye con el aumento de la profundidad, y simultáneamente también la relación $Fe/Fe+Mg$, que se calcula en función de b_c y que varía entre aproximadamente 0,55 y 0,32. En cuanto a la proporción de Al_{IV} , la misma es relativamente constante, oscilando entre 1,0 y 1,2 sin una relación aparente con la profundidad.

Todas las cloritas analizadas corresponden al tipo trioctaédrico, con presencia de los politipos IIB y Ib, aunque con leve predominio del primero.

El espesor de los cristales en la dirección perpendicular a los planos basales es sumamente variable. Este espesor fue calculado aplicando la ecuación de Scherrer (Brindley y Brown 1984) que relaciona el ancho de las reflexiones basales a la mitad de su altura con el número de planos basales que constituyen el paquete. Estos son algunos de los resultados obtenidos en profundidad:

- 120 m: número de planos erráticamente variable
- 620 m: número de planos regularmente variable
- 660 m: 21 capas basales
- 790 m: 11 capas basales
- 880 m: 27 capas basales

La diferencia se hace mucho más notable cuando se comparan entre sí los espesores determinados para cada reflexión basal en las cloritas bien cristalizadas y en los minerales clorítico/arcillosos de niveles superiores. En estos últimos el número de planos es distinto para cada reflexión basal analizada en una

Tabla 2: Rasgos diagnósticos de los difractogramas.

Característica	Aplicación
espaciado 060	determinación de b_c distinción entre cloritas di/trioctaédricas
espaciado basal	relación $Mg:Fe^{2+}$ sustitución $Si:Al^{IV}$
reflexiones h01	determinación de politipos
n° de capas basales	espesor de los cristales presencia de interestratificados

misma muestra, con una variación que puede ser regular o errática, según el carácter ordenado o desordenado de la interestratificación. Las cloritas no expansibles, por su parte, muestran valores casi constantes para toda la serie de planos basales de cada muestra. El número de planos es creciente con la profundidad hasta llegar al nivel más intensamente alterado donde permanece aproximadamente constante, variando entre 27 y 30 capas basales. A los 790 m de la perforación se observa un nivel en el que disminuye el número de capas basales, coincidiendo con la presencia de cloritas expansibles en lugar de cloritas.

Microscopía óptica

El análisis óptico de las cloritas de los distintos niveles permite observar que las mismas no sólo varían en cristalinidad y abundancia, sino también en sus características ópticas. En general son muy abundantes y se encuentran con montmorillonita, cuarzo o minerales secundarios cálcicos según la profundidad y condiciones de formación. Su textura varía entre laminar muy fina y desordenada en aquellas muestras donde predomina la clorita expansible, a laminar paralela con cristales de aproximadamente 100 μm , y aún mayores, en venillas, agregados radiales y libros, donde se presenta bien cristalizada. En la fotomicrografía de la Figura 4 es posible observar un hueco tapizado exteriormente por clorita muy fina y desordenada, y hacia adentro una segunda capa de clorita mejor cristalizada. El interior del hueco está relleno por un núcleo central pequeño, nuevamente de clorita expansible. Si bien es frecuente que ambas variedades coexistan en un mismo nivel, las abundancias relativas de uno y otro tipo varían con la profundidad. Por otra parte, la clorita desordenada se presenta normalmente reemplazando granos de minerales primarios, en especial piroxenos, mientras que la ordenada lo hace como relleno de venillas y

huecos. En la Tabla 3 se resumen las características ópticas observadas.

De acuerdo al gráfico de Albee (Tröger 1979), que relaciona la proporción de Mg:Fe con el signo óptico, la elongación y el color de interferencia, las cloritas presentes en Copahue serían ferrosas, con una relación

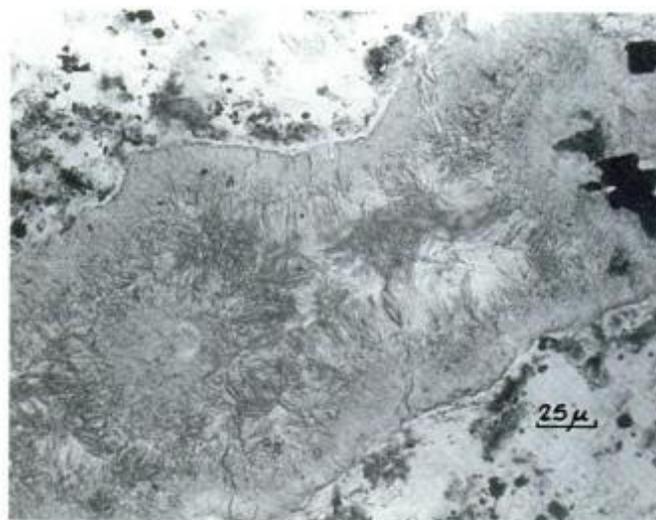


Figura 4: Fotomicrografía de clorita, COP-3; 529 m; s/nicol analizador.

algo mayor a 0,52 de Fe^{2+} , valor superior al determinado por difracción (0,45 a 0,32). Esta aparente contradicción ha sido analizada por Craw y Jamieson (1985) quienes concluyeron que las anomalías ópticas en cloritas de bajo grado de metamorfismo (equivalentes a las que se presentan en Copahue) son probablemente el resultado de secuencias de empaquetamiento metastable que desaparecen con el avance de la recrystalización. La temperatura requerida para recrystalizar las cloritas magnésicas a politipos "normales" varía de acuerdo a

Tabla 3: Características ópticas.

Tipo	Orientación de (001)	Tamaño grano	Color de interferencia	Pleocroismo	Elong./Signo óptico
Expansible	Errática, formas laminares pobremente desarrolladas	<20 μm	Gris de 1° orden	Débil a indeterminable	+ ?
Ordenada	Ordenada, paralela	>100 μm	Gris a azul anómalo	Verdoso débil a indeterminable	+ -

la composición, siendo mayor en cloritas con mayor contenido relativo de Fe²⁺. Dichos autores, en consecuencia, advierten que el esquema de Albee debe ser usado con precaución en rocas metamórficas de bajo grado.

Consideraciones y conclusiones

En el campo geotérmico Copahue se ha determinado la siguiente zonación vertical de minerales arcillosos: La montmorillonita se forma a temperaturas relativamente bajas, 120°-130°C; generalmente sin exceder los 100 m de profundidad.

La clorita expansible y los interestratificados clorita/montmorillonita indican una temperatura algo mayor, del orden de los 200°C, y se presentan entre 50 y 650 m aproximadamente.

Finalmente la clorita se presenta en niveles más profundos, y se considera estable a temperaturas por encima de 250° C.

Según los gráficos propuestos por Cathelineu y Nieva (1985), la relación Al_v determinada (1,0-1,2) corresponde a temperaturas entre 250° y 300°C aproximadamente.

El espesor de los cristales (número de planos basales) se incrementa con la profundidad, lo que indica un mejor grado de cristalización.

Los politipos presentes, I Ib y/o Ib, confirman esta tendencia. Hayes (en Bailey 1988) señala que son necesarias temperaturas superiores a 200°C para conseguir la transición Ib a I Ib, indicando que los cambios estructurales parecen ser muy sensibles a las variaciones de temperatura y relativamente insensibles a los cambios de composición. Según Walker (1989) por otra parte, la clorita I Ib es el producto final del metamorfismo térmico y la transición se produciría a una temperatura entre 150° y 250°C.

Esta zonación resulta confirmada por los minerales secundarios que acompañan a los arcillosos, que varían entre cristobalita y ceolitas cálcicas cerca de la superficie, a minerales secundarios cálcicos (epidoto, prehnita, actinolita, etc) en los niveles inferiores.

Por otra parte, esta tendencia es similar a la descrita por Kristmannsdottir (en Browne 1990), quien menciona que en Reykjanes, Islandia, se presentan esmectitas como fase discreta donde las temperaturas son inferiores a 200°C, se vuelven erráticamente interestratificadas con clorita a temperaturas entre 200° y 270°C, y por encima de 270°C la clorita es el único mineral arcilloso presente.

Fujishima y Fan (1977) establecen que en Keolu Hills (Hawai) el incremento de la temperatura y la presión con el aumento de la profundidad resulta en una menor incidencia de las capas expansibles de clorita.

La presencia esporádica de montmorillonita, clorita expansible e interestratificados en niveles profundos del campo Copahue, puede correlacionarse con una inversión de temperatura producida por el ingreso de aguas más frías a través de fracturas, es decir una fuerte componente horizontal de flujo.

Asimismo, la presencia de illita sólo en determinados niveles, parece estar más relacionada con el pH de las soluciones que con la temperatura. La formación esporádica de este mineral podría indicar la presencia de un nivel de ebullición inferior que separa una fase fluida ácida poco densa, o un proceso de mezcla de fluidos.

Considerando lo expuesto, se puede concluir que:

-Las rocas hidrotermalmente alteradas en un campo geotérmico actúan como registros de la temperatura y el flujo geotérmico que han experimentado.

-El estudio de estos minerales sirve como criterio en la elaboración de correlaciones entre pozos y permite mejorar la definición de la extensión areal del reservorio.

-El estudio difractométrico y óptico detallado de las cloritas y otros minerales arcillosos de Copahue permite proponer una secuencia progresiva de zonas de alteración hidrotermal.

-De acuerdo a sus características, y a los minerales acompañantes, se sugiere una temperatura entre 250° y 300° C para la zona de cloritas bien cristalizadas.

-Esta zona de mayor temperatura coincide con la zona de reservorio reconocida en las tres perforaciones geotérmicas efectuadas, y que es explotada para la producción de energía en la Planta Geotermoeléctrica instalada en COP-1.

-Por otra parte la inversión de alteración registrada en los últimos tramos de las perforaciones indica que este no es el reservorio principal del sistema, sino que se trata de una zona de fractura que ha servido de paso a las soluciones responsables de la intensa alteración presente.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Ente Provincial de Energía del Neuquén por el apoyo brindado en las tareas de campaña, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas por el subsidio con el que se financió esta investigación, y a la Universidad Nacional del Sur por la utilización de sus laboratorios y equipos.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bailey, S.W. (ed.), 1988. Hydrous phyllosilicates (excl. of micas). *Reviews in Mineralogy*, 19; Mineralogical Society of America; 725 p. Washington, D.C.

- Brindley G.B. y Brown, G. 1984. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society; Monograph 5, 495 p. Londres.
- Browne P.R.L., 1990. Hydrothermal alteration and geothermal systems. Geology Lecture Course; 86.102; 68 p. New Zealand Geothermal Association; Auckland.
- Cathelineu M. y Nieva, D., 1985. A chlorite solid solution geothermometer the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 82: 235-244.
- Craw, D. y Jamieson, R.A., 1985. Anomalous optics in low-grade chlorite from Atlantic Canada. The Canadian Mineralogists, 22: 269-280.
- Fujishima, K.Y. y Fan, P.W., 1977. Hydrothermal mineralogy of Keolu Hills, Oahu, Hawaii. American Mineralogists, 62: 574-582.
- Liou, J.G., Y. Seki, R.N. Guillemette y H. Sakai, 1985: Compositions and paragenesis of secondary minerals in the Onikobe Geothermal System, Japan. Chemical Geology, 49:1-20.
- Mas, G.R.; Mas, L.C. y Bengochea, A.L., 1996: Alteración ácido-sulfática en el campo geotérmico Copahue, Provincia de Neuquén, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 51(1): 78-86.
- Pesce, A. H., 1989. Evolución vulcano-tectónica del complejo efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 44(1-4): 307 - 327.
- Tröger, W.E., 1979. Optical determinations of rock-forming minerals. En: Bambauer, H.U., Taborsky F. y Trochim, H.D. (Eds.): E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 190p., Stuttgart.
- Walker, J.R., 1989. Polytypism of chlorite in very low grade metamorphic rocks. American Mineralogists, 74: 738-743.

Recibido: 24 de agosto, 1995

Aceptado: 30 de abril, 1996

NOTA BREVE

Formación Fundición: un intrusivo posordovícico de la Cordillera Oriental argentina

Sergio A. GORUSTOVICH¹, María C. SÁNCHEZ² y Daniel G. RUBIOLÓ³

¹Comisión Nacional de Energía Atómica, Universidad Nacional de Salta, Avda. Bolivia 4650, 4400 Salta

²Universidad Nacional de Salta, Geología, Buenos Aires 177, 4400 Salta

³Dirección Nacional del Servicio Geológico, Avda. Julio A. Roca 651, Piso 10, 1322 Buenos Aires

Introducción

La Formación Fundición (Amengual y Zanettini 1974) aflora al occidente de la quebrada de Humahuaca, al noroeste de la localidad de Huacalera (Provincia de Jujuy) (Fig. 1).

La primera referencia del intrusivo de Fundición es la de Amengual y Zanettini (1974) quienes le adjudicaron edad precámbrica porque intruye a la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Eocámbrico), y porque interpretaron que las rocas del Grupo Mesón (Cámbrico Superior) lo cubren en relación de discordancia. Estos autores describieron al stock de Fundición como un granito calco-alcalino hornblendífero de grano mediano y de color blanco-rosado a blanco-grisáceo, en cuyos bordes varía a granodiorita.

En la zona de estudio (Fig. 1) aflora la Formación Puncoviscana (Turner 1960) sobre la que se apoya en relación de discordancia el Grupo Mesón (Turner 1960), que a su vez es cubierto en discordancia por las sedimentitas del Grupo Santa Victoria (Turner 1960; Ordovícico Inferior). Estas unidades están intruidas por el stock de Fundición. Además en esta comarca se describieron rocas volcánicas alojadas en la Formación Puncoviscana, Grupo Mesón y Grupo Santa Victoria, pero existen opiniones dispares acerca de la edad de las vulcanitas (Manca *et al.* 1987; Moya 1989).

Los autores de esta contribución recorrieron la quebrada de Yacoraite y su afluente derecho, la quebrada de Iriques, hasta el abra de Fundición. Se observó que el stock de Fundición intruye sedimentitas fosilíferas del Ordovícico Inferior y que las rocas cámbricas no se apoyan en discordancia sobre el stock, sino que están intruidas por éste. Con este trabajo se pretende contribuir al conocimiento de la geología del noroeste argentino y dar a conocer las interpretaciones preliminares sobre el stock de Fundición sobre la base de evidencias de campo.

El mapa geológico fue preparado a partir de la fotointerpretación realizada por el colega Néstor

Aguilera de la Universidad Nacional de Salta, a quien agradecemos su colaboración. Asimismo agradecemos a José A. Salfity por la lectura crítica del manuscrito.

Geología

En la Fig. 1 se observa la geología simplificada del área considerada y la distribución de la Formación Fundición. La tectónica de la comarca es complicada. Las fracturas más relevantes son inversas, de rumbo submeridiano, con vergencia al este y unas pocas al oeste; ellas producen, en algunas áreas, plegamiento e inclusive inversión de los estratos paleozoicos. De allí que la comarca no ofrezca perfiles estratigráficos completos.

Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Puncoviscana (Precámbrico Superior-Eocámbrico) que tiene vasta distribución areal. Se compone de pizarras de color gris-verdoso y gris-plomizo, y filitas verde-azuladas y violáceas; intercalan grauvacas de color gris oscuro.

El Grupo Mesón (Cámbrico Superior) yace sobre la Formación Puncoviscana en relación de discordancia angular, lo que se observa en la quebrada de El Churcal (Fig. 1). Allí la Formación Lizoite -unidad basal del Grupo- se compone de conglomerado fino (90% de cuarzo), matriz-soporte, color morado, y cuarcita mediana, rosada, y con laminaciones paralela y entrecruzada. La estratificación de la unidad es megalenticular mediana a fina.

La Formación Campanario -unidad media del Grupo Mesón- aflora sobre la margen izquierda de la quebrada de Iriques. Está compuesta por cuarcita mediana, limolita y fangolita verde-amarillentas y moradas, con abundantes trazas fósiles; la estratificación es tabular y ondulosa a lenticular fina a mediana.

La Formación Chalhualmayoc -unidad cuspidal del Grupo Mesón- está representada por cuarcitas medianas, con estratificación tabular y megalenticular

mediana a gruesa, con laminación paralela y entrecruzada. Aflora sobre la margen derecha de la quebrada de Iriques y en el abra de Fundición (Fig. 1).

Los afloramientos asignados al Grupo Santa Victoria (Ordovícico Inferior) corresponden a la Formación Santa Rosita (Tremadociano Inferior). Están compuestos por cuarcita y arenisca de grano fino y pelitas muy fosilíferas; el color del conjunto es gris-blancuzco a gris-verdoso, la estratificación es tabular a lenticular, fina a mediana, con laminación paralela y entrecruzada, y ondulitas.

Las rocas "graníticas" del stock de Fundición están expuestas al sur de la quebrada de Yacoraité y al este de la de Iriques, dentro de un bloque buzante al oeste y limitado por dos fallas inversas regionales con planos que inclinan también al oeste. En la zona del abra de Fundición, el stock que está cubierto por rocas del Grupo Mesón que muestran distribución saltuaria, suavemente inclinados al oeste. Aparentemente se apoyan en discordancia sobre el stock de Fundición (Amengual y Zanettini 1974), pero en realidad corresponden a un *roof pendant* de la Formación Chalhualmayoc.

En la quebrada El Churcal se observa cómo el stock de Fundición intruye a la Formación Puncoviscana. En tanto en la quebrada El Chorro, afluente derecho de la quebrada de Iriques, el stock de Fundición intruye a sedimentitas ordovícicas fosilíferas.

En las cercanías de la escuela Volcán Yacoraité (Fig. 1), sobre ambas márgenes de la quebrada homónima, se observa cómo intrusivos graníticos tipo filón-capa afectan a rocas ordovícicas que se presentan invertidas y muestran efectos de metamorfismo de contacto de hasta 10 cm de espesor.

Stock de Fundición

Las variedades petrográficas reconocidas en el intrusivo de Fundición tienen coloración rojiza y granulometría gruesa y mediana. En un análisis se han reconocido sienita, sienita cuarzosa y monzosienita.

La sienita es de grano grueso; el mineral predominante es el feldespato alcalino mesopertítico. El cuarzo (20%) forma con el feldespato alcalino una textura micrográfica. Los minerales accesorios son rutilo, monacita, circón, apatita, titanita y magnetita.

La sienita cuarzosa contiene 70% de feldespato alcalino (pertita: desmezcla de albita y feldespato potásico) y 30% de cuarzo. La textura es alotriomorfa. Los accesorios son ilmenita, rutilo y circón.

La monzosienita posee textura hipidiomorfa y mayor contenido de plagioclasa (oligoclasa). Se caracteriza por poseer cristales subhedrales de biotita (5-10%) y en menor cantidad hornblenda y clinopiroxeno.

Un análisis químico realizado en la Comisión Nacional de Energía Atómica sobre una muestra indica su carácter alcalino, y confirma su definición petrográfica como sienita. Los valores (% en masa) obtenidos son: SiO₂ 60,87; Al₂O₃ 18,73; Fe₂O₃ 3,00; FeO 2,26; P₂O₅ 0,52; TiO₂ 1,13; CaO 1,75; MgO 0,83; Na₂O 4,45; K₂O 5,12; MnO 0,07; Pérd. por Calc. 1,25. Además se determinó 5,4 ppm de U, 14 ppm de Th, 1.100 ppm de Ba, 283 ppm de Rb y 465 ppm de Sr.

Características radimétricas

Desde el punto de vista radimétrico, las rocas graníticas del stock de Fundición tienen una elevada cuenta de fondo de 200 a 300 c/s (cuentas segundo) tomado con scintilómetro SRAT SPP2 y valores puntuales de hasta 500 c/s. Los contenidos de U varían entre 3 y 9 ppm y los de Th entre 20 y 28 ppm.

En el abra de Fundición se observó un dique de composición granítica similar al aflorante en las cercanías de la escuela Volcán Yacoraité; se trata de un dique de 1 m de espesor que intruye a cuarcitas de la Formación Chalhualmayoc, con un fondo radimétrico de 200 c/s, y 7,1 ppm de contenido de U y 28 ppm de Th.

En lentes de conglomerado fino de la base de la Formación Lizoite se detectaron anomalías radimétricas de hasta 300 c/s (1,3 ppm de U y 31 ppm de Th). Estos conglomerados afloran sobre la margen derecha de la quebrada de Yacoraité, agua abajo de la desembocadura de la quebrada de Iriques (Fig. 1).

Asimismo se detectaron varias anomalías radimétricas asociadas a venillas de limonita con valores de 1.000-1.500 c/s hasta 5.000 c/s, alojadas en sedimentitas ordovícicas fosilíferas. Los análisis químicos de estas venillas indican bajo contenido de U (hasta 34 ppm); en consecuencia las anomalías corresponden a Th (hasta 265 ppm) y probablemente a elementos de tierras raras dado el carácter alcalino del intrusivo, al cual se vincula el origen de las soluciones mineralizantes.

Consideraciones finales

El stock de Fundición, los diques y los filones-capa asociados son posordovícicos, y probablemente correspondan a un mismo episodio magmático. Las razones que sustentan esta hipótesis son las siguientes:

a) Las sedimentitas ordovícicas fosilíferas están intruidas por el stock de Fundición, además de diques y filones-capa. Estas rocas muestran en la zona de contacto fenómenos de recristalización incipientes (Moya 1989).

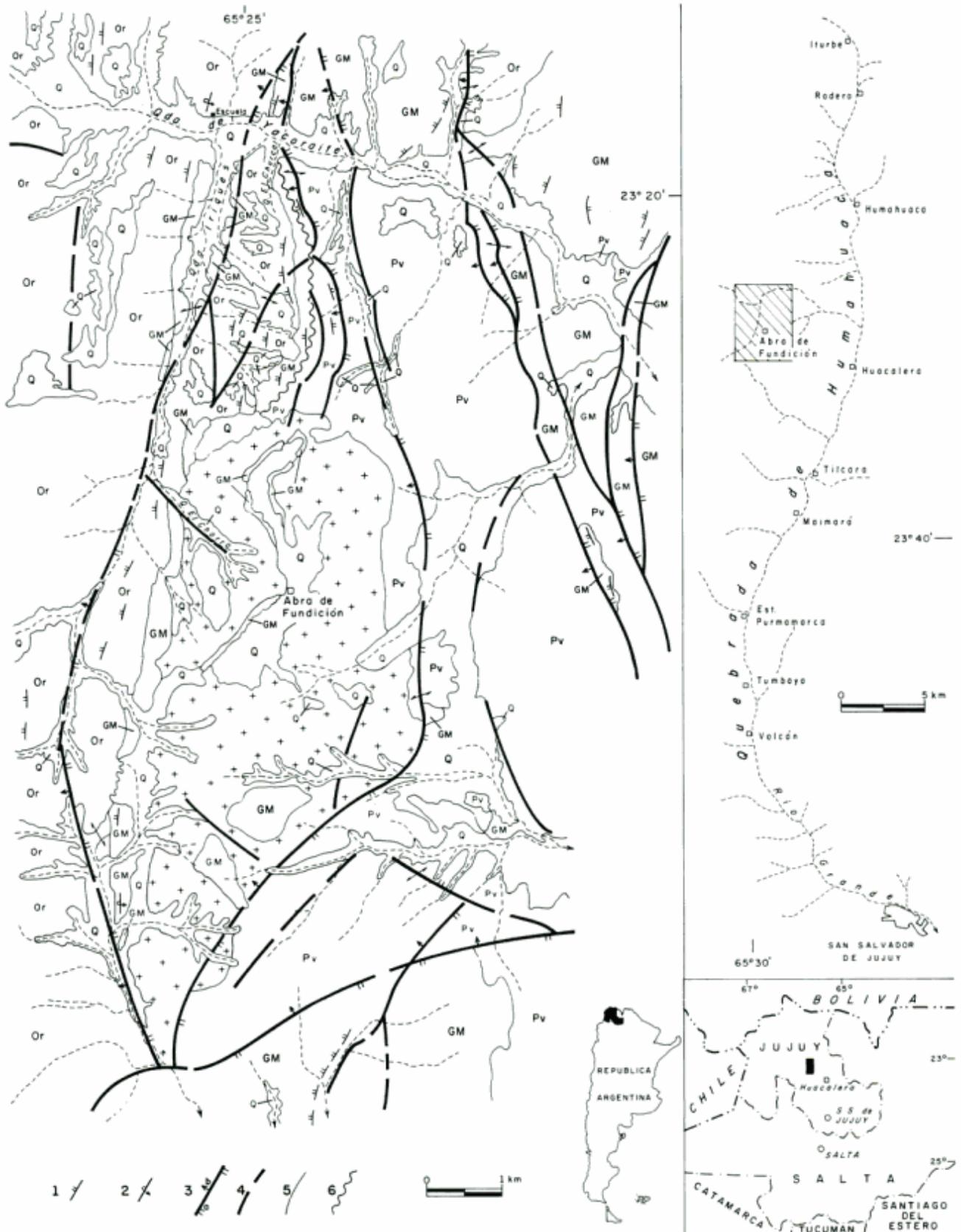


Figura 1: Mapa de ubicación y mapa geológico del stock de Fundición. Q, Depósitos cuaternarios. ++ Formación Fundición. Or, Grupo Santa Victoria. GM, Grupo Mesón. Pv, Formación Puncoviscana. 1. Rumbo y buzamiento fotointerpretado; 2. Rumbo y buzamiento rebatido; 3. Falla, a labio hundido, b inclinación; 4. Falla inferida; 5. Contacto; 6. Discordancia.

b) Algunos diques de composición básica contienen abundantes xenolitos angulosos a subangulosos, desde 5 hasta 20 cm de diámetro, correspondientes a las Formaciones Puncoviscana y Chalhualmayoc. En otros se reconocen xenolitos de granito rosado, bien redondeados, de hasta 30 cm de diámetro; se los considera como provenientes del stock de Fundición.

c) Los intrusivos de Fundición y Hornillos (Turner 1960; Rubiolo 1992) muestran mineralizaciones torio-uraníferas similares.

d) La asociación de facies petrográficas reconocida en el intrusivo de Fundición tiene semejanza con la asociación de facies de Hornillos (Rubiolo, 1992) que intruye a la Formación Puncoviscana y a los Grupos Mesón y Santa Victoria. Se considera que ambas asociaciones petrográficas tienen afinidad con el magmatismo distensivo mesozoico.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Amengual, R. y Zanettini, J.C., 1974. Geología de la Quebrada de Humahuaca entre Uquía y Purmamarca (provincia de Jujuy). Revista de la Asociación Geológica Argentina, 29(1): 30-40.

Manca, N., Coira, B., Barber, E. y Pérez, A., 1987. Episodios magmáticos de los ciclos Pampeano y Famatiniano en el río Yacoraite, Jujuy. 10º Congreso Geológico Argentino, Actas, 4: 299-301.

Moya, M.C. 1989. Estratigrafía del Tremadociano en el tramo austral de la Cordillera Oriental argentina. Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, 368 p. (Inédito).

Rubiolo, D.G., 1992. Zur Geologie, Petrographie und Geochemie der Alkali-Magmatite der Sierra de Santa Victoria (E-Kordillere, NW-Argentinien). Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, 41, 145 p. Clausthal-Zellerfeld.

Turner, J.C.M., 1960. Estratigrafía de la sierra de Santa Victoria y adyacencias, provincias de Salta y Jujuy. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, 41(2): 163-196, Córdoba.

Recibido: 5 de setiembre, 1995

Aceptado: 30 de abril, 1996

†Raúl Alberto Muller (1922-1996)



Cuando el pasado 2 de febrero falleciera, a los 73 años, nuestro recordado amigo, se nos fue uno de los colegas que, además de su pasión por ser geólogo, tuvo plena conciencia de la escasa presencia profesional en el ámbito nacional y que puso sus mejores esfuerzos para hacerlo saber.

Raúl nació el 1 de diciembre de 1922 en algún alegre lugar de Devoto, en la ciudad de Buenos Aires, donde transcurrieran sus mocedades. Estudió geología en el Instituto del Museo de la Universidad Nacional de La Plata, desde donde orientó sus inquietudes al hoy extinto Banco Industrial de la República Argentina (BIRA). Trabajando en el BIRA (luego BANADE) tuvo ocasión de conocer el país, sus posibilidades y así elegir el campo que sería su próxima dedicación, esta vez empresaria, cual fue el aprovechamiento de las publicitadas bondades del yacimiento wolframífero de Arrequintín, en San Juan. A pesar de los denodados esfuerzos puestos en este objetivo, la realidad tuvo su parte al decidir que dejar Arrequintín era, por el momento, la mejor opción. Por lo tanto debió tomar un nuevo rumbo, hacia un ambiente geológico menos

inhóspito que el cordillerano, como el de las sierras de Olavarría, durante los últimos años de la década del 60, para atender las necesidades y urgencias de canteras de calizas y su aprovechamiento, donde como siempre, puso lo mejor de sí. Allí inició una actividad para la cual no se había preparado, la docencia en medios secundarios y donde también se apreciaron su don de gentes y conocimientos. De este metier y ocupación fue rescatado por la Secretaría de Minería de la Nación en el año 1972. Allí hizo su hogar laboral permanente y volcó en ella todo lo mejor que tenía de su rica experiencia en yacimientos minerales en el ámbito nacional donde actuó. En esta etapa ocupó cargos, hasta su retiro de la función pública en el año 1991, de distinciones y responsabilidades de todo carácter, incluso el de consejero de Secretarios de Estado, que también lo llevaron como Director Nacional, a asumir representaciones en ámbitos provinciales sobre variadas temáticas cumplidas con soltura.

Al abrir este recordatorio mencioné su preocupación por el destino del geólogo como profesional, lo que lo llevó, recién graduado, a promover la fundación del Centro Argentino de Geólogos, juntamente con el Dr. Monteverde. Este Centro Argentino de Geólogos contó con una historia variada, y acompañó al surgimiento de la Asociación Geológica Argentina y más tarde al Consejo Profesional de Geología. Durante toda su carrera la preocupación del "flaco Muller" fue llevar adelante el Centro Argentino de Geólogos, de carácter mas bien social. Pero la presencia de las dos sociedades mencionadas, con más penetración y motivaciones, fue minando su estructura, lo que fue finalmente aceptado con la disolución del mismo, que fuera firmada, irónicamente, por su fundador y por quien estas líneas escribe en favor de las antedichas entidades.

Al fallecer, en Devoto, R.A. Muller cumplió su ciclo. Descortés sería no mencionar como parte de la carrera del "flaco Muller" a su esposa Dorita, a su hijo Federico y a sus nietos, a quienes están dedicadas estas líneas.

W.A. Lyons

"The Argentine Precordillera: a Laurentian terrane?". The Penrose Conference. (Geological Society of America) Co-Sponsored by: Asociación Geológica Argentina, Asociación Paleontológica Argentina, and CONICET, Argentina San Juan, Argentina, October 15-20-1995.

Questions addressed at the Conference were: Could the Precordillera of northwestern Argentina (APC) indeed be a "tectonic tracer" that positions Laurentia with respect to Gondwana in early Palaeozoic times as northwestern Scotland with its olenellid fauna reflects the position of North America with respect to Europe prior to the early Cenozoic opening of the North Atlantic Ocean basin? Is the Precordillera, therefore, a critical clue that Laurentia was not always a northern continent, that it might have been between East and West Gondwanaland in Neoproterozoic times, and might have traveled around the South American margin during the Palaeozoic Era?

The Conveners, Ian Dalziel, Luis Dalla Salda, Carlos Cingolani and Pete Palmer, decided that the best way to approach these questions was to re-examine the fundamental issue of the origin of the rocks that comprise the Precordillera. The best place to do that was clearly on the spot in Argentina. By combining experts on the Laurentian craton in the Precordillera with their South American colleagues, it should be possible not only to decisively resolve the question of whether or not the Precordillera came from Laurentia, but also to at least address the potential follow-up question: which part of Laurentia?

The Penrose Conference took place October 15-20, 1995, in the city of San Juan on the eastern flank of the Precordillera. The 65 participants assembled from Argentina (25), the United States (23), Canada (6), Germany (6), France (2), Australia (1), Britain (1), and Chile (1). This cosmopolitan group represented many disciplines as well as many countries: palaeontology, biostratigraphy, lithostratigraphy, sedimentology and sedimentary petrology, geophysics, igneous petrology and geochemistry, palaeomagnetism, and structural geology and tectonics. The program consisted of one day of introductory talks, two days of field trips to examine the basic stratigraphy and structure of the Precordillera at key localities along the San Juan and Jachal rivers, and two days during which the participants used their individual expertise to address major questions concerning the Precordillera.

The field trips were expertly and enthusiastically led by geologists from the local Universidad Nacional de San Juan and the Universidad Nacional de Córdoba with contributions from German and US workers; a difficult task given the size of the group, the limited

time, and Andean logistics. Guidebooks were prepared by Silvio Peralta, Osvaldo Bordonaro and Matilde Beresi (San Juan), and by Ricardo Astini, Emilio Vaccari, Fernando Cañas, Luis Benedetto, Edsel Brussa and Marcelo Carrera (Córdoba).

The general conclusion of the Conference participants is that the Precordillera is an exotic terrane with respect to South America, that it came from tropical latitudes in Laurentia, and that it was amalgamated with Gondwanaland during Ordovician (Arenigian-Ashgillian) times.

On the follow-up question of the original location of the APC, there was near unanimous agreement with the hypotheses that it originated in the Ouachita embayment.

The Penrose Conference was, therefore, an unqualified success in that it resolved the main question regarding a possible Laurentian origin for the APC terrane and went on to provide a likely answer to the subsequent question regarding from which part of Laurentia the terrane could have been derived. As anticipated by the Conveners and the Penrose Conference Committee, the discussions also opened up many avenues for future research, notably the age of separation of the Precordillera from Laurentia, the mechanism of transfer of different faunal groups, the source and correlation of volcanically-derived K-bentonites, the location of an Ordovician suture on the "inboard" side of the Precordillera, and the relationship of the APC to the early Palaeozoic Pampean magmatic arc to the east.

It was decided to organize a symposium on "The Origin and Evolution of the Ouachita Embayment" as part of the South-Central Meeting of the Geological Society of America in Austin, Texas, March 11-12-1996. With support from the Geology Foundation of the Department of Geological Sciences and the Institute for Geophysics of the University of Texas at Austin, several Penrose Conference participants from Argentina, Germany, and various regions of the US should present talks, and take part in discussion designed to inform others of up to the minute ideas concerning the Argentine Texas ("ARTEX") connection.

The Conveners hope that, as originally intended, it will be possible to organize a "return" meeting in North America with a field trip, which clearly should now be around the Ouachita embayment.

This is tentatively planned for the northern autumn of 1997. It will be followed by a symposium at the Geological Society of America National Meeting in Salt Lake City, Utah. This symposium will be sponsored by the International Division of the Geological Society of America, and may have co-sponsors from one or more disciplinary divisions of the Society.

The meeting in San Juan clearly demonstrated that not even ancient inner biofacies of large cratons can be considered in isolation. As GSA President-Elect (now President) Eldridge Moores commented as the meeting broke up: "What we have just witnessed constitutes a strong case for a Geological Society of the Americas".

Ian Dalziel

*Institute for Geophysics, University of Texas at Austin, Texas
78759-8397, USA.*

Luis Dalla Salda, Carlos Cingolani

*Centro de Investigaciones Geológicas, Universidad Nacional de
La Plata, 1900 La Plata, Argentina.*

Pete Palmer

*Institute for Cambrian Studies,
Boulder, CO 80304, USA.*

Los recursos no vivos del Atlántico sudoccidental

Desde hace varios años el grupo de trabajo del Atlántico Sudoccidental de "Ocean Science Related to Non Living Resources" (OSNLR), integrado por representantes de Argentina, Brasil y Uruguay ha realizado trabajos conjuntos bajo el auspicio de la Comisión Oceanográfica Intergubernamental (IOC).

De iniciales confecciones de listas bibliográficas, se encaró la cartografía común de los sedimentos de las plataformas continentales (ya mapeada por el Servicio de Hidrografía Naval) a través del Proyecto "Síntesis cartográfica de los sedimentos de la plataforma continental entre cabo Frío y península Valdés". El objetivo era obtener un producto común para orientar los aprovechamientos con diferentes propósitos (minería costera o de plataforma, pesca de fondo, cultivos de organismos marinos, instalación de plataformas petroleras). En 1992 estas cartas fueron terminadas y están próximas a ser publicadas en escala 1:1.000.000.

En 1994, el grupo OSNLR dio por terminado este proyecto y propuso uno nuevo orientado a aprovechar los recursos costeros (playas, acuíferos, balnearios,

dunas), aunque también destinado a preservarlos de un riesgo común: las tormentas extratropicales provenientes del sur o mejor conocidas como sudestadas.

El propósito del proyecto "Análisis del riesgo de erosión costera producto de efectos episódicos entre cabo Frío y península Valdés" es un trabajo conjunto de 12 universidades costeras (desde Río de Janeiro a Bahía Blanca) a fin de obtener un registro comparable de un mismo evento episódico, a la vez que compartir propuestas de defensa costera "sin contraindicaciones".

Por otro lado, OSNLR no olvida los objetivos mineros que fundamentaron su creación en el seno de UNESCO. Exceptuando los hidrocarburos, el programa sigue interesado en la prospección minera de la plataforma y playas. A este respecto, debemos recordar las arenas ferrotitaníferas que fueron evaluadas en Claromecó y San Blas; los depósitos auríferos que enriquecieron al rumano Julius Popper en El Páramo, cabo Vírgenes y bahía Sloggett; o el desconocimiento de la reivindicada Zona Económica Exclusiva con su potencial en nódulos y costras polimetálicas o de nódulos fosfáticos.

La nueva Ley del Mar nos habilita al dominio del suelo marino más allá del talud continental y reivindicando la iniciativa argentina conocida como "Doctrina Nágera", geólogo cuyas convicciones patrióticas y criterios científicos lo nivelan al perito Francisco P. Moreno. Nos resta ahora a geólogos y geofísicos prospectar y relevar el suelo marino como único modo de ejercer el dominio de lo que nos pertenece por ley.

Para más información acerca de OSNLR, dirigirse al suscripto o al Dr. Edgardo Gelós (Instituto Argentino de Oceanografía, Av. Alem 53, 8000 Bahía Blanca)

Federico Ignacio Isla

*Representante nacional OSNLR
Centro de Geología de Costas y del Cuaternario
Casilla de correo 722
7600 Mar del Plata*

La impresión del presente número fue posible gracias al apoyo económico de los siguientes benefactores:

Augusto R. Calmels
YPF S.A.
Amoco Argentina Oil Company
BHP-Utah International Exploration Inc.
Borax Argentina S.A.
Compañía General de Combustibles S.A.
Compañía Naviera Pérez Companc

y la contribución de:

S. Archangelsky
H.G. Bassi
A. Gramajo
C.O. Latorre
P.J. Lesta
R.L. Moreno
H.J. Péndola
P. Quarleri
E.O. Rolleri
E.R.D. Saccone
F. Vervoorst

Edición realizada por Alcira Vergara Oroño
Tucumán 3087, Buenos Aires

Se terminó de imprimir el 28 de junio de 1996 en los talleres
del Instituto Salesiano de Artes Gráficas,
Don Bosco 4053, Buenos Aires.

INSTRUCCIONES PARA LOS AUTORES

La **Revista de la Asociación Geológica Argentina** considera para su publicación artículos originales e inéditos que versen sobre temas geológicos, especialmente los relacionados con Argentina y América del Sur.

Los derechos de autor que devenguen de la publicación de la **Revista de la Asociación Geológica Argentina** serán propiedad de la Asociación.

Se solicita a los autores que antes de la presentación de sus manuscritos lean detenidamente el artículo "Preparación de manuscritos para la Revista de la Asociación Geológica Argentina", publicado en el número 1 del tomo 47.

Sólo se recibirán manuscritos que se adecuen a estas normas. Todos los manuscritos presentados para su publicación serán sometidos a un sistema de arbitraje, cuya finalidad es mantener una calidad adecuada de los artículos a publicar.

Presentación del manuscrito

El texto del manuscrito mecanografiado, incluidas las explicaciones de las figuras y tablas, se entregará por triplicado. Se presentará además el original de cada figura y tabla y dos copias adicionales de cada una de ellas, reducidas al tamaño de publicación.

Los manuscritos serán enviados a:

Subcomisión de Publicaciones
Asociación Geológica Argentina
Maipú 645, 1° piso 1006 Buenos Aires

Se recibirán trabajos escritos en idioma castellano o inglés. Los manuscritos deberán estar escritos a máquina o impresos en papel tamaño A4 o carta, sobre una sola cara de cada hoja, a doble espacio y con márgenes amplios a cada lado. La extensión completa de cada artículo, no deberá ser mayor de 15 páginas impresas.

La primera página del manuscrito incluirá el título, el nombre de los autores y su dirección postal completa.

La segunda página incluirá un resumen, consistente en un único párrafo con un máximo de 250 palabras. Para artículos escritos en castellano el resumen será en idioma inglés y se titulará "Abstract", e irá precedido por una traducción del título del trabajo al inglés. Trabajos escritos en inglés llevarán además un resumen en castellano con una traducción del título a ese idioma.

El texto del trabajo comenzará en la tercera página y deberá observarse en general el siguiente orden de planificación: introducción, métodos, resultados, discusión, conclusiones, agradecimientos y trabajos citados en el texto.

El material gráfico se presentará como figuras y tablas, numeradas correlativamente y todas ellas citadas en el texto. Deberán tenerse en cuenta en todos los casos las dimensiones de la caja de la Revista, es decir, 18x23 cm.

Se permitirá sin cargo una página de ilustraciones (figura o tabla) cada 3 páginas de texto impreso.

Las explicaciones de cada figura o tabla se incluirán como texto corrido en hoja aparte al final del texto.

Trabajos citados en el texto

Esta lista comenzará en una nueva página. Debe estar completa y existir exacta correspondencia entre los artículos citados en el texto y los listados. Debe prestarse especial atención al formato, orden y puntuación, de acuerdo con los ejemplos siguientes. Todos los nombres de publicaciones periódicas deben escribirse completos, sin abreviaturas. No usar números romanos. Deben figurar la primera y última página de cada artículo (aún de los trabajos inéditos). Para los libros debe agregarse el nombre del editor y el lugar (ciudad) de edición.

- Angelelli, V. y Fernández Lima, J.C., 1972. Ciclos metalogenéticos de la Argentina. En: Leanza, A.F. (Ed.): Geología Regional Argentina, pp.797-813. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Angelelli, V. y Rinaldi, C., 1965. Reseña de la estructura, mineralización y aprovechamiento de nuestras pegmatitas portadoras de minerales de Litio. Actas 2° Jornadas Geológicas Argentinas, 1 [=Acta Geológica Lilloana, 5]: 1-18. Tucumán.
- Comité Argentino de Estratigrafía, 1992. Código Argentino de Estratigrafía. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y Complementaria, 20: 1-64. Buenos Aires.
- Criado, Roque P., 1944. Estudio estratigráfico y tectónico de la región al norte del arroyo Chacay-Melehue, entre el sur de la cordillera del Viento y el curso medio del río Curi-Leuvú en el Neuquén septentrional. Tesis Doctoral Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 57, 134 p. (inédito).
- Groeber, P., 1947a. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.2. Hojas Sosneao y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(2): 147-176. Buenos Aires.
- Groeber, P., 1947b. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70.3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 2(4): 347-408. Buenos Aires.
- Harland, W.B., Armstrong, R.L., Cox, A.V., Craig, L.E., Smith, A.G. y Smith, D.G., 1990. A geologic time scale 1989. Cambridge University Press, 263 p., Cambridge.

Separados

No se entregarán separados sin cargo. Los autores podrán encargar separados en el momento de corregir las pruebas de imprenta.

Costos a pagar por el autor

Los costos por exceso de páginas o ilustraciones, por correcciones en pruebas no presentes en el original, o por separados deberán ser abonados por el autor antes de la publicación del artículo.

Autores

Los autores de los artículos publicados deberán ser Socios de la Asociación Geológica Argentina.

Rev. Asoc. Geol. Argent.

Tomo 51, No 2

CONTENIDO

Astini, R.A. y Vaccari, N.E. Sucesión evaporítica del Cámbrico Inferior de la Precordillera: significado geológico. <i>Geological significance of a Lower Cambrian evaporitic succession in the Precordillera</i>	97
Chernicoff, C.J. y Caminos, R. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Nordpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. <i>Structure and metamorphism of the Yaminué Complex, eastern Northpatagonian Massif, Rio Negro Province</i>	107
Bértola, G.R. e Isla, F.I. Dinámica y evolución de playas de grava de la isla Media Luna, islas Shetland del Sur, Antártida. <i>Dynamics and evolution of gravel beaches in Half Moon Island, South Shetland, Antarctica</i>	119
López de Luchi, M.G. Enclaves en un batolito postectónico: petrología de los enclaves microgranulares del batolito de Renca, Sierras Pampeanas, San Luis. <i>Enclaves in a postectonic batholith: microgranular enclaves in the Renca batholith, San Luis</i>	131
Nabel, P. Aspectos ambientales registrados en suelos de la región pampeana, identificados por sus parámetros magnéticos. <i>Environmental features from the pampean region identified through soil magnetic parameters</i>	147
Passeggi, E. Variaciones mineralógicas de los sedimentos de lecho en cauces secundarios de la llanura aluvial del río Paraná. <i>Mineralogical variations of river bed sediments in secondary channels of the Paraná river floodplain</i>	156
Armella, C., Cabaleri, N. y Valencio, S. Modelo paleoambiental de la Formación La Flecha (Cámbrico superior) en el área de Jáchal, Provincia de San Juan. <i>Paleoenvironmental model of La Flecha Formation (Upper Cambrian) from Jáchal region, San Juan Province</i>	165
Mas, G.R., Mas, L.C. y Bengochea, L. Las cloritas del campo geotérmico Copahue, Neuquén. <i>Chlorites from Copahue geothermal field, Neuquén</i>	177
Gorustovich, S.A., Sánchez, M.C. y Rubiolo, D.G. Formación Fundición: un intrusivo posordovícico de la Cordillera Oriental Argentina. <i>Fundición Formation: a post-Ordovician intrusive from the Cordillera Oriental, Argentina</i>	185
Nota necrológica: Raúl Alberto Muller (1922-1996)	189
Comentarios de actualidad	190

**Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina deberá ser dirigida a:
Maipú 645, piso 1, 1006 Buenos Aires, Argentina
FAX 54-1-3253104**