

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXVIII - N° 1
Enero - Marzo
Buenos Aires 1983

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

COMISION DIRECTIVA (1981-1983)

Presidente: DR. GUALTER A. CHEBLI; **Vicepresidente:** DR. CARLOS A. CINGOLANI; **Secretario:** DR. MIGUEL J. HALLER; **Tesorero:** LIC. GUILLERMO TURAZZINI; **Vocales Titulares:** LIC. J. VICTOR PLOSKIEWICZ, LIC. EDUARDO ESPISUA, LIC. JORGE CANGINI; **Vocales suplentes:** DRA. MILKA K. DE BRODTKORB, DR. LUIS SPALLETI, DR. EDUARDO OLIVERO.

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. FRANCISCO NULLO

Coordinadores: LIC. J. VICTOR PLOSKIEWICZ, LIC. GRACIELA MARÍN

COMITE EDITORIAL

ING. VICTORIO ANGELELLI, DR. HORACIO H. CAMACHO, DR. ROBERTO CAMINOS, DR. GUALTER A. CHEBLI, DR. FÉLIX GONZÁLEZ BONORINO, DR. EMILIO GONZÁLEZ DIAZ, DR. CARLOS GORDILLO, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMIÁN, DR. VÍCTOR RAMOS, DR. MARIO TERUGGI y DR. MARCELO R. YRIGOYEN

DELEGADOS EN EL INTERIOR

Bahía Blanca: Dra. Graciela Mas. Universidad Nacional del Sur. 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli. Casilla de Correo 189. 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca. Casa 8287, Bº S. Martín este. 9000 C. Rivadavia.
Córdoba: Alberto A. Gigena. Hipólito Irigoyen 401. 5000 Córdoba.
Jujuy: José Andrés Alcalde. Dinamarca 1043. 4600 Jujuy.
La Rioja: Dra. Ana Prieti de Vega. C. C. 1538. Plan La Rioja. 5300 La Rioja.
La Plata: Lic. Daniel Poire. Museo de La Plata. Paseo del Bosque. 1900 La Plata.
Mar del Plata: Lic. José L. Cioneni. Centro de Geología de Costas. Tucumán 2473. 7600 Mar del Plata.
Mendoza: Lic. J. C. Zanettini. Cent. de Exp. Minera I. Allaymé y G. Cruz. 5519 S. José.
Mendoza: Lic. R. Pombo. Distrito Geol. Explor. YPF. Salta 672. Godoy Cruz. 5501 Mendoza.
Mina Aguilar: Pablo Dicinidio. Dpto. de Geología. 4634 Mina Aguilar. Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulisano. Comisin Geológica Nº 1. C.C. 25. 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini. Corrientes 476. 3100 Paraná. Entre Ríos.
Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz. Campamento Uno. 8318 P. Huincul.
Río Cuarto: Lic. Mario Cantú. Univ. Nac. de Río Cuarto. Est. Nº 9. 5800 Río Cuarto.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique. Casilla de Correo 246. 9400 Río Gallegos.
Río Turbio: Lic. Juan C. Danderfer. C.C. 147. 9407. Río Turbio. Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti. Av. Pellegrini 494. 2000 Rosario.
Salta: Dr. José Antonio Salfaty. Pasaje N. Roldán 57. 4400 Salta.
San Antonio Oeste: Dra. Elena Bernabó de Greco. ITMAS - C.C. 57. 8524 S. A. Oeste.
San Juan: Lic. Matilde S. Beresi. Casilla de Correo 231. 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende. C.C. 294. 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujehneider. Juan de Garay 2912. 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Lic. Susana Beatriz Bazán. 9 de Julio Nº 268. 6300 Santa Rosa. La Pampa.
Santiago del Estero: Lic. Julia Cortés. Mitre 337. 4200 Santiago del Estero.
Tucumán: Dr. Hugo Alberto Peña. Miguel Lillo 205. Bº Independencia. 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Lic. Juan C. Elissonde. Dist. Geol. YPF. 4562 Vespucio.
Zapala: Lic. Mario Omar Gingins. Casilla de Correo 101. 8340 Zapala. Neuquén.

DELEGADOS INSTITUCIONALES EN BUENOS AIRES

Agua y Energía: Lic. Guillermo Turazzini. Alem 1134.
Banco Nacional de Desarrollo: Dr. Pedro Grandi. Cochabamba 54. 3º piso (1064).
Bridas S.A.P.I.C.: Lic. Marcos Mosetic. Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman. Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dra. Mirta Gamba. Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.): Dr. Jorge Kimsa. Mitre 3100 (1663) San Miguel.
Consejo Federal de Inversiones: Lic. Roberto M. Sarudiansky. San Martín 871 (1004).
Dirección General de Fabricaciones Militares: Dr. Vicente Méndez. Cabildo 63 (1426).
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: U.B.A. Dr. Carlos Azeny. Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Susana I. Marcolini. Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hidráulicas: Lic. Alfonso Merea Llanos. Casilla de Correo 9, Ezeiza, Prov. de Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldi. Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol. M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. María C. Ubaldón. Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann. Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli. Diagonal Norte 777 (1364).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

Brasil: Dra. Norma M. de Melo Da Costa. Lamin. Secao de Bioestratigrafia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, CPRM, Av. Pasteur 401 - Praia Vermelha 20000, Rio de Janeiro.
Dr. I. de Madeiros Tinoco. Escola de Geologia, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.
Dr. Oscar Roster. Instituto de Geociencias USP, Caixa Postal 20899. 01.00 São Paulo.
Chile: Dr. John Davidson. Dep. Geol. Univ. Chile. Casilla 13518 - C. 21. Santiago.
Uruguay: Dr. Graciano Elizalde. Departamento Geominero, Río Branco 1388. Montevideo.
Perú: Dr. Jean Claude Vicente. Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



**Tomo XXXVIII - N° 1
Enero - Marzo
Buenos Aires 1983**

This One



848X-6SU-8XED

INTERPRETACION DE LOS RESULTADOS GEOFISICOS EN LA PROLONGACION ESTE DE TANDILIA

JOSE KOSTADINOFF

Resumen

Durante la calibración de los equipos geofísicos del buque oceanográfico ARA "Puerto Deseado", se obtuvieron registros de sismica de reflexión y gravimetría en las costas bonaerenses.

Esta sección se programó a fin de cortar perpendicularmente la posible extensión suboceánica de las Sierras Septentrionales a 50 km al este de la ciudad de Mar del Plata.

En función de las variables geofísicas se delimitaron tres zonas en el basamento. La zona Sur, de 22,8 km de extensión, es un basamento fracturado de probable composición granítica; la zona Central de 30 km está formada por un batolito granítico y finalmente en la zona Norte se detectan rocas básicas de probable composición basáltica.

De acuerdo a los cambios de velocidad y frecuencia de las ondas sísmicas, se logra identificar cuatro paquetes sedimentarios

Abstract

During the calibration of ARA "Puerto Deseado" geophysical equipment off Buenos Aires coast, gravimetric and seismic records were obtained.

This section was programmed in order to cut the possible suboceanic extension of Sierras Septentrionales perpendicularly 50 km East Mar del Plata city.

We could delimited three zones in the basement, as a function of the geophysical variables, The Southern Zone —22.8 km long— is a fractured basement of probable granitic composition; the Middle Zone —30 km long— is formed by a granitic batholith and finally, we detect basic rocks of a probable basaltic composition in the Northern Zone.

In accordance with seismic wave velocity and frequency changes we were able to identify four sedimentary layers.

Introducción

Los métodos geofísicos clásicos utilizan las leyes que rigen el campo gravitatorio, el campo magnético y todo lo concerniente a la teoría de la elasticidad de los materiales que componen la corteza y el interior de la Tierra.

Aplicados independientemente estos campos de la física presentan ambigüedades en lo referente a la interpretación geológica de los resultados. Una manera de aumentar las precisiones en las investigaciones es aplicarlas simultáneamente. Así es posible identificar rocas y estructuras subyacentes a las capas sedimentarias estudiando la densidad, susceptibilidad magnética, velocidad de las ondas sísmicas y los numerosos parámetros físicos relacionados con los materiales que forman parte de la litosfera terrestre.

Existen casos complejos donde los métodos geofísicos se auxilian mutuamente; por ejemplo cuando un derrame basáltico actúa como pantalla de las ondas sísmicas es posible determinar la velocidad y profundidad del manto rocoso, pero el problema de su identificación y su espesor puede ser resuelto con la aplicación de métodos gravimétricos y magnéticos.

Con estas ideas y a fin de extender el conocimiento geofísico de las Sierras Septentrionales, en su prolongación suboceánica, se aprovechó la calibración del perfilador sísmico y del gravímetro Askania GSS-3 del buque oceanográfico ARA "Puerto Deseado".

Se realizó un perfilaje gravimétrico y simultáneamente se registró una sección sísmica, 50 km al este de la ciudad de Mar del Plata. La registración se efectuó entre las isobatas de 74 y 40 m. Ver fig. 1.

Esta investigación se completó con perfilajes magnéticos obtenidos por el Instituto Argentino de Oceanografía (IADO) durante el año 1977, con el buque oceanográfico "El Austral".

Las ambigüedades de la prospección magnética debido a la bipolaridad del campo, polarización de las formaciones, susceptibilidad magnética, etc., se logra obviar, en parte, aplicando filtrados y correlaciones matemáticas a los valores obtenidos en las diferentes campañas oceanográficas.

Los valores gravimétricos fueron reducidos por las computadoras del buque, consiguiéndose de las mismas las anomalías de

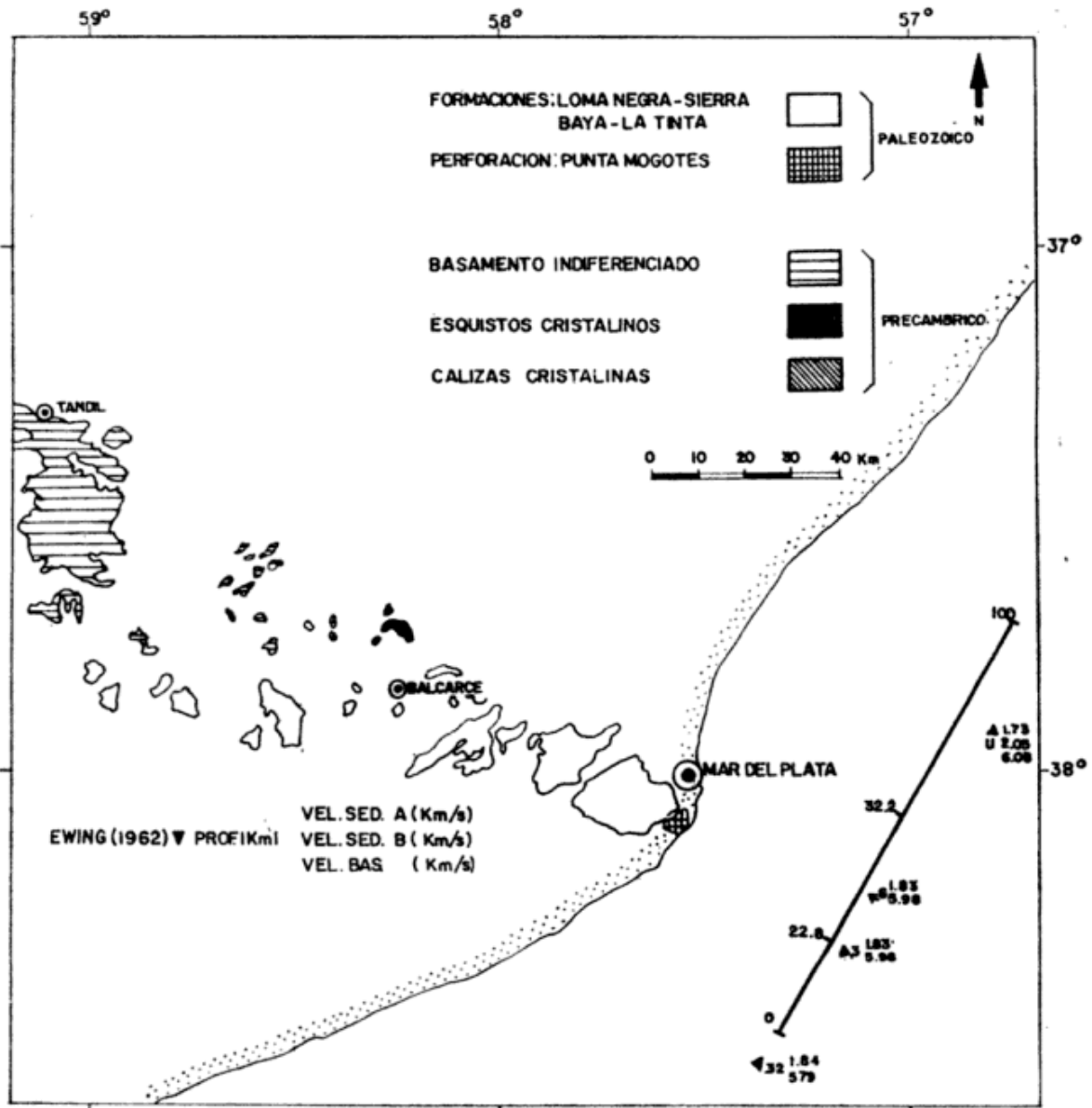


Fig. 1. — Línea sísmica y gravimétrica realizada con el buque oceanográfico "Puerto Deseado".

Aire Libre, Bouguer y las derrotas de navegación.

El perfilador sísmico utilizado estaba optimizado para trabajar en altas frecuencias sísmicas, lo que permitió obtener una mayor discriminación de los estratos sedimentarios.

Esta característica en la frecuencia lo diferencia de los equipos sísmicos de la industria petrolera que son de baja frecuencia y de mayor penetración.

La densidad de trabajos geológicos en la parte continental de las Sierras Septentrionales, permite inferir una interpretación de los resultados obtenidos en el área oceánica.

Resta agregar el gran apoyo que signi-

ficaron los trabajos gravimétricos realizados por Y.P.F. en las Sierras.

Antecedentes

Las referencias geofísicas previas fueron:

- Dos líneas sísmicas realizadas por las compañías Shell y Esso. Esta información no es óptima para la correlación con la obtenida con el perfilador del Buque Oceanográfico "Puerto Deseado", debido a la diferencia de frecuencias de trabajo.
- Perfiles aeromagnéticos del Servicio de Hidrografía Naval (SHN) cerca-

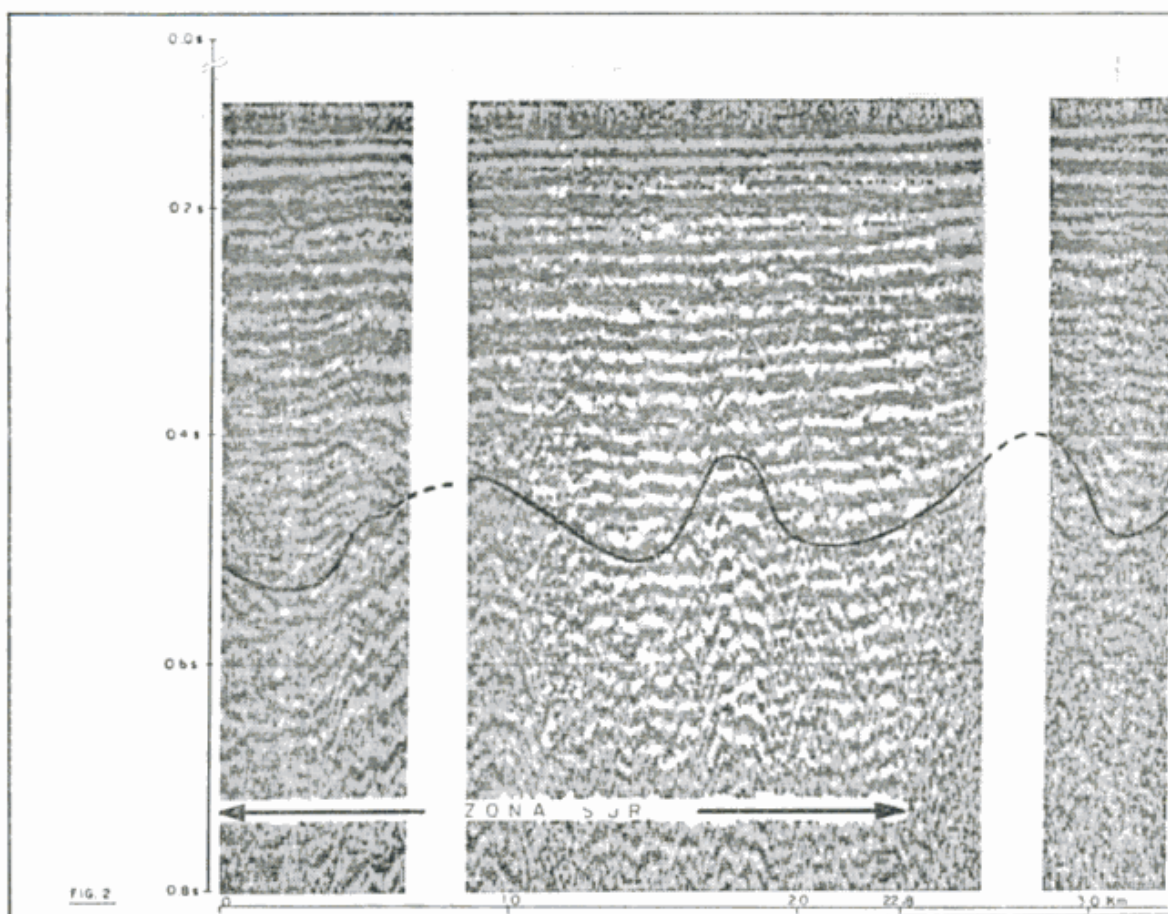


Fig. 2. — Sección sísmica al SE de Mar del Plata.

nos a la costa, que dieron un panorama cualitativo del área.

- c) El clásico trabajo de Ewing *et al.* (1962) con perfiles sísmicos de refracción, que fueron pioneros para el conocimiento de la plataforma continental argentina en la década del 60.
- d) Resultados de las campañas realizadas con el buque oceanográfico ARA "El Austral" —AU-31 y AU-34— con una grilla de aproximadamente cuatro por cuatro kilómetros, lo que permitió ubicar las zonas más singulares desde el punto de vista geofísico, Kostadinoff (1978 a).

Todas las referencias mostraban la tendencia a la extensión de las Sierras Septentrionales en la plataforma continental argentina.

Descripción geológica

La casi totalidad de los parámetros geológicos necesarios para una interpretación geofísica fueron extraídos del trabajo de Teruggi y Kilmurray (1980); de esta manera se intenta mantener un lenguaje que permita una transferencia biunívoca entre las dos ciencias.

Así, dentro de las descripciones fisiográficas de las Sierras Septentrionales, es clásico comenzar diciendo que a lo largo de 300 km Tandilia se descompone en sierras, cerros y lomadas, con un ancho máximo de 60 km en su parte central.

El basamento sísmico es posible seguirlo con sísmica de reflexión y refracción. En este trabajo sólo se miden espesores sedimentarios hasta llegar al basamento geofísico —sea de granito, gneis, basalto u otro tipo de roca.

Estas sierras terminan hacia el mar con una secuencia de lomadas y mesas cuya última manifestación es el cabo Corrientes.

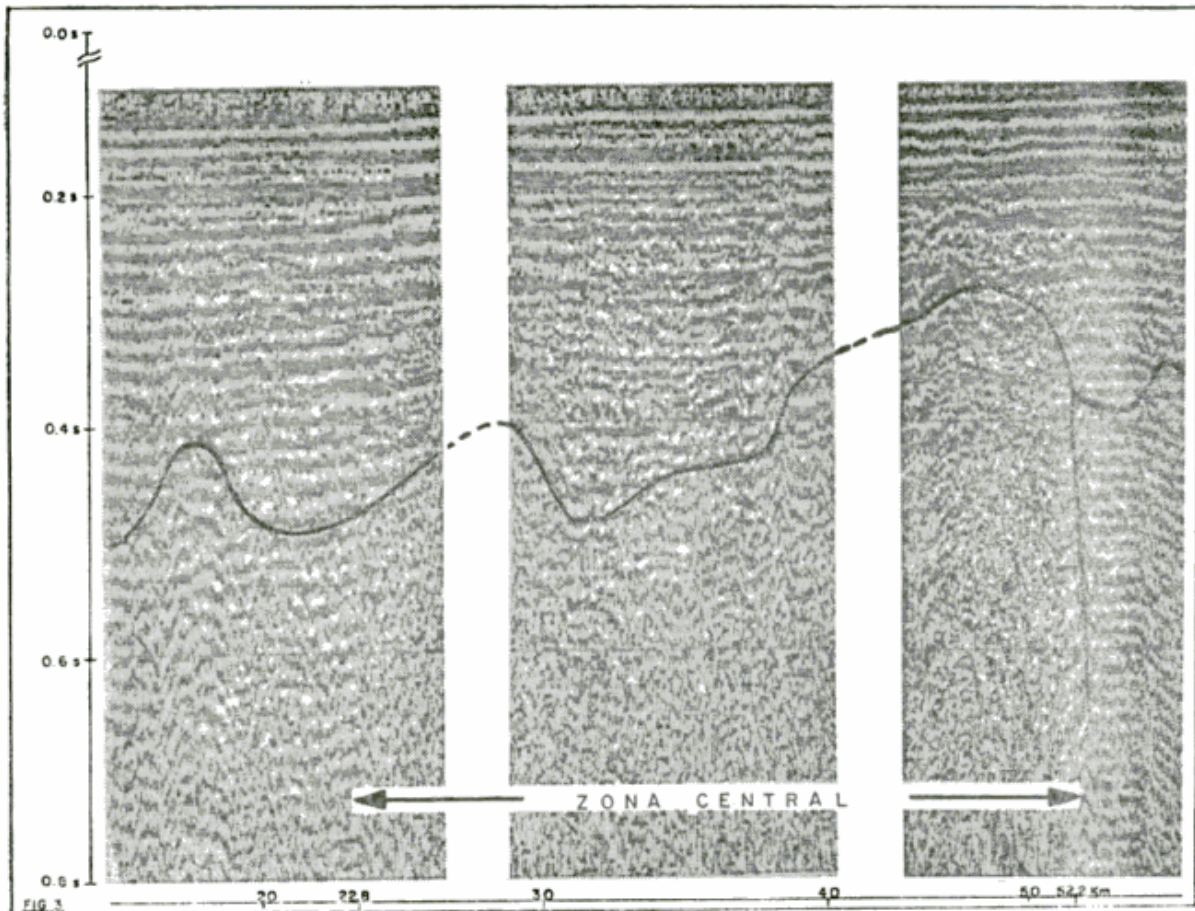


Fig. 3. — Sección sísmica al Este de Mar del Plata.

En el continente, el cordón de Tandilia está estructuralmente formado por un arco, que culmina en las sierras de Tandil con fallas escalonadas, inclinadas hacia el SO.

Como dato estratigráfico para la sísmica de reflexión, se puede mencionar que no afloran depósitos terciarios en las vecindades de las sierras.

Del trabajo de Teruggi y Kilmurray (1980) sintetizamos como de interés geofísico, que el basamento de las sierras está formado por: granitoides, migmatitas, milonitas, metamorfitas y rocas de filón.

Una vez identificadas las rocas de basamento en la parte continental de las sierras se pueden inferir las velocidades sísmicas del basamento en la prolongación marina.

Otro parámetro físico, la susceptibilidad magnética de las rocas de basamento de las Sierras Septentrionales, fueron determinadas por Kostadinoff (1978 a).

Una mención especial merecen los basaltos cretácicos de la cuenca del Salado. Estos son mencionados por Zambrano (1971) como resultado de uno de los pozos explo-

ratorios de la empresa petrolera Kerr-McGee. Una descripción más detallada se encuentra en el trabajo de Yrigoyen (1975):

De estos trabajos se desprende que por las fallas que marginan el graben del Salado se han derramado basaltos equivalentes al Serra Geral.

Estos basaltos fueron detectados en la zona norte de la cuenca en perforaciones realizadas por diferentes compañías de exploración petrolera.

En la zona sur de la cuenca se determinaron, en diferentes campañas oceanográficas, anomalías magnéticas que por su magnitud llevaron a sospechar la presencia de estos basaltos.

A fin de proponer interpretaciones de estas anomalías magnéticas, Kostadinoff (1978 a), determinó en laboratorio, la susceptibilidad magnética promedio de los basaltos Serra Geral de diferentes áreas.

Este estudio llevó a obtener los valores de magnetización total, desconociéndose los valores de magnetización remanente. Una aproximación para conocer el valor de la

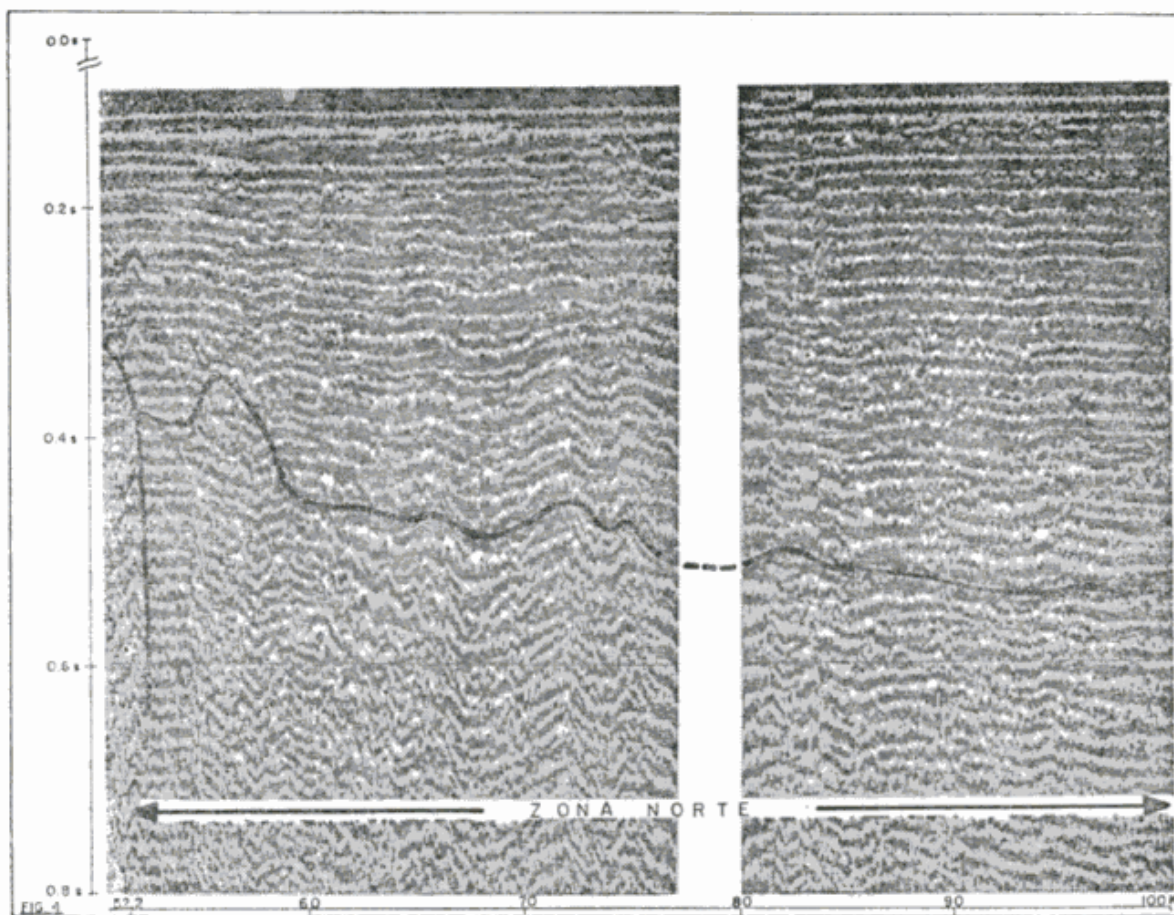


Fig. 4. — Sección sísmica al NE de Mar del Plata.

magnetización remanente es utilizar la relación de Köenigsberger (Q). Esta relación se obtiene como resultado de dividir la magnetización remanente por la magnetización inducida. El trabajo de Creer (1962) nos indica que para los basaltos Serra Geral de Brasil el valor de Q es igual a 8.

Esto nos da idea de la amplia variabilidad de los valores de susceptibilidad magnética en esta formación rocosa. De esta manera se pueden obtener varios modelos magnéticos, uno de ellos nos indica que los derrames basálticos comienzan a los 38° de latitud sur, marginando el borde norte de la Dorsal de Tandil.

Dentro de la petrogénesis de las rocas del basamento, nos interesa la interpretación de que el origen de éstas es el resultado de procesos de metamorfismo en un geosinclinal precámbrico, Bonorino *et al.* (1956). En Tandil, estos procesos metamórficos fueron acompañados por intrusión de material granítico.

Teruggi *et al.* (1962), sugieren la posibilidad de la existencia de un gran batolito granítico en profundidad.

Por último, Quartino y Villar Fabre (1967), visualizan un proceso de metamorfismo y gneisificación, seguido de un magmatismo granítico y una intrusión final de diques básicos.

Respecto de la cubierta sedimentaria, se puede transcribir resultados de diferentes investigadores, pero para los fines geofísicos sólo nos interesan aquellas formaciones que den un buen contraste acústico con los perfiladores sísmicos.

Debido a que no existe información hasta el Terciario sólo nos queda la identificación de los paquetes sedimentarios del Cuartario. Esta puede intentarse a partir de los trabajos de Rabassa (1973), Teruggi *et al.* (1973 a).

En lo referente a las estructuras de basamento, nos ajustamos a los resultados de Teruggi *et al.* (1973 b y Teruggi y Kilmurray (1980), quienes reconocieron tres dominios tectónicos.

Las tres direcciones fundamentales de estructura del basamento son: E-O, NE-SO y NO-SE, que ha servido de base para la posterior tectónica de fallas.

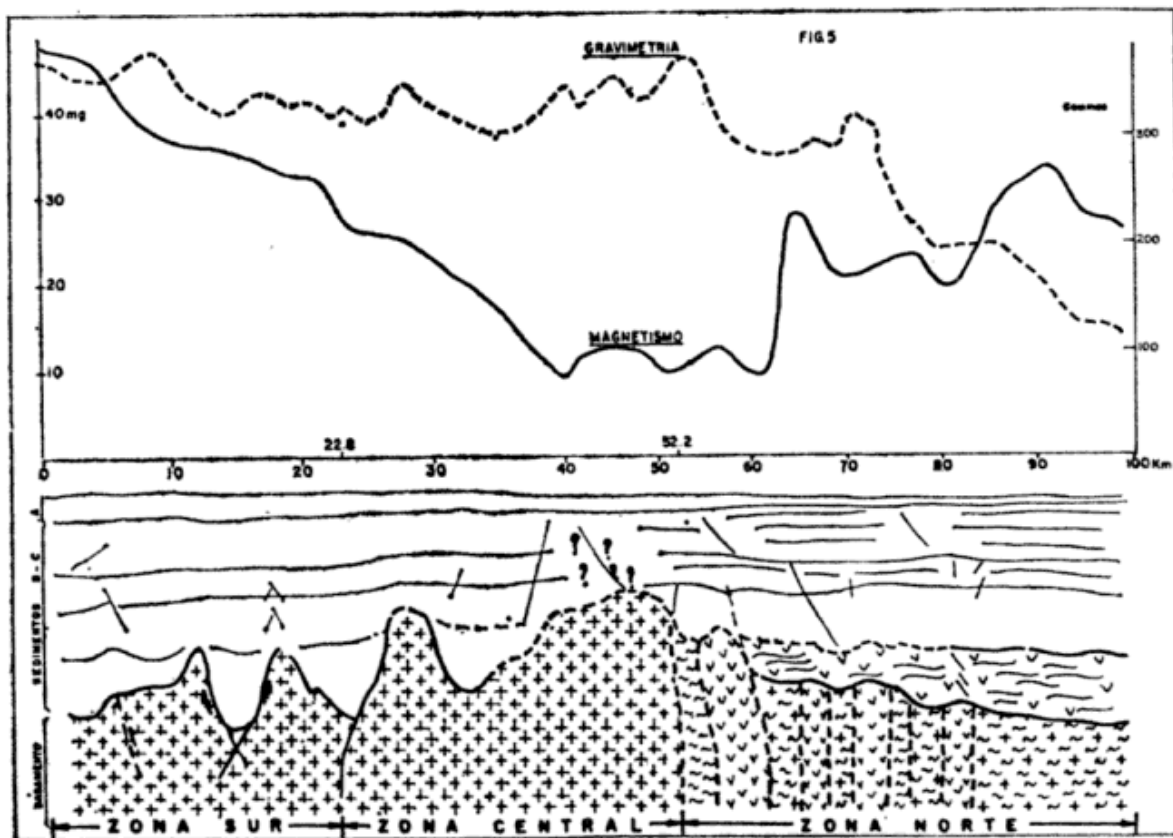


Figura 5

Un elemento importante para la interpretación geofísica, es la estructura de la cubierta sedimentaria.

Los sedimentos paleozoicos se inclinan en algunos lugares, hacia SE y SSO, con ángulos menores de 5° como reflejo de la posición de los bloques fracturados que forman las sierras.

Es importante verificar que el arco tectónico continúa bajando hacia el extremo SE y que los distintos bloques se hundan hacia ese extremo de las sierras tengan fallas con suficiente rechazo, como para discriminarlos sísmicamente (mayores de 40 m). En lo referente a la angularidad se observa que ésta es casi vertical, lo que simplifica la interpretación sísmica.

Metodología

En esta investigación convergen tres disciplinas de la geofísica, a fin de resolver la forma, estructura, sedimentación y tipos de rocas que forman el basamento de las Sierras Septentrionales en su prolongación marina.

Debido a la complejidad de las interpre-

taciones pasaremos a describir en cada una de las disciplinas el equipo, magnitudes medidas y resolución de cada método.

Magnetismo

Se utilizó un magnetómetro de precisión protónica, marca Barringer. Se midió con una precisión de 1 gamma (10^{-5} Oersted = 1 gamma). El valor del campo magnético total en el área, durante la época de trabajo, fue del orden de 25000 gammas. Se registró un valor cada 5 segundos, o sea que a la velocidad del buque oceanográfico ARA "El Austral" (8 nudos) obteníamos un valor de campo magnético cada 20 m.

El área cubierta durante el año 1977 fue de 9500 km², llegándose a obtener una grilla de aproximadamente 4 x 4 km. Esta gran densidad de puntos nos permitió confeccionar mapas de campo magnético, residual y derivada segunda. El mapa de *campo magnético total* (fig. 6) nos permite visualizar el gradiente regional y ubicar las singularidades de interés.

Los mapas *residuales de campo magnético total* nos ubican con precisión las ano-

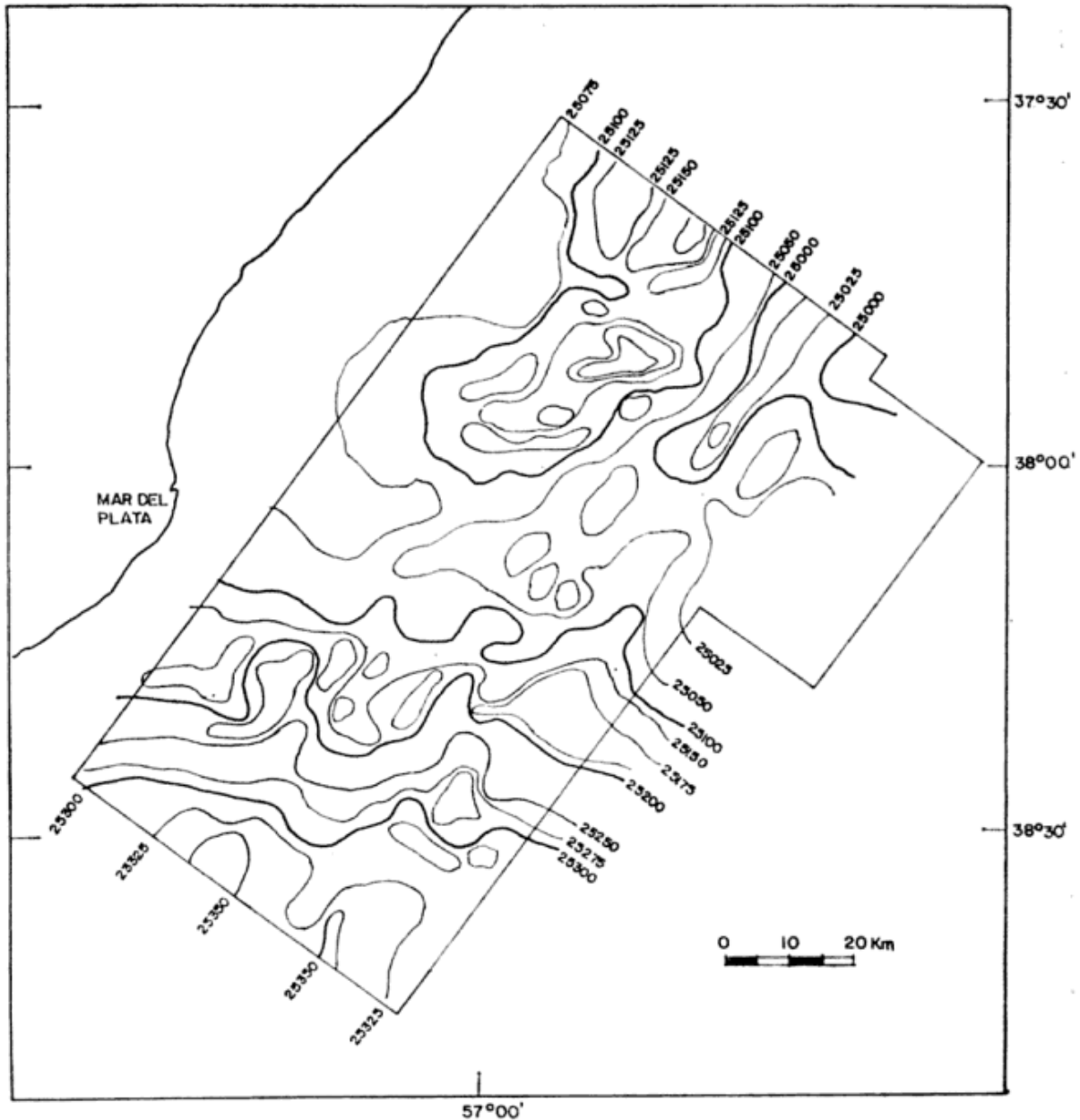


Fig. 6. — Mapa del campo magnético total, resultado de 19 líneas magnéticas realizadas con el buque oceanográfico "El Austral".

malías magnéticas, una vez extraído el campo regional.

En las zonas de mayor interés se realizaban perfiles visualizando las tendencias regionales para poder discriminar, de acuerdo a máximos y mínimos magnéticos, los coeficientes y los radios a aplicar en la fórmula de Griffin (1949). Esta fórmula nos da un mapa de campo magnético residual cuando se tiene alta densidad de puntos magnéticos, ver fig. 7.

La derivada segunda del campo magnético total tiende a delinear las formaciones geológicas de alta susceptibilidad magnéti-

ca (rocas básicas) de las de baja susceptibilidad magnética (rocas ácidas).

El método de cómputo es el desarrollado por Henderson y Zietz (1949), detalles del desarrollo se pueden seguir en el trabajo de Kostadinoff (1978 a) fig. 8.

La variación diurna del campo magnético terrestre en el área de trabajo se corrigió teniendo en cuenta los magnetogramas de la estación geomagnética Las Acacias (latitud 35° S).

La variación secular se logró calcular en función de los dos mapas de campo magnético total obtenidos en las diferentes épo-

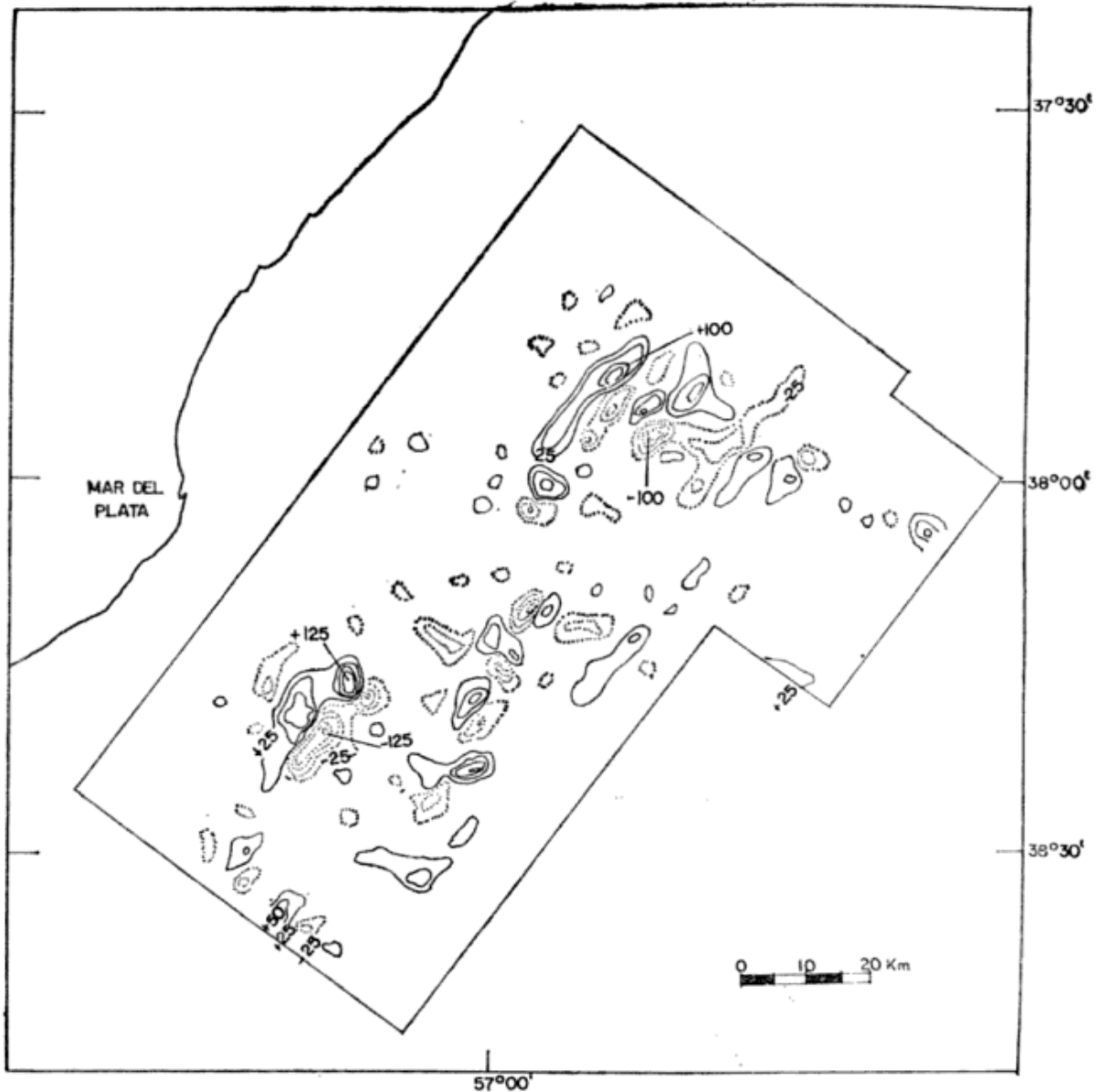


Fig. 7. — Campo magnético residual obtenido por el método de Griffin, en función del campo magnético total. (Kostadinoff, 1978).

cas de trabajo. Las grillas de navegación en 1977, 22 y 1977, 73 eran complementarias pero los cruces entre las líneas se programaron para que pasaran sobre las anomalías definidas en el primer trabajo (Ríos 1977, 2).

Al repetirse la ubicación de las cinco anomalías magnéticas elegidas fue posible calcular que la variación del campo magnético con el tiempo fue aproximadamente igual en todas ellas.

La posibilidad de restar este gradiente magnético temporal a todos los valores magnéticos obtenidos en 1977, 22 nos permitió pasar a un solo mapa de época 1977, 73.

Se puede agregar que hubo un segundo

control de la variación secular teniendo en cuenta el valor de las isodinas magnéticas en las zonas de magnetismo quieto y los cruces de líneas magnéticas de diferentes épocas con la variación secular ya restada.

Debido a la presencia de basaltos equivalentes a Serra Geral en la cuenca del Salado, Zambrano (1971) e Yrigoyen (1975), se hizo necesario realizar determinaciones de la susceptibilidad magnética de estos basaltos y de las rocas que forman las Sierras Septentrionales; Kostadinoff (1978 a).

Es necesario aclarar que la susceptibilidad magnética puede variar en algunos casos con gran amplitud en una misma for-

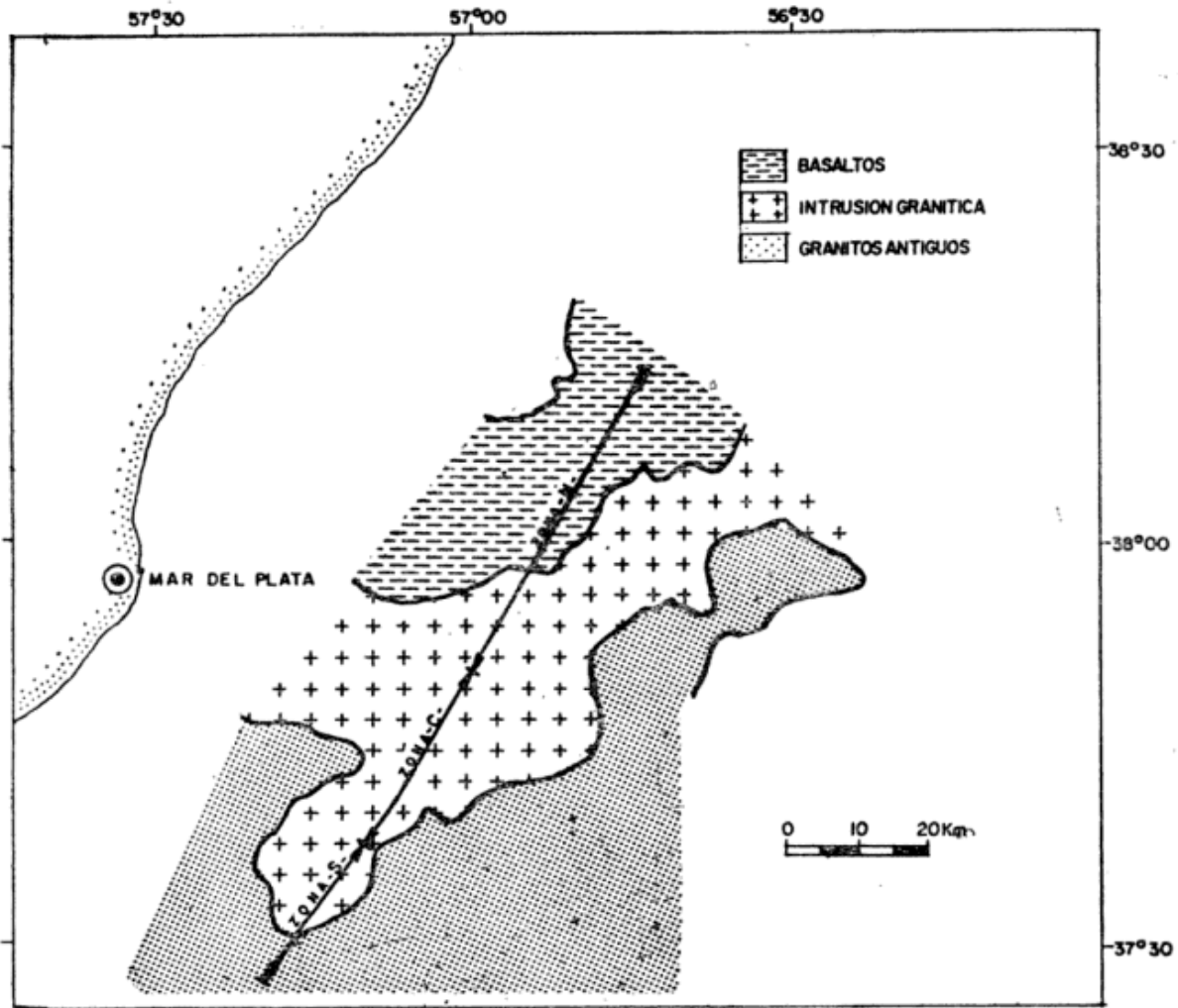


Fig. 8. — Línea sísmica e interpretación de la derivada segunda del campo magnético total.

mación rocosa, dependiendo su valor del contenido y tamaño de sus óxidos de hierro y hierro y titanio.

Nuestro caso particular era investigar si era posible discriminar una estructura basamental con un valor de campo magnético total cada 20 m, además se debía considerar que ella se encontraba cubierta por 700 m de sedimentos prácticamente amagnéticos.

Debido que un magnetómetro marino en movimiento integra en su detección toda variación magnética debido a diferenciación

magmáticas fue necesario utilizar valores promediados de la susceptibilidad magnética.

En el caso del basalto Serra Geral, el autor, como Vila (1959), obtuvieron valores promedios similares utilizando diferentes técnicas y equipos. Debe agregarse que las rocas fueron extraídas en diferentes áreas.

De esta manera podemos confeccionar el siguiente cuadro de susceptibilidades magnéticas promedios.

	5	x	10 ⁻⁶	uem/cm ³
Esquistos micaceos, Co. de La Plata (Chillar)	161	"	"	"
Migmatitas, Sierra del Azul	45	"	"	"
Porfiros granatíferos, Co. Siempre Amigos	93	"	"	"
Porfiros, Gardey	87	"	"	"
Granitos, Cantera "Los Leones", Tandil	71	"	"	"
Anfibolitas, en dique Cantera "Los Leones"	3	"	"	"
Esquistos, Cinco Cerros	9	"	"	"
Ortocuarcitas, Cabo Corrientes	440	"	"	"
Basaltos Serra Geral (Kostadinoff, 1978)	396	"	"	"
Basaltos Serra Geral (Vila, 1959)				

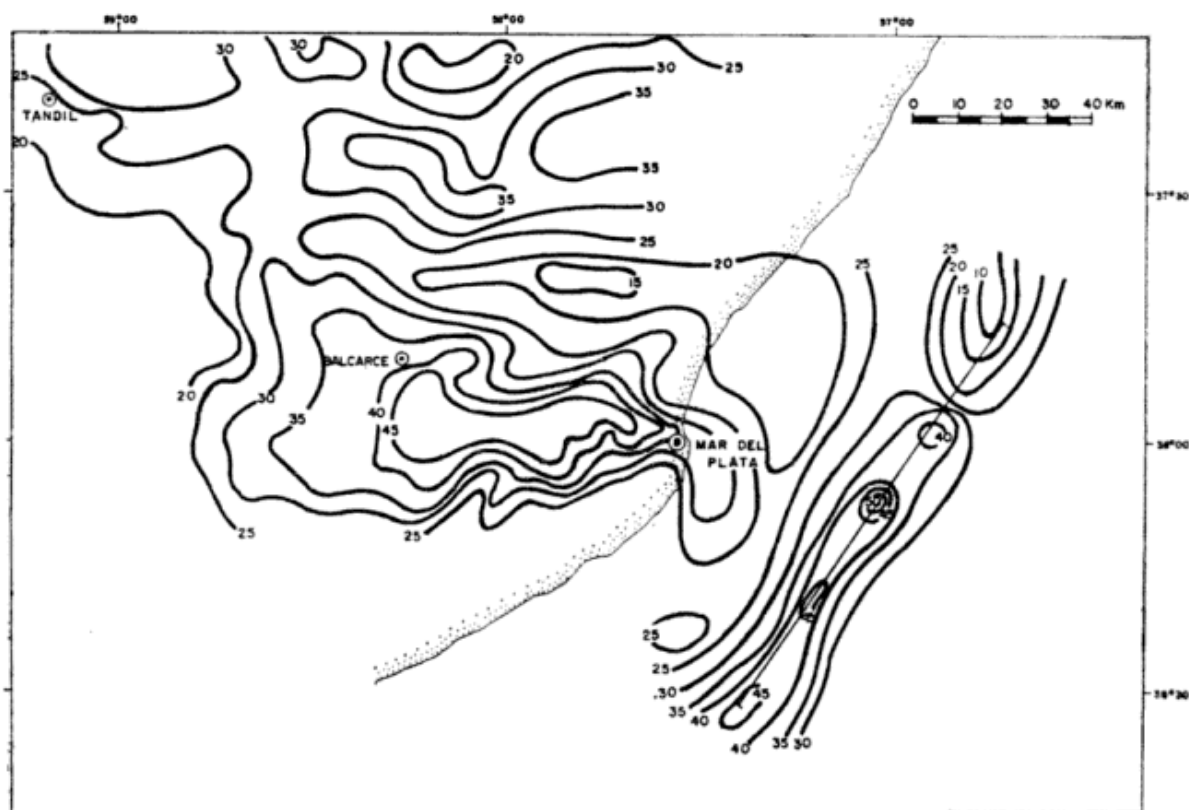


Fig. 9.— Mapa gravimétrico de anomalías de aire libre. Fuente de información: YPF en el área continental y B.O. Puerto Deseado en el área marina.

Con estos valores es fácil deducir el gran contraste que existe entre las rocas de las Sierras Septentrionales y los basaltos Serra Geral.

Esto nos permite diferenciar magnéticamente los cambios litológicos y la identificación es más notable si además se agregan los resultados gravimétricos y sísmicos.

Para el modelado magnético se siguieron las recomendaciones de libros especializados en la materia como Nettleton (1976), Grant y West (1965) y Telford *et al.* (1976).

Gravimetría

Las observaciones de gravedad relativa se realizaron con un gravímetro Askania GSS-3, cuya precisión, teniendo en cuenta las condiciones de mar soportadas durante la registración, es de 1 miligal (10^{-3} cm/seg²). Los valores de gravedad fueron relativos a la Base Migueletes. El transporte de este valor al puerto de Buenos Aires fue realizado por el Ingeniero M. Paterlini del SHN, siendo el valor de la gravedad de salida de 979.694,47 miligals. Debido a que el equipo fue puesto en funcionamiento recién a

partir de noviembre de 1980; y no ha llegado al equilibrio térmico entre los diferentes componentes que lo forman, la deriva instrumental fue muy alta, del orden de 1 miligal por día.

Las correcciones de latitud, profundidad, velocidad y rumbo (Eötvos), fueron realizadas por las computadoras del buque. El listado de datos fue programado cada 1 minuto (154 m), si se tiene en cuenta la velocidad del buque: 5 nudos.

Se obtuvieron así los valores de Aire Libre y Bouguer que luego se correlacionaron con la información sísmica.

Sísmica

Se realizó sísmica de reflexión, tomando como control los perfiles de refracción realizados por Ewing *et al.* (1962), fig. 1. De esta manera fue posible tener un control de las velocidades de los sedimentos y el basamento. Estos valores son los que se utilizaron en la posterior reducción del tiempo de registro, para transformarlo en valores de profundidad de las formaciones.

Se obtuvo un perfil de 100 km que cor-

tó a las Sierras Septentrionales en forma perpendicular, fig. 1.

El equipo utilizado fue un perfilador sísmico, caracterizado por los siguientes parámetros:

Fuente de energía sísmica: Se utilizaron dos cañones de aire de 40 pulgadas cúbicas de capacidad y la presión de trabajo se mantuvo en 110 kg/cm^2 (1600 lb/plg^2); de esta manera se obtuvo constancia en las frecuencias de energetización a lo largo de toda la línea sísmica.

Detección: Se realizó con una "anguila sísmica" de 12 canales de registración y cada grupo de hidrófonos (32) se encontraban separados cada 30 m. La primer traza activa se hallaba a 60 m y la última a 390 m. La anguila se encuentra optimizada para frecuencias sísmicas altas: 50-350 Hz. El apartamiento entre la fuente de energía y el primer canal de detección sísmica se dispuso a una distancia tal que atenuara el ruido espúreo producido por las burbujas de los cañones de aire comprimido.

Por medio de aletas estabilizadoras se mantuvo la profundidad de la anguila sísmica entre 4 y 6 m.

Se adecuó la velocidad del buque en 5 nudos, pues a velocidades mayores se introduce ruido en la registración sísmica.

Registración: Una vez optimizada la fuente de energía y la detección, se ajustaron los parámetros de registración, de acuerdo a la respuesta acústica de las formaciones geológicas. Tenemos así que la secuencia de disparos permite hacer una sumación de 3 trazas en un mismo punto de reflexión; la longitud del registro se mantuvo en 2 segundos (trayectoria de ida y vuelta de la onda sísmica), lográndose de esta manera seguir el basamento a lo largo de toda la trayectoria de trabajo. El muestreo de la información se colocó en 2 milisegundos para los 12 canales, de tal manera que la frecuencia de Nyquist se mantuviera alta —250 Hz— y coincidiera con los demás parámetros de optimización. La amplificación y filtros aplicados a la señal sísmica fueron variados de acuerdo a las necesidades.

Conclusiones

Como resultado del perfil se puede dividir el basamento en tres zonas:

ZONA SUR (fig. 2)

En los primeros 22,8 km de la sección sísmica se encuentra un basamento fracturado en dos bloques de 8 y 6 km de lado respectivamente. Gravimétricamente vemos que la curva sigue el contorno de los bloques, dando anomalías que están de acuerdo con los levantamientos (fig. 5).

La identificación de la roca es sencilla, si se tienen en cuenta los resultados de la interpretación magnética, ver fig. 5.

Al atravesar los bloques, el gradiente regional magnético es suavemente perturbado y esto sólo es atribuible a rocas de baja respuesta magnética, si comparamos con los valores medidos en el continente, podemos inferir que estamos frente a un granitoide.

ZONA CENTRAL (fig. 3)

Aquí, la opacidad de las ondas sísmicas identifica rocas de basamento, posiblemente un batolito de aproximadamente 30 km de ancho.

Entre las progresivas 22,8 y 30,5 km, se encuentra un apófisis lateral de este batolito central.

La culminación del basamento se alcanza en la progresiva de los 46 km, ver fig. 5.

Para la identificación de las rocas se recurre a las curvas de gravedad y magnetismo.

Las curvas de gravimetría, siguiendo la fisiografía del basamento, indican un exceso de masa (mayor gravedad) de 10 mgales.

Las curvas del campo magnético muestran una inflexión del campo magnético regional, acompañado de suaves anomalías, atribuibles sólo a rocas de baja susceptibilidad magnética (similar a los granitos de Tandil).

Este batolito se encuentra alineado con las Sierras Septentrionales.

ZONA NORTE (fig. 4)

Desde la progresiva 52,2 km hasta el final de la sección, se nota un cambio brusco de las ondas sísmicas que identifican el basamento.

El cambio de frecuencia sugiere la existencia de una roca de mayor velocidad que los granitos descritos en las zonas anteriores.

Hacia el NE, el basamento se profundiza (cuenca del Salado), lo que coincide con el declinante gradiente regional de la gravedad, fig. 5.

Son notables tres zonas de aproximadamente 3 km de ancho, donde —debido al

máximo contraste acústico entre sedimentos y rocas— se encuentra la reverberación más extendida en tiempo.

Los métodos potenciales (gravimetría y magnetismo) nos permiten identificar en esas zonas una roca de mayor densidad que el granito que la rodea (anomalías gravimétricas) y las anomalías magnéticas—debido a su amplitud— son correlacionables a una roca de mayor respuesta magnética.

De acuerdo con estas anomalías, se puede postular la existencia de diques basálticos en las áreas de máxima reverberación sísmica, con derrames hacia el norte, siguiendo la pendiente del graben del Salado (hacia el centro de la cuenca).

Los espesores sedimentarios totales (en tiempo, en las tres zonas), varían por influencia de los movimientos que ha sufrido el basamento, ver Teruggi *et al.* (1974), así tenemos de:

140 mseg a 230 mseg, en la zona Sur
(fig. 2)

90 mseg a 177 mseg, en la zona Central
(fig. 3)

177 mseg a 219 mseg, en la zona Norte
(fig. 4)

A su vez, en cada zona, vemos los cambios de frecuencia que identifican los sedimentos. Estos se pueden discriminar en cuatro paquetes sedimentarios.

Los sedimentos que se encuentran sobre el basamento, responden a frecuencias de 50 Hz, notándose en la zona Central, cambios que indican su desaparición. El paquete sedimentario predominante en las zonas Sur y Central, se caracteriza por la frecuencia de los 35 Hz. En la zona Norte se aumenta bruscamente la frecuencia, llegando al orden de 83 Hz. Finalmente, todos los paquetes sedimentarios están cubiertos por formaciones modernas que se identifican por la frecuencia de 62 Hz (lecho marino).

La investigación sísmica se programó de tal forma que coincidiera con los disparos de refracción estudiados por Ewing *et al.* (1957-1961) (ver fig. 1), quienes identifican un grupo de cuatro capas sedimentarias, que son: Capa A: poco consolidada; Plioceno reciente-Mioceno; 1,84 a 1,71 km/seg; Capa B: semi consolidada; Bajo Mioceno-Cretácico; 1,98 a 2,07 km/seg; Capa C: consolidada; Paleozoico superior; 3,20 a 3,62 km/seg; Capa D: consolidada, Paleozoico inferior; 4,28 a 5,26 km/seg.

El basamento tiene velocidades entre 5,70

y 6,24 km/seg. Sobre la base de la identificación por frecuencias y a las velocidades sugeridas por los disparos de refracción, tenemos que los espesores sedimentarios totales (fondo de océano a tope de basamento) en metros, en cada una de las zonas, varía aproximadamente entre:

340 m a 720 m en la Zona Sur

230 m a 550 m en la Zona Central

552 m a 712 m en la Zona Norte

Se sugiere como resultado de las observaciones antedichas, que un batolito se intruyó en la zona Central por entre los granitoides más antiguos. Esta idea ya es mencionada por Teruggi *et al.* (1962) y Quartino y Villar Fabre (1967). Posteriormente, un magma basáltico se derramó hacia el norte del batolito, cubriendo e intruyendo sedimentos y el basamento a través de varias chimeneas o fracturas. El grueso de los sedimentos que se encuentran en la zona Sur presentan una sedimentación tranquila (sedimentos cenozoicos-mesozoicos) con pocas fallas.

Acéptado, de acuerdo a los resultados geofísicos, la existencia de un batolito central, podemos continuar diciendo que éste actúa como límite separador de los sedimentos de baja velocidad. Así se nota que a ambos lados del batolito y a una misma profundidad, existen cambios de frecuencias en los sedimentos.

En la zona Norte se hacen notables los acunamientos en sedimentos superficiales y el desdoblamiento de frecuencias que sugieren cambios de facies.

Continuando el estudio hacia profundidades mayores, vemos las ondulaciones de los sedimentos con longitudes de onda de 5 km y una amplitud máxima de 30 m. Estas ondulaciones siguen la forma de los derrames basálticos.

En las cercanías del basamento acústico de la zona Norte se hace conflictiva la identificación de los sedimentos; pues los últimos 150 miliseg de la sección sísmica se encuentran alterados posiblemente por la existencia de filones capas de basaltos entre los sedimentos.

Esta particularidad perturba los parámetros geofísicos de velocidad sísmica y frecuencia de las capas B, C y D; haciendo cada vez más difícil identificarlos a medida que nos acercamos al basamento acústico.

Las bajas frecuencias y velocidad de las

ondas sísmicas del paquete sedimentario predominante en las zonas Sur y Central —Capas B y C— se pueden sugerir como de edad terciaria a cretácica, Ewing *et al.* (1962).

En la zona Central se nota una cierta perturbación en la posición de los sedimentos, posiblemente por movimientos posteriores a la sedimentación.

Los sedimentos paleozoicos, capa D, son de difícil interpretación, debido a que en la parte Sur el basamento se encuentra muy fracturado, enmascarando su identificación; en la zona Central están perturbados por los movimientos modernos del batolito y en la parte Norte se encuentran cubiertos o lateralmente reemplazados por los derrames de los basaltos.

En lo referente a la angularidad de los sedimentos, se nota una pendiente hacia el SO (centro de la cuenca del Colorado) de 1 m por km, hacia el NE los mismos buzanan hacia la cuenca del Salado con igual pendiente. La inflexión de las pendientes coinciden con la culminación del batolito.

Conociendo la profundidad del tópe de basamento basáltico inferido por la gravedad y el magnetismo, es posible intentar un modelo de susceptibilidad magnética y de espesores.

Si partimos de la base de la susceptibilidad magnética de los basaltos Serra Geral medidos con diferentes equipos y observadores; Kostadinoff (1978b), Vila (1959) veríamos que el promedio de las observaciones, se mantiene en alrededor de 400×10^{-6} uem/cm³.

Con este valor el modelo de cálculo indica que las anomalías magnéticas reales son mayores que las calculadas. Esto es debido a la amplitud de los valores de magnetización remanente que pueden tener los basaltos Serra Geral. Según Creer (1962) ésta puede llegar a ser 8 veces superior a la magnetización inducida. Por lo tanto se puede suponer que son basaltos coetáneos con los Serra Geral. Otra alternativa es pensar que la responsabilidad de los movimientos y fallas en los sedimentos precuarterios son debido a la intrusión de basalto en capas en sedimentos más jóvenes que los cretácicos.

De acuerdo a la derivada segunda del campo magnético, en la zona Norte los derrames basálticos tendrían la forma y extensión que se observa en la fig. 8.

Se confirma también que, la zona Central se encuentra libre de derrames.

Las anomalías magnéticas suaves al Sur del batolito central son atribuibles a fallas con rechazos de más de 100 m.

El mapa gravimétrico obtenido por YPF en la parte continental muestra máximos de 45 miligales sobre las sierras; en el área marina se verifican valores similares (45 - 50 miligales), ver fig. 9. Los máximos registrados a 50 km de la costa de Mar del Plata sugieren la existencia de espesores sedimentarios mayores entre la costa y la línea gravimétrica registrada.

La cantidad de anomalías gravimétricas registradas en el océano y su alineación, se debe a la alta resolución que se obtiene con un gravímetro de registro continuo.

Es probable que la alineación de las singularidades gravimétricas sean corregidas cuando se cuente con mayor densidad de información.

Agradecimientos

A los miembros del IADO, que posibilitaron esta tarea.

Al personal del Buque Oceanográfico ARA "Puerto Deseado", por la eficaz colaboración prestada.

Al Ing. Eduardo A. Fernández por la especial dedicación para la reproducción de la información sísmica y al Técnico Jorge Piervittori, por los dibujos y cálculos realizados para finalizar esta investigación.

Al Ing. Daniel Valencio de la UBA por su asesoramiento en los temas de magnetismo terrestre y corrección del manuscrito.

A los doctores Mario Teruggi, Carlos Cingolani y Luis Dalla Salda, del Museo de Ciencias Naturales de La Plata, por la discusión de los trabajos.

Al Dr. Edgardo Gelós y al Lic. Roberto Schillizi de la Universidad Nacional del Sur, por las sugerencias y críticas de la investigación.

A la Gerencia de Explotación de YPF —Directivos y Profesionales— que suministraron los datos gravimétricos obtenidos en las Sierras Septentrionales.

A la Sra. María Ofelia C. de Piervittori por el mecanografiado del manuscrito y sus correcciones.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bonorino, F., R. Zarini, M. Figueroa, T. A. Limousin, 1956. *Estudio Geológico de las Sierras de Olavarría y Azul*. LEMIT, Serie II, 63.
- Cretr, K. M., 1962. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 7. (1): 1-22.
- Ewing, M., W. J. Ludwig, y J. I. Ewing, 1962. *Geophysical Investigations in the submerged Argentine Coastal Plain. Part. I. Buenos Aires to Peninsula Valdez*. Geol. Soc. Am. Bull. 74: 275-292.
- Grant, F. S. y G. F. West, 1965 *Interpretation Theory in applied Geophysics*. Mc-Graw Hill Book Company.
- Griffin, W. R., 1949. *Residual gravity theory and practice*. *Geophysics*, 14: 39-59.
- Henderson, R. G. y I. Zietz, 1949. *The computation of second vertical derivate of geomagnetic field*. *Geophysics* 14: 508-516.
- Kostadinoff, J., 1978a. *Investigación de la prolongación Este de la Dorsal de Tandilia*. Inst. Arg. de Oceanografía. Contribución Científica 41.
- Kostadinoff, J., 1978b. *Efecto de costa en la prospección magnética marina*. Inst. Arg. de Oceanografía. Cont. Cient. 44.
- Nettleton, L. L., 1976. *Gravity and Magnetics in oil prospecting*. Mc-Graw Hill International Book Co.
- Quartino, B. J. y J. F. Villar Fabre, 1967. *Geología y petrología del basamento de Tandil y Barker, Prov. de Bs. Aires, a la luz del estudio de localidades críticas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (3): 223-251.
- Rabassa, J., 1973. *Geología superficial en la Hoja "Sierras de Tandil", Prov. de Buenos Aires*. LEMIT, La Plata, serie 2 (240): 117-160.
- Ríos, F. F., 1977. *Prolongación del arco de Tandilia 3ª Parte*. Inst. Arg. de Oceanografía. Contribución Científica 37.
- Telford, W. M., L. P. Geldart, R. E. Sheriff y D. A. Keys, 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Chapter 3.
- Teruggi, M. E., 1962. *Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil*. An. Prim. Jorn. Geol. Arg., 2: 359-372.
- Teruggi, M. E., V. E. Mauriño y T. Limousin, 1962. *Geología de la porción occidental de las Sierras de Tandil*. An. Prim. Jorn. Geol. Arg. II.
- Teruggi, M. E., L. Spalletti y L. Dalla Salda, 1973a. *Paleosuelos en la región de la Sierra Bachicha, Partido de Balcarce, Prov. de Buenos Aires*. Rev. Museo La Plata, 8 (67): 227-256.
- Teruggi, M. E., J. O. Kilmurray y L. Dalla Salda, 1973b. *Los dominios tectónicos de la región de Tandil*. An. Soc. Cient. Arg., 195 (1-2): 81-94.
- Teruggi, M. E., R. Andreis, M. Mazzone, L. Dalla Salda y L. Spalletti, 1974. *Nuevos criterios para la estratigrafía del Cuaternario de las barrancas de Mar del Plata - Miramar, Provincia de Buenos Aires*. M.O.P. LEMIT, Serie 2, 268. La Plata.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1980. *Sierras Septentrionales de la Prov. de Buenos Aires*. Geología Regional Argentina. II: 919-965.
- Vila, F., 1955-1959. *Mediciones de susceptibilidad magnética*. Informe interno YPF.
- Yrigoyen, M. R., 1975. *Geología del subsuelo y Plataforma Continental*. VI Cong. Geol. Arg., Relatorio, Geología de la Provincia de Buenos Aires: 139-168.
- Zambrano, J. J., 1971. *Las cuencas sedimentarias en la Plataforma Continental Argentina*. Petrotécnica: 26-37.
- 1974. *Cuencas sedimentarias en el subsuelo de la Provincia de Buenos Aires y zonas adyacentes*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIX (4): 443-469.

Recibido: 23 de marzo, 1981

Aceptado: 11 de marzo, 1983.

JOSE KOSTADINOFF

Instituto Argentino de Oceanografía
Av. Alem 53, 8000 Bahía Blanca.

INSECTOS FOSILES EN LA FORMACION VENTANA (EOCENO). PROVINCIA DE NEUQUEN

ELSA ROSSI DE GARCIA

Resumen

Las sedimentitas que integran el afloramiento donde se hallaron los restos fósiles, son limolitas tobáceas y/o tufitas limo-arcillosas de colores gris claro con tonalidades verdosas y forman parte del complejo volcánico sedimentario terciario conocido como Grupo Nahuel Huapi, dividido en dos formaciones, la inferior o *F. Ventana* y la superior o *F. Niriuhau*.

Los insectos descubiertos están, bien conservados e indican zona de pantanos.

Se describe un nuevo género de hormiga: *Polanskiella smekali* nov. gen. n. esp., la cual es comparada con *Ameghinoia* sp. género creado por Haedo Rossi y Viana en 1957; una larva de un posible *Atalophlebia*, la que se ubica en nomenclatura abierta y un Díptero, que por falta de bibliografía fue ubicada en la familia *Stratiomyidae*, dejando incierto el género.

La edad asignada a estos insectos es la misma de la Formación Ventana que fue datada por varios resultados coincidentes; dataciones radimétricas, que varían entre los 42 y 49 millones de años resultando una isocrona de referencia de 45 millones de años ± 3 los que permite asignar edad eocena superior, lo mismo ocurre con los datos palinológicos que proporcionan igualmente esta edad.

Introducción

Los insectos, que por su conservación defectuosa (salvo los conservados en ámbar), han llamado poco la atención para su estudio paleontológico. Eso sumado a los pocos yacimientos que existen, no ha permitido que la investigación de los mismos se realice en forma intensiva y por lo tanto no se conoce lo suficiente, como para que tengan una preponderante ubicación dentro de los fósiles guías en estratigrafía.

Pocos son los autores que en nuestro país, se han ocupado del estudio de los insectos fósiles.

Dallas (1924), estudia algunos coleópteros de la provincia de Jujuy; más tarde, Cabrera (1928), se ocupa de algunos ortópteros del Triásico de Argentina. En el mismo año, Tillyard (1928), estudia insectos fósiles del Pérmico de las Islas Mal-

Abstract

A new genus of fossil ant: *Polanskiella smekali* n. gen. n. sp. is described, and compared with the genus *Ameghinoia* Haedo Rossi and Viana 1957.

A larval stage of *Atalophlebia*? and Diptera placed with doubts in the *Stratiomyidae* family were also described.

The sediments bearing the fossil insects are grayish tuffitic siltstones and mudstones, which belong to the Nahuel Huapi Group, a Tertiary volcanoclastic complex composed by two Formations: Ventana and Niriuhau Formations.

The fossils were very well preserved in swamp facies.

The given age of the fossils is coincident with the postulated Ventana Formation age dated by several methods as Late Eocene.

vinas, pero fue Cockrell quien desde el año 1923 hasta 1936, ha estudiado la mayor parte de los insectos aparecidos en el Terciario del norte argentino. Frenguelli (1938; 1939), dio a conocer una serie de estudios sobre nidos fósiles de escarabeidos de Patagonia, Viana y Haedo Rossi (1957) fueron los primeros que se ocuparon de las hormigas fósiles de la Argentina, describiendo un nuevo género que fue dedicado a Ameghino.

Ubicación de la localidad

El yacimiento de donde provienen los insectos aquí descritos, se ubica a unos 5 kilómetros al este —por la ruta nacional n° 238— de la estación de servicio de



Fig. 1. — Mapa de ubicación.

ACA, situada en el paraje conocido como Confluencia, que hace mención a la afluencia del río Trafal al río Limay. No existe ningún punto de referencia destacable o accidente geográfico-morfológico que permita establecer su situación con detalle, aunque esperamos que la fotografía del lugar facilite su rápida identificación; lo más sobresaliente lo constituye el árbol (ciprés?) solitario que se alza a la vera del yacimiento. (lám. II, fig. 1).

Generalidades de la Formación Protadora (Geología por E. González Díaz)

Las sedimentitas que integran el afloramiento donde se hallaron los restos fósiles, son limolitas tobáceas y/o tufitas limo-arcillosas de colores gris-claro, con tonalidades verdoso claro. Forman parte —muy reducida por cierto— del complejo volcánico sedimentario terciario que fuera denominado por González Bonorino (1972; 1973) como Grupo Nahuel Huapi; éste a su vez fue dividido en dos formaciones por este autor: la inferior o Formación Ventana y aquella superior o Formación Ñirihuau. Con el primer término se reemplaza aquella propuesta denominación de Formación Auca Pan (Dessanti, 1972), que tipifica la presencia de vulcanitas del Terciario inferior en la zona norte de Los Andes Patagónicos Septentrionales (Turner, 1965), que fuera extendida por Dessanti (1972), al sector sur de dicha morfoestructura.

Si González Díaz (1974) y González Díaz y Nullo (1976), mantienen las consideraciones de González Bonorino, estableciendo la presencia de la Formación Ventana en el área del hallazgo. Cabe aclarar que actualmente González Díaz

(com. verbal) acepta la primera denominación de Auca Pau, dejando, como lo sostiene González Bonorino (com. epist. con González Díaz) el término Formación Ventana para el área de influencia de Bariloche, donde característicamente este episodio volcánico muestra interposiciones sedimentarias marinas. La actitud estructural de las rocas portadoras, se muestra como levemente dislocada hacia el cuadrante nor-este, como parte de una estructura mayor, de similar disposición. Esta, se caracteriza en el ámbito regional, por bloques fallados y escasamente (salvo hechos locales) desplazados de la horizontal.

Edad de la Formación Ventana

Los resultados obtenidos a través del estudio de los insectos fósiles hallados, resultan ser prácticamente coincidentes con aquellos logrados por otros métodos.

Así por ejemplo González Díaz (1979), ha estimado que la edad de la Formación Ventana se corresponde con aquella del Eoceno superior, al tomar en cuenta una serie de dataciones radimétricas y una "isocrona de referencia" correspondiente. La misma fue alcanzada a partir de un grupo de muestras extraídas en lugares cercanos al yacimiento (González Díaz, en la zona del arroyo Blanco y Valvano, en la zona del arroyo Minero), dentro del ámbito de la Hoja 39b (Lago Trafal). Los valores obtenidos varían entre los 42 y 49 millones de años, resultando una "isocrona de referencia 55 de 45 ± 3 m.a., lo que le asigna una edad ecena superior. Tal adjudicación, no excluye la posibilidad de que este episodio se prolongue en la base del Oligoceno.

También podemos adelantar que el examen palinológico de algunas muestras de la misma localidad fosilífera (Pöthe, 1976), apoya aquellas consideraciones temporales para este ambiente volcánico. Pöthe (*op. cit.*) pudo establecer la presencia de una "microflora abundante rica en formas, pero poco variada morfológicamente, bien conservada, con bajo grado de carbonización y algo corroída"; la asociación observada es la siguiente:

- 1) *Nothofagidites cincta* Cooks
- 2) *Podocarpidites marwicki* (Couper)
Podocarpidites sp. y esporas de hongos.

La proporción entre 1) y 2) es aproximadamente de 1:1.

Se acepta que dicha asociación es típica para el Terciario Inferior; la alta frecuencia de polen de Gimnospermas (*Podocarpidites*) y la presencia del género *Nothofagidites*, permitiría únicamente referirla al Eoceno, más probablemente al Eoceno superior. Son indicadoras de un clima templado-frío, relativamente seco, condiciones climáticas éstas que prevalecieron en el Eoceno. Si bien se reconoce que *Nothofagidites* y *Podocarpidites* ya aparecen en el Paleoceno, su alta frecuencia y casi exclusividad en las muestras estudiadas, hace posible excluirlas de esta última edad; si a ello se suma el hecho de que el clima imperante en el Paleoceno más cálido restringiría notablemente la presencia de "arcadpres" de un clima templado-frío, tales como las *Gimnospermas*, es posible que su asignación al Eoceno, sea más consistente.

De esta manera, a través de métodos distintos: el presente análisis de insectos fósiles, varias dataciones radimétricas y análisis palinológicos, se ha alcanzado una buena coincidencia para el establecimiento de una generalizada edad eocena superior para estos depósitos de la Formación Ventana.

Descripciones sistemáticas

Phylum ARTHROPODA

Clase Insecta

Orden HYMENOPTERA

Superfamilia Formicoidea

Familia FORMICIDAE

Género *Polanskiella* nov. gen.

Origen del nombre: En honor del doctor Jorge Polanski.

Formación: Ventana.

Localidad tipo: Confluencia.

Diagnos del género: Antenas compuestas por ocho segmentos. Mandíbulas poderosas con denticulos. Tibia con espolones notables. Alas con Pt triangular, Ds de forma de un pentágono irregular. 1 Cu,

subtriangular con el lado inferior sinuoso (en forma de S); 2 Cu corta y pentagonal.

Polanskiella smekali n. sp.

Origen del nombre: En honor de quien me facilitó los ejemplares, señor Peter Smekal, vecino del lugar.

Paratipos: 10 ejemplares depositados en la A.P.N. Bariloche.

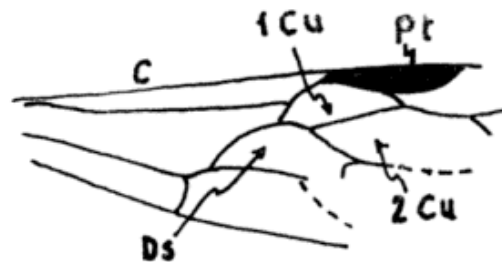
Descripción: Antenas segmentadas en 8 segmentos. Mandíbulas poderosas, de una longitud casi similar a la de la cabeza. Poseen dichas mandíbulas, denticulos poderosos y subiguales, y en número que varía de 4 a 5. La cabeza es redondeada y presenta, aún bien conservados, los ojos.

El tórax que es de forma alargada y ovalado, en vista lateral, tiene conservadas unidas, en todos los ejemplares, las alas, y los apéndices locomotores. Estos últimos son largos y alcanzan una longitud que casi iguala la longitud del animal.

El abdomen, también de forma ovalada y alargada, con constricciones. El último segmento abdominal lleva el ovopositor. Las alas se encuentran bien conservadas y presentan diferencias con las alas de otros géneros ya descritos para Argentina.

Dimensiones: 3 cm.

Discusión: El género descrito en el año 1959, por Viana y Haedo Rossi con el nombre de *Ameghinoia*, es el más cercano al nuevo género aquí presentado, ya sea por la conformación anatómica del animal, como por la cercanía geográfica de los yacimientos, aunque sus edades difieren: *Ameghinoia* es del Mioceno y *Polanskiella* aquí descrita, es del Eoceno. La diferencia anatómica entre las mismas, hace que se proponga un nuevo nombre genérico para los Formicidas hallados.

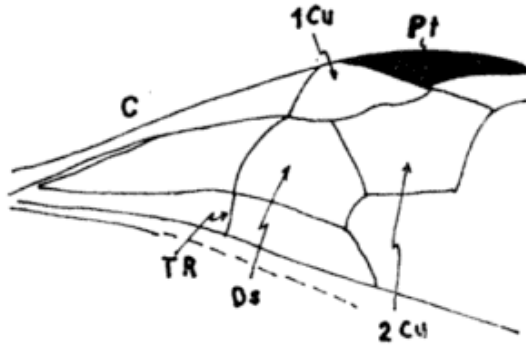


Ameghinoia piatnitzky

En primer lugar se puede referir a la diferencia existente entre las alas de los dos géneros.

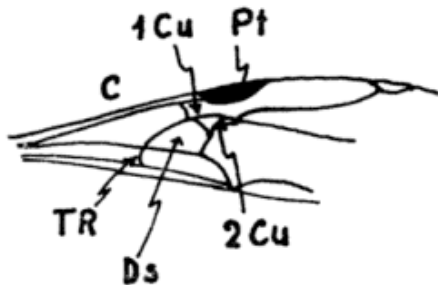
En *Polanskiella* el Pt es taguloso subtriangular, derondeado en su parte distal, en cambio, el Pt de *Ameghinoia* es triangular y simétrico.

Las cubitales 1 Cu y 2 Cu y la Dorsal Ds de *Polanskiella*, difieren de sus similares de *Ameghinoia* por tener 1 Cu forma triangular con el lado inferior flexionado en S y 2 Cu corta y pentagonal, cosa que no ocurre en *Ameghinoia*.



Polanskiella smekali

Si comparamos aún con otro género del Eoceno de Estados Unidos de Norte América, *Eoponera*: . .



Eoponera berry; Carpenter
(Eoceno de Tennessee)

encontramos que las alas de *Polanskiella*, se parecen más a dicho género y no a las alas de *Ameghinoia* de Viana y Haedo Rossi.

Para un mejor establecimiento de las diferencias de las alas, comparar las figuras que esquematizan los tres géneros considerados.

Repositorio: Servicio Geológico Nacional (Paleontol.) Asociación Paleontológica Nireco (A.P.N.). San Carlos de Bariloche, Río Negro, Argentina.

Edad: Eoceno.

Formación: Ventana.

Localidad: Confluencia.

Orden PLECOPTERA

Familia LEPTOPHLEBIIDAE

Género *Atalophlebia*

Atalophlebia? sp. A

Descripción de la larva: Cabeza de forma ovalada con ojos grandes. Margen anterior de la cabeza semicircular. No se ve ningún tipo de mandíbulas. El tórax es subrectangular con Pterotecas grandes que cubren una tercera parte del abdomen. Este posee diez segmentos bien diferenciados, y a cuyos lados se observan prolongaciones agudas que se suponen las branquias. El abdomen termina en tres filamentos robustos, carentes de pelos largos, su longitud es igual a la cuarta parte de la longitud de la larva. Las patas son poderosas y su fémur es sumamente grueso.

Dimensiones: Aproximadamente 1 cm.

Observaciones: Esta larva, posee una semejanza leve con las larvas descritas e ilustradas para la fauna actual de Cordillera patagónica y Australia, siendo este género el único que posee algún representante fósil.

Para Argentina ésta sería la primera vez que se hace referencia a material fósil de este insecto.

Repositorio: Asociación Paleontológica Nireco (A.P.N.).

Edad: Eocena.

Formación: Ventana.

Localidad: Confluencia.

Orden DIPTERA

Suborden Brachycera

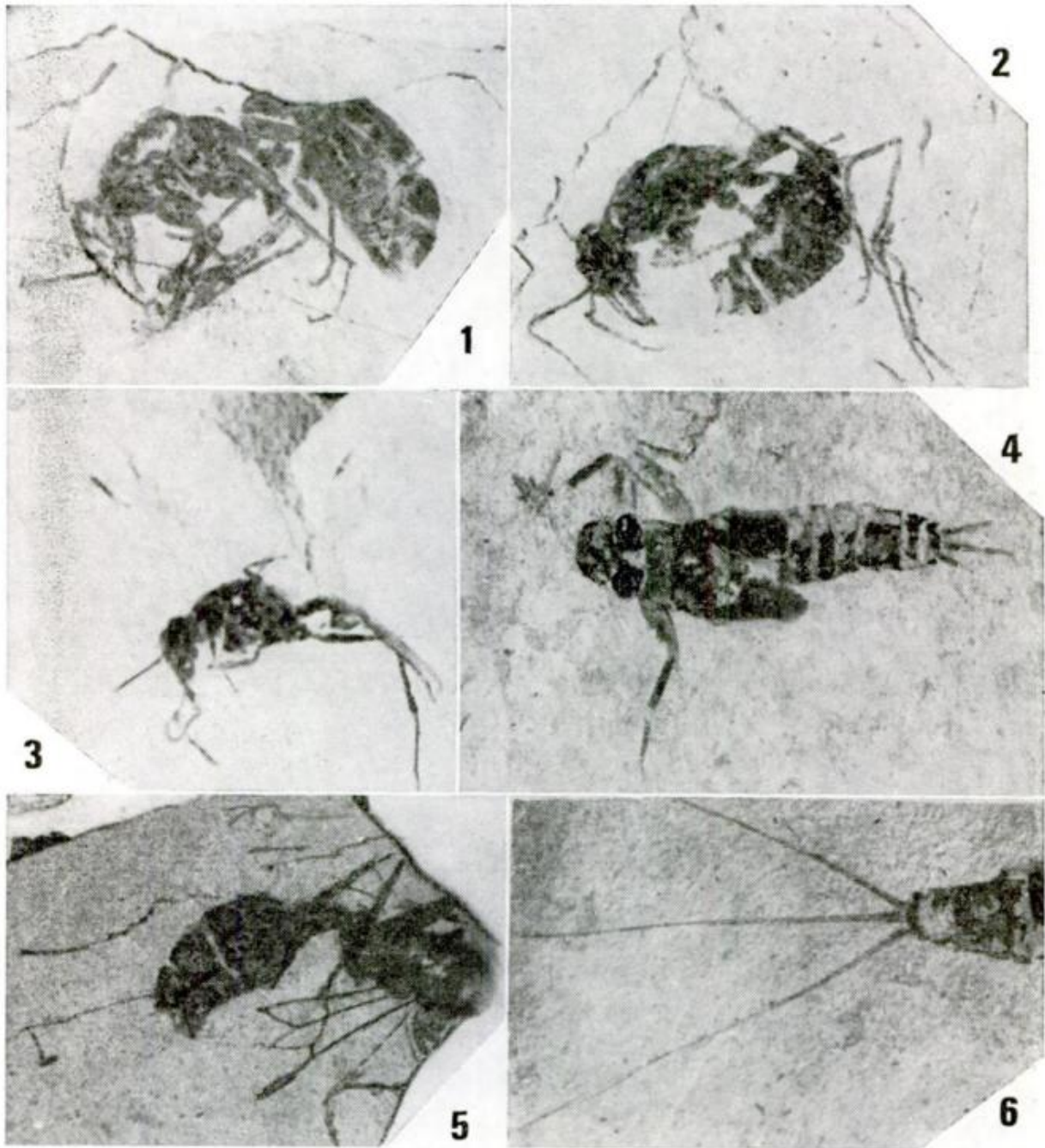
Familia STRATIOMYIDAE

Género Incierto sp. A

Formación: Ventana

Localidad: Confluencia.

Descripción: Cuerpo bien diferenciado, con una pequeña cabeza, que conserva los ojos y restos de piezas bucales.



Lám. I. — *Polanskiella smekali* x 3, figs. 1, 2, 3 y 5. *Atalophlebia?* sp. A. x 20 figs. 4 y 6.

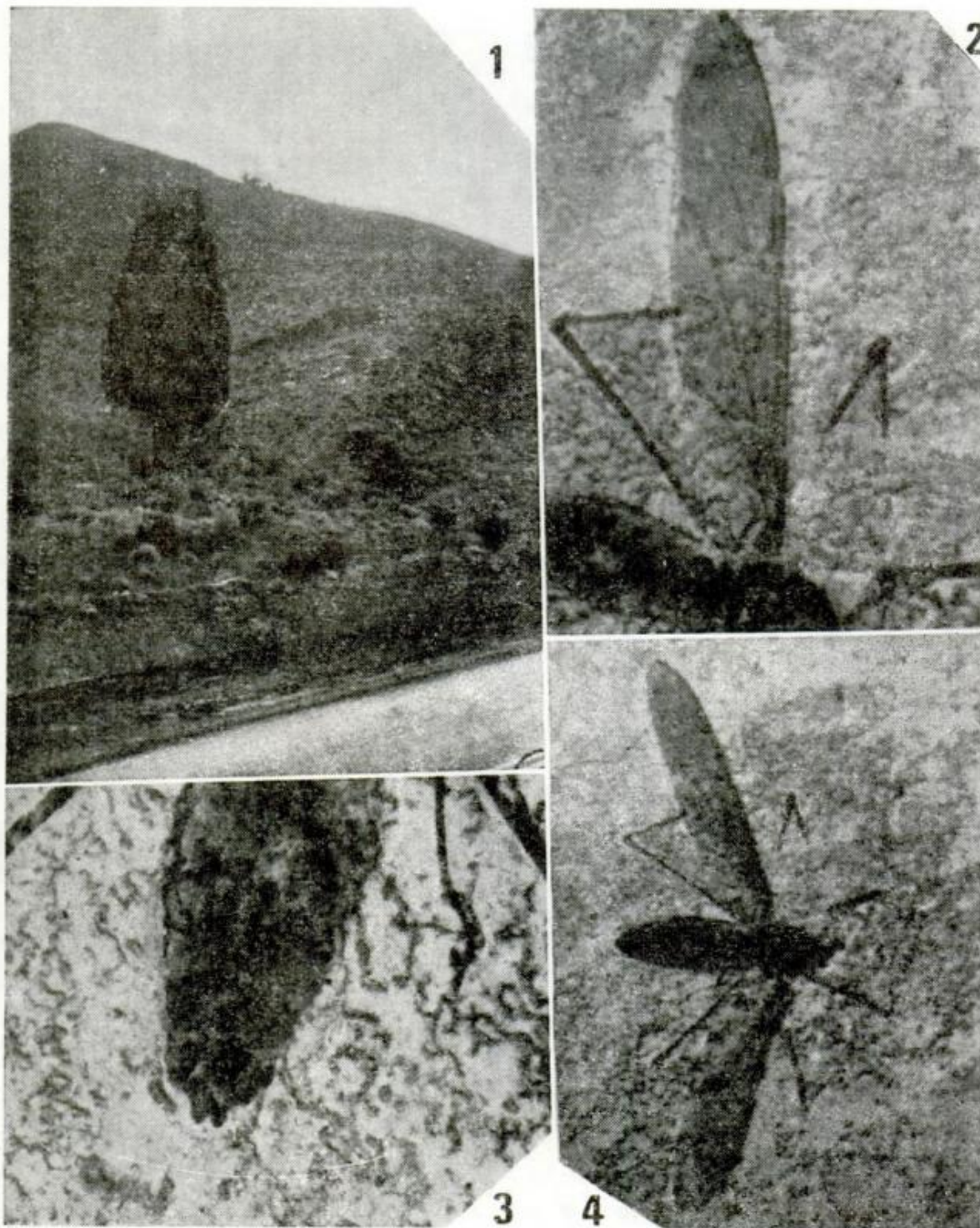
El abdomen es alargado, con diez segmentos; en el último de ellos se observan un par de cercos muy cortos y redondeados.

Las alas se encuentran en buen estado de conservación y en ella se pueden distinguir las diversas nervaciones.

Observaciones: Según diversos autores, la familia *Stratiomyidae* posee varios representantes fósiles. Los más antiguos *Brachycera* han sido descubiertos ya en terrenos del Lías superior, con el género *Probachycera* que se aproxima mucho a los actuales *Enimidae*.

Son cinco las familias descritas antes del cretácico y entre ellas se encuentra *Stratiomyidae*. Rohdendorf (1938) describió varios géneros de *Stratiomyidae* de la zona de Karatan, de las cinco familias halladas en dicho yacimiento, no es improbable que el ejemplar aquí ilustrado pertenezca a una de ellas, aunque no se ha podido acceder a la bibliografía respectiva para su comparación.

Repositorio: Col. particular señorita Helga Smekal (As. Pal. Nireco).



Lám. II. — Género in. de Diptera, fig. 4 (x 10), fig. 3 (x 100), fig. 2 (20). Vista del yacimiento fig. 1.

Edad: Eoceno.

Formación: Ventana.

Localidad: Confluencia.

Agradecimientos

Se agradece muy especialmente al doctor Axel Bachmann por la colaboración prestada para el estudio de los insectos.

A la Asociación Paleontológica Ñireco de

San Carlos de Bariloche por haberme facilitado parte del material estudiado y por haberme apoyado en las recolecciones del mismo.

Lista de trabajos citados en el texto

Cockerell, T. D. A., 1925. *Tertiary insects from Argentina*. Proc. U. S. Nat. Mus., 2602. LXVIII, 1; Nature nov. 14: 711-712.
 — 1926. *Tertiary fossil insects from Argentina*. Am Jour. Sc. ser. 5º, XI, 66: 501-504.
 — 1936. *The fauna of Sunchal (Margas Verdes) Formation Northern Argentina*. Amer. Mus. Novitates
 Cabrera, A., 1928. *Un segundo ortóptero del Triásico argentino*. Eos. IV: 371-373, Madrid.
 Carpenter, F. M., 1953. *The evolution of insects*. Amer. Scient. SLII, 2: 256-270.
 Dallas, E. D., 1924. *Nota sobre el hallazgo de coleópteros en Jujuy*. Bull. Soc. Nat. Napoli. XXXV: 248-255.
 Dessanti, R. N., 1972. *Andes Patagónicos Septentrionales* en: Geología Regional Argentina: 655-687. Ed. A. F. Leanza, Acad. Nac. Cs., Córdoba.
 Fossa Mancini, E., 1941. *Noticias sobre hallazgos de insectos fósiles en la América del Sur*. Notas Mus. La Plata. VI Paleont.
 Frenguelli, J. 1938. *Bolas de escarabeidos y nidos de Véspidos fósiles*. Physis XII, Buenos Aires.
 — 1939. *Nidos fósiles de insectos en el Terciario de Neuquén y Río Negro*. Notas Mus. La Plata. IV.
 González Bonorino, F., 1972. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche, provincia del Neuquén y Río Negro*. Rev. Mus. La Plata, n.s., Geol (en prensa).
 — 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao, provincia de Río Negro*. Fund. Bariloche, Publ. Report. Rec. Nat. Energía, nº 16.
 González Díaz, E. F., 1974. *Informe preliminar de la Hoja 39 a (Portezuelo de Puyehue)*. Serv. Geol. Nac., informe inédito.
 — 1979. *La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapi*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV, (2): 113.
 González Díaz, E. F. y F. Nullo, 1980. *Cordillera Neuquina*. Acad. Nac. Cs. II: 1099-1147, Córdoba.
 Harmer, S. F. y A. E., Shipley, 1895. *The Cambridge Natural History*. Vol. V y VI, Londres.
 Perantoni, U., 1950. *Tratado de Zoología*. Buenos Aires.
 Pothe, D., 1976. *Análisis palinológico de muestreos correspondientes a la Hoja 39 b*. Serv. Geol. Nac., informe inédito.
 Tillyard, R. J., 1928. *A Permian fossil Damselfly wing from the Falkland Islands*. Trans. Ent. Soc. LXXVI: 53-63.
 Turner, J. C. M., 1965. *Estratigrafía de la comarca de Junín de Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén)*. Acad. Nac. Cs., Córdoba, XLIV: 5-57.
 Viana, J. M. y J. Haedo Rossi, 1957. *Primer hallazgo en el hemisferio sur de Formicidas extinguidos y catálogo mundial de los Formicidas Fósiles*. Ameghiniana I, 1 y 2, Buenos Aires.

Recibido: 29 de abril, 1982.

Aceptado 15 de diciembre, 1982.

ELSA ROSSI de GARCIA
 Servicio Geológico Nacional
 Av. Santa Fe 1548 - 2º
 1060 Buenos Aires.

**X CONGRESO INTERNACIONAL DE ESTRATIGRAFIA
 Y GEOLOGIA DEL CARBONIFERO**

Madrid, 12 - 17 de septiembre de 1983

Inscripción: Miembro Participante	U\$S 29!
Miembro No participante	U\$S 155
Miembro Estudiante	U\$S 155.

Comité Organizador del X Congreso Internacional del Carbonífero,
 Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas 23
 Madrid (3), España.

LA MAGNETOESTRATIGRAFIA DEL ENSENADENSE Y BONAERENSE DE LA CIUDAD DE BUENOS AIRES:

Parte II

DANIEL A. VALENCIO y MARIA J. ORGEIRA

Resumen

Se presentan los resultados del estudio paleomagnético de una secuencia del Bonaerense y Ensenadense (?) muestreada en una excavación, de 14,5 m de profundidad, realizada en la intersección de la Avenida Belgrano y Bernardo de Irigoyen.

La polaridad del magnetismo remanente estable de las 129 muestras orientadas extraídas permitió definir los cambios de polaridad del campo magnético terrestre registrados en la secuencia. La magnetoestratigrafía así obtenida indica que los sedimentos de los 10,10 m superiores de la secuencia (polaridad normal) clasificados como Bonaerense tienen una edad más joven que 0,7 m.a. (Edad Brunhes) y que los situados por debajo de dicha profundidad (Bonaerense - Ensenadense?) (polaridad reversa) tienen una edad Matuyama (mayor que 0,7 m.a. pero menor de 2,41 m.a.).

La magnetoestratigrafía compuesta por la presentada en este trabajo y aquella obtenida para la secuencia del Ensenadense muestreada en la excavación de Avenida del Libertador y Cerrito (Nabel y Valencio, 1981), sugiere que la sección de la primera situada por debajo de los 10,10 m de profundidad tiene una edad Matuyama tardía (Pleistoceno medio a temprano), mientras que la sección superior del Ensenadense, de polaridad reversa predominante, muestreada en la Avenida del Libertador tiene una edad Matuyama temprana (Plioceno tardío), avalando una de las dos interpretaciones posibles presentadas por los autores citados y descartando la otra.

Esta magnetoestratigrafía compuesta permite definir tres niveles cronostratigráficos, en el subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires, a lo largo del perfil definido por las dos excavaciones mencionadas. El más joven de estos tres niveles está situado a 10,10 m de profundidad por debajo de la cota municipal de 28,81 m correspondiente a la excavación de Avenida Belgrano; a los sedimentos presentes hasta esta profundidad (Bonaerense) les corresponde una edad menor que 0,7 m.a. (Edad Brunhes). El segundo nivel, en orden cronológico creciente, está situado aproximadamente a los 6,80 m por debajo de la cota municipal de 16,43 m de la excavación de Avenida del Libertador y le corresponde una edad máxima de 2,41 m.a. El nivel más antiguo está situado a aproximadamente 10,10 m por debajo de la cota municipal de Avenida del Libertador y le corresponde una edad máxima de 2,84 m.a.

Abstract

The results of the palaeomagnetic study of a sequence of the Bonaerense and Ensenadense (?), sampled on the walls of one excavation 14,50 m depth carried out at Avenida Belgrano y Bernardo de Irigoyen, are reported.

The polarity of the stable remanent magnetization of the 129 oriented samples collected defines the changes of the polarity of the geomagnetic field recorded in the sequence. This magnetostratigraphy indicates that the sediments from the 10,10 m of the top of the sequence (normal polarity), assigned to the Bonaerense, are younger than 0,7 m.y. (Brunhes Age, middle-late Pleistocene), and those situated deeper (reversed polarity) have a Matuyama Age (older than 0,7 m.y., younger than 2,41 m.y.).

The composite magnetostratigraphy, made on the basis of that presented in this paper and that one for the sequence of the Ensenadense from the excavation of Avenida del Libertador and Cerrito (Nabel y Valencio, 1981), suggests that: i) the section of the sequence of Avenida Belgrano deeper than 10,10 m has a late Matuyama age (middle-late Pleistocene) and ii) the upper section of the Ensenadense, of predominant reversed polarity, from the excavation of Avenida del Libertador has an early Matuyama age (late Pliocene), supporting one of the interpretations reported for those authors and rejecting the other one.

This composite magnetostratigraphy defines three chronostratigraphic levels, in the subsoil of the City of Buenos Aires, along the profile defined by the two mentioned excavations. The youngest of these levels is situated at about 10,10 m below the municipal level (28,81 m) of the excavation of Avenida Belgrano; the sediments up to that depth (Bonaerense) have an age younger than 0,7 m.y. (Brunhes Age). The second level situated at about 6,80 m below the municipal level (16,43 m) of the excavation of Avenida del Libertador, has a maximum age of 2,41 m.y. The oldest level, situated at about 10,10 m below the municipal level of Avenida del Libertador, has a maximum age of 2,84 m.y. These chronostratigraphic levels should be used as references for the lithostratigraphic units defined and fossil assemblages found at the area.

Se propone referir a estos niveles cronoestratigráficos las unidades litoestratigráficas ya definidas o por definir y los restos fósiles hallados o por hallar en áreas aledañas a dicho perfil.

Introducción

Un programa de investigación conjunto entre la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires y el Laboratorio de Paleomagnetismo y Magnetismo de las rocas de la Universidad de Buenos Aires, tiene por objeto la aplicación del estudio paleomagnético para ayudar a definir, con mayor precisión, la edad de los sedimentos asignados al Cenozoico tardío de la Provincia de Buenos Aires.

Recientemente se han presentado los resultados de la primera faz de dicho programa, obtenidos del estudio paleomagnético de una secuencia del Ensenadense muestreada de las paredes de una excavación efectuada en Avenida del Libertador y Cerrito (Nabel y Valencio, 1981). La interpretación de estos resultados (magnetoestratigrafía) indicó que los sedimentos del Ensenadense muestreados en dicha excavación tienen una edad mayor de 0,7 m.a. (mayor que Pleistoceno medio) y sugiere dos posibles interpretaciones; una de ellas implica que la secuencia se formó en el lapso 1,86-2,84 m.a. (Plioceno tardío), y la otra que las sedimentitas se acumularon en el lapso 0,7-1,90 m.a. (Pleistoceno medio-Plioceno tardío). Los autores citados indicaron que la dilucidación de cual de estas interpretaciones es válida podría surgir del estudio paleomagnético de una secuencia completaria que extendiese la magnetoestratigrafía hasta el Pleistoceno superior (Epoca Normal Brunhes). En este trabajo se presentan los resultados del estudio paleomagnético de una secuencia de sedimentos del Ensenadense (?) y Bonaerense que incluye estratos situados estratigráficamente por encima de los estudiados en la excavación de Libertador y Cerrito y se extiende hasta la Epoca Normal Brunhes. Como se verá la magnetoestratigrafía definida en esta secuencia indica cual de las dos interpretaciones sugeridas es válida y permite definir niveles cronoestratigráficos dentro del Ensenadense-Bonaerense de la Ciudad de Buenos Aires.

Lugar de muestreo y antecedentes geológicos

Las muestras que integran la secuencia estudiada fueron extraídas de las paredes verticales de una excavación, de unos 14,5 m de profundidad, realizada en la intersección de la Avenida Belgrano y Bernardo de Irigoyen, en la parte alta de la barranca que bordea al Río de la Plata en esa zona de la Ciudad de Buenos Aires, a la cota de 28,81 m respecto al peristilo de la Catedral (cota municipal). Por sus características los sedimentos expuestos por la excavación deben equipararse, en su mayoría, al Bonaerense pudiendo corresponder, como se explicará más adelante, la parte más baja de la secuencia al Ensenadense. Una síntesis de los antecedentes geológicos del Ensenadense fue presentada por Nabel y Valencio (1981); en este trabajo, siguiendo los lineamientos allí presentados, se acepta la clasificación realizada para estos sedimentos por Fregüelli (1957). Este mismo autor describe al Bonaerense como "un gran manto de grano fino y homogéneo, poroso, no estratificado, con canaliculos dejados por raicillas, levemente calcalifero y de color uniformemente pardo claro generalmente con tinte rojizo." Según Fidalgo et al. (1975) "la mayor parte de los autores que se ocupan del Bonaerense, o de sus equivalentes, están de acuerdo con ubicarlo en el Pleistoceno superior."

Es de hacer notar que González Bonorino (1965) no pudo definir con precisión la transición Bonaerense-Ensenadense, ni litológicamente ni por su cota, en su estudio del Pampeano en el área de la Ciudad de Buenos Aires. En la secuencia expuesta en la excavación objeto del presente estudio la definición de dicha transición resulta también difícil dada la homogeneidad litológica de los sedimentos expuestos. Sin embargo se ha notado que en la parte inferior de la secuencia los sedimentos pierden algunos de los caracteres típicos que individualizan al Bonaerense, por lo que cabe considerar la posibilidad que los mismos correspondan al Ensenadense. En efecto, sensu lato, los sedimentos que integran la secuencia son limo arcillo-areno-

sos, con intercalaciones de bancos de arcillas, poco compactados, de color pardo claro con tinte rojizo. En la base de la secuencia, a unos 10,50 m bajo el nivel de calle, los bancos de arcillas son más frecuentes y el tinte rojizo se va perdiendo. Se observan concreciones calcáreas, las cuales se hacen menos frecuentes hacia la superficie, canalículos de raicillas y pequeños nódulos de material negro azulado. En la figura 5, paralelamente a los perfiles magnéticos, se presenta un perfil litológico esquemático de la secuencia sedimentaria estudiada, construido sobre la base de la descripción de la mismas realizada durante la recolección de las muestras y el estudio, en gabinete, del material recogido de éstas.

Rusconi (1938) ha descripto los sedimentos expuestos en dos excavaciones realizadas en las inmediaciones de la que es objeto de este trabajo. En la excavación realizada en Esmeralda y Diagonal Norte (cota municipal 32,39 m) el citado autor asigna: al Bonaerense los sedimentos encontrados hasta los 10 m de profundidad; al Belgranense palustre los sedimentos expuestos entre los 10 y 12,30 m; al Ensenadense cuspidal, con interrogante, a depósitos loessoides comprendidos entre los 12,30 y 14 m, y al Ensenadense cuspidal a sedimentos situados entre los 14 y 17 m. En esta última sección el citado autor encontró trozos de vértebras, probablemente de *Mesotherium* ("*Tyotherium*") cuya distribución cronológica según Pascual *et al.* (1966) es del Pleistoceno temprano? al Pleistoceno medio.

En la excavación en Esmeralda y Cangallo (cota municipal 32,39 m) Rusconi asigna: a los sedimentos expuestos en los primeros 7 m al Bonaerense; a los hallados entre los 7 y los 9,5 m al Belgranense de facies palustre; y a los atravesados entre los 9,5 y 13,5 m al Ensenadense cuspidal, donde fue encontrado *Lama* sp. cuyo biocrón se extiende desde el Pleistoceno inferior hasta la actualidad (Pascual, comunicación verbal). La profundidad final de esta excavación fue de 17 m; entre los 13,5 y los 16,5 m fueron encontrados restos incompletos de un desdentado joven, tal vez *Scelidotherium* sp. (Plioceno superior? / Pleistoceno inferior-Pleistoceno superior; Pascual *et al.*, *op. cit.*).

Técnica de muestreo

En total se extrajeron 129 muestras orientadas de las paredes verticales de la exca-

vación, siguiendo la misma técnica y teniendo los mismos cuidados que los adoptados por Nabel y Valencio (1981). Las mismas fueron extraídas de una secuencia de unos 14,5 m de desarrollo. Como se verá los perfiles paleomagnéticos (figura 5) fueron construidos con los resultados obtenidos de sólo 108 muestras; las otras 21 fueron extraídas de niveles iguales a otras tantas muestras empleadas para construir dichos perfiles magnéticos y los resultados obtenidos de las mismas fueron utilizados para verificar los del estudio de gabinete de las muestras empleadas para construir la figura citada.

La labor de recolección de muestras fue realizada por Paulina Nabel durante su actuación como becaria de la C.I.C.

El estudio paleomagnético

Las técnicas de gabinete empleadas para medir el magnetismo remanente natural (m.r.n.) de las muestras (intensidad J_n , declinación D , e inclinación I) y estudiar su estabilidad fueron similares a las empleadas por Nabel y Valencio (1981). Asimismo se midió la susceptibilidad magnética de las muestras (χ) empleando un susceptibilímetro cuyo principio de operación está basado en un puente de dos bocinas balanceadas. En la figura 1 están representadas las direcciones del m.r.n. de las muestras estudiadas y en la figura 5 los perfilajes de la intensidad del m.r.n. (J_n) y la susceptibilidad (χ) en función de la posición de cada una de las muestras en la secuencia.

Fueron elegidas 26 muestras pilotos (aproximadamente 1 cada 4 muestras) para analizar, detalladamente, la estabilidad de su remanencia. Esas muestras piloto fueron sometidas, en etapas sucesivas, a la acción de campos desmagnetizantes alternos de hasta 400 oerstedes pico, cuando la intensidad de su remanencia así lo permitió. En cada etapa del lavado el campo desmagnetizante fue incrementado en 25 oerstedes pico con respecto al aplicado en la precedente. Fue posible aislar una remanencia estable en la totalidad de las muestras estudiadas. Aquéllas que presentaron una remanencia magnética más estable fueron las correspondientes a la sección inferior (muestras Fl a FL) y superior (muestras 35 a 1) (figura 5) de la secuencia. En la figura 2 están representados los cambios en la dirección o intensidad del magnetismo remanente residual, luego de cada

una de las etapas de desmagnetización, de una de las muestras piloto estable (F16) de la sección inferior. En general estas muestras se caracterizan por tener magnetizaciones estables (m.r.e.) con fuerzas coercitivas superiores, como mínimo, a los 300 oerstedes.

Las muestras provenientes de la sección intermedia (muestras FLI a F96, figura 5) son portadoras de un m.r.n. compuesto (figura 3), con una componente de magnetización blanda, con fuerzas coercitivas menores a los 100 oerstedes y otra componente dura, con fuerzas coercitivas comprendidas entre 125 y 200 oerstedes. Bajo la acción de campos desmagnetizantes mayores, estas muestras son portadoras de remanencias residuales de muy baja intensidad como para ser medidas con confiabilidad o se tornan inestables.

En la figura 4 se han graficado las direcciones del m.r.e. aislado en las muestras extraídas en la excavación objeto del presente estudio. La comparación de las figuras 1 y 4 muestra claramente que después de someter las muestras a la técnica de desmagnetización elegida las direcciones del m.r.e. están más agrupadas que las correspondientes al m.r.n. Ello indica la bondad de la técnica empleada para destruir las magnetizaciones remanentes secundarias adquiridas por los sedimentos con posterioridad a su acumulación. En la figura 5 los valores de la D e I del m.r.e. de las distintas muestras fueron graficados en función de la posición de la misma en la secuencia.

Un polo paleomagnético virtual (P.G.V.) fue calculado (Valencio, 1980) para cada una de las muestras a partir de la dirección de su m.r.e. La polaridad del m.r.e. de dichas muestras fue determinada sobre la base de la distancia definida entre la posición de su P.G.V. y la posición promedio de todos los P.G.V. correspondientes a las muestras que integran la secuencia estudiada, siguiendo la técnica descrita por Valencio *et al.* (1977), que fue aquella adoptada por Nabel y Valencio (1981). En la figura 5 se ha representado el apartamiento polar así definido para el P.G.V. de cada muestra en función de la posición de la misma en la secuencia. Apartamientos polares comprendidos entre 0° y 40° indican m.r.e. de polaridad normal; aquellos oscilantes entre 140° y 180° m.r.e. de polaridad reversa; y los comprendidos entre 40° y 140° m.r.e. de polaridad intermedia. En la figura se muestra también la magnetoestratigrafía así definida para la secuencia estudiada. La posición polar promedio de

todos los P.G.V. correspondientes a muestras portadoras de m.r.e. de polaridad normal y reversa es: $227,9^\circ\text{E } 88,9^\circ\text{S}$ ($\alpha_{95} = 4,0$; $k = 14,7$; $N = 89$).

Por último es de mencionar aquí que un buen número de muestras (aproximadamente el 30 %) acusaron un comportamiento magnético particular durante su tratamiento con campos magnéticos alternos, aunque ello no fue obstáculo para aislar en las mismas un m.r.e. Estas muestras, si bien se encontraron a lo largo de toda la secuencia, se hallaron en mayor proporción en la parte superior de la sección de magnetización remanente más estable inferior y en la sección de magnetización remanente natural compuesta que estratigráficamente está por encima de la misma. Brevemente, después de una determinada etapa de desmagnetización la dirección de su magnetización remanente residual cambia bruscamente, oscilando alrededor de la dirección elegida como m.r.e. No es oportuno discutir aquí los ensayos adicionales de gabinete que se hicieron para tratar de definir la causa de tal comportamiento. Pero los resultados obtenidos parecen sugerir que el mismo se debe a la adquisición de un magnetismo remanente rotacional o giromagnético (quizá debido a su anisotropía magnética, Stephenson, 1981) y no a un magnetismo remanente anhístico (Valencio,

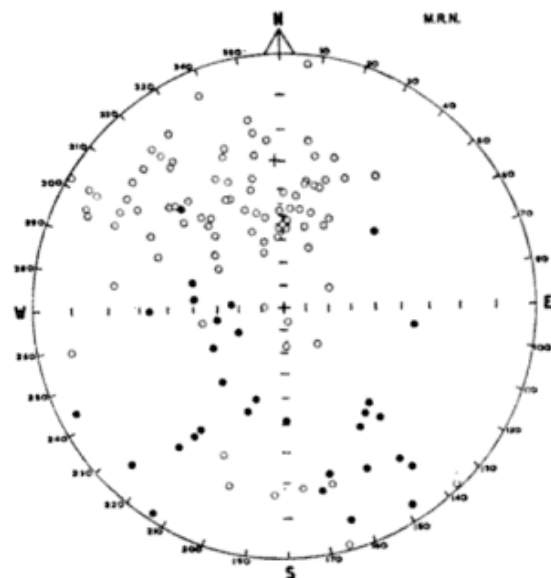


Fig. 1. — Dirección del magnetismo remanente natural (m.r.n.) de las muestras extraídas de las paredes de la excavación realizada en la Avenida Belgrano y Bernardo de Irigoyen. o, inclinación negativa; *, inclinación positiva; +, dirección del campo magnético terrestre; *, dirección del campo dipolar geocéntrica axial.

1980), durante algunas de las etapas de demagnetización por campos alternos decrecientes.

Discusión e interpretación

La magnetoestratigrafía definida para la secuencia de sedimentos asignados al Ensenadense (?) y Bonaerense presente en el subsuelo de la intersección de la Avenida Belgrano y Bernardo de Irigoyen (figura 5) indica que el campo magnético terrestre tuvo tres cambios de polaridad durante el lapso que demandó su acumulación.

De ellos el de más significación para la interpretación que sigue y el mejor definido, es el hallado alrededor de los 10,10 m de profundidad. Los sedimentos situados por encima de este nivel presentan un m.r.e. de neta polaridad normal y los situados por de-

bajo una predominancia de m.r.e. reverso. Si se tiene en cuenta que la cota municipal corresponde al nivel alto de la barranca que en dicha zona bordea el río (a diferencia de la excavación de Avenida del Libertador y Cerrito, Nabel y Valencio op. cit., cuya cota corresponde al nivel inferior de la citada barranca) y la edad asignada al Bonaerense (Pleistoceno tardío, ítem 2), es inmediato asignar los 10,10 m más superficiales de la secuencia de m.r.e. de polaridad normal a la Epoca Normal Brunhes (ver cronología de reversiones del campo magnético terrestre en los últimos 3,0 m.a., figura 9 de Nabel y Valencio, op. cit.). Ello indica una edad más joven que 0,7 m.a. para esa sección de la secuencia de Avenida Belgrano. Siguiendo el razonamiento, a la sección inferior de la secuencia (Bonaerense-Ensenadense?), portadora de un m.r.e. de polaridad reversa predominante, debe asignársele una edad Matu-

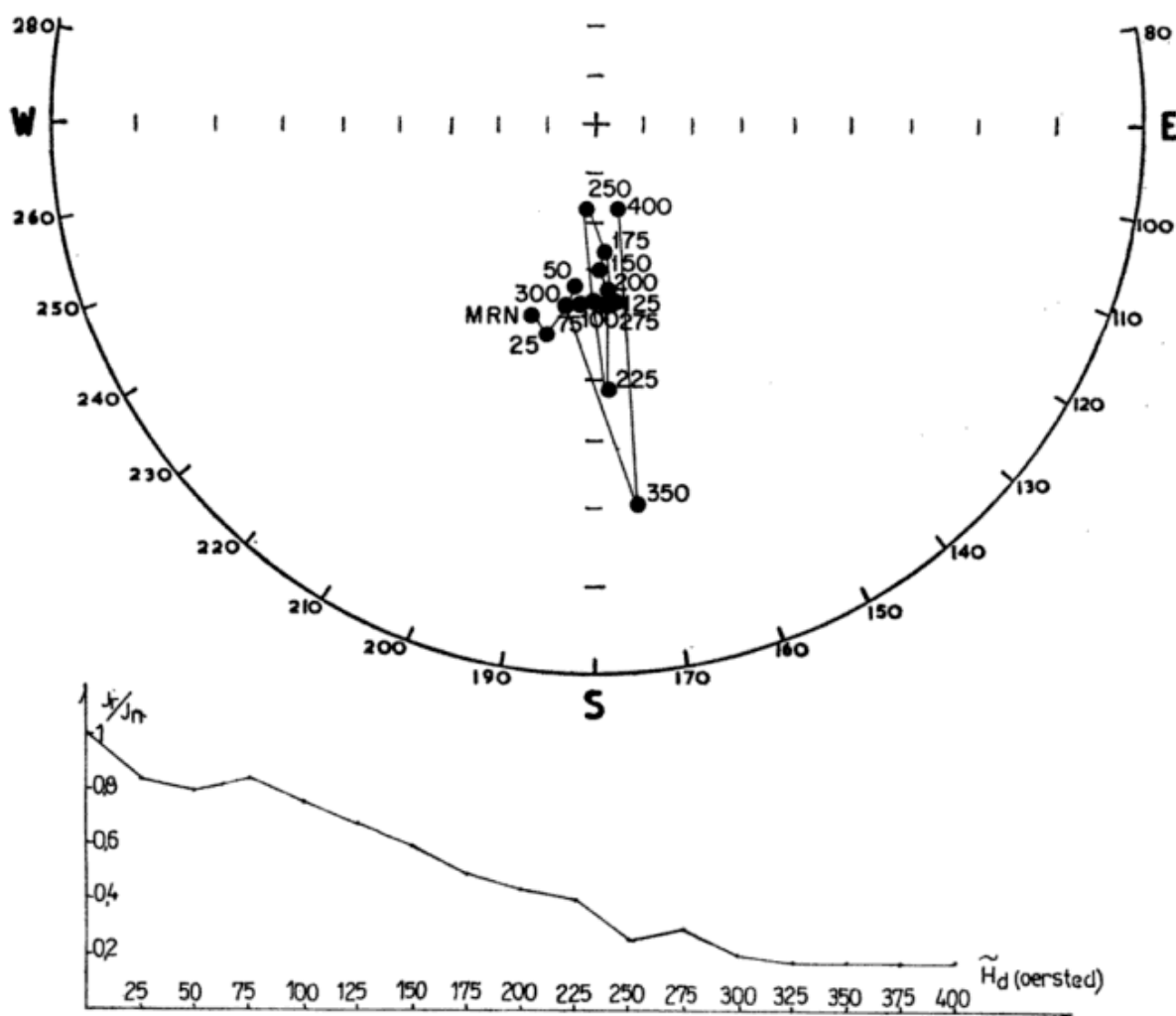


Figura 2. — Variaciones en la dirección e intensidad del magnetismo remanente, después de cada una de las etapas de demagnetización por campos magnéticos alternos decrecientes, de una de las muestras piloto (F16) portadora de una remanencia estable. Símbolos igual que en la figura 1.

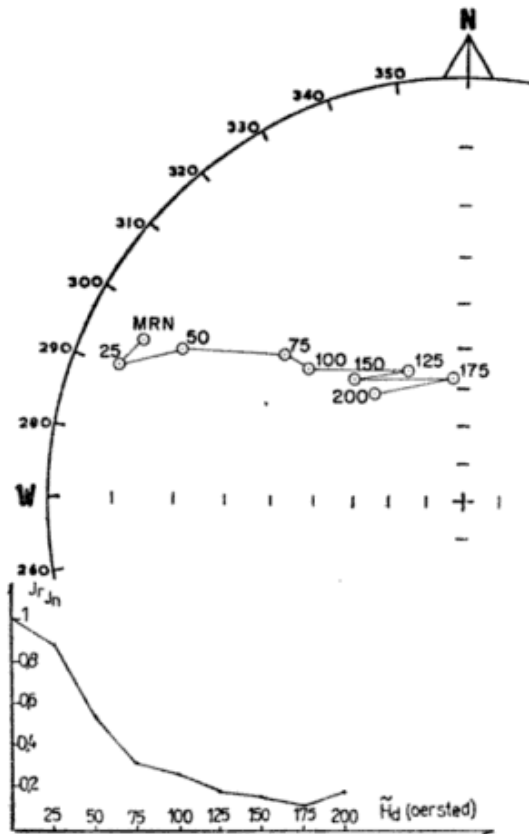


Fig. 3. — Cambios en la dirección e intensidad del magnetismo remanente después de cada etapa de desmagnetización de una muestra piloto (LXVII) portadora de una remanencia compuesta. Referencias para los símbolos igual que en la figura 2.

yama (mayor que 0,7 m.a., pero menor que 2,41 m.a.). Obsérvese que este cambio en la polaridad del m.r.e. se presenta prácticamente en coincidencia con la profundidad asignada, tentativamente, a la transición Ensenadense-Bonaerense (aproximadamente 10,50 m, ítem 2).

La comparación del sector de m.r.e. de polaridad reversa de la secuencia que nos ocupa con el correspondiente, de igual polaridad, registrado en la parte superior de la secuencia del Ensenadense de la excavación de Avenida del Libertador y Cerrito (Nabel y Valencio, *op. cit.*), muestra que en el primero se presenta un número notablemente menor de eventos de polaridad normal y polaridades oblicuas (fig. 6). Ello lleva, en primera aproximación, a correlacionar el sector de polaridad reversa de la secuencia de la Avenida Belgrano con el Matuyama superior y al sector de igual polaridad de la secuencia de la Avenida Libertador con el Matuyama inferior. En el perfil esquemático presentado en la figura 6, en el cual se han

dibujado las magnetoestratigrafías de las dos secuencias respetando el desnivel topográfico presente entre ambas excavaciones, puede observarse como la base de la secuencia estudiada en la Avenida Belgrano presenta una cota cercana a la del tope de la secuencia analizada en la Avenida del Libertador, circunstancia que es consistente con la interpretación postulada. Luego, es de notar que el promedio de los P.G.V. de la secuencia de la Avenida Belgrano (ítem 4) cumple con la condición necesaria para ser clasificado como un paleomagnético (P.P.).

Por otra parte en la figura 5 puede observarse la similitud del carácter de las variaciones con la profundidad de los perfiles de J_n y χ en la excavación de Avenida Belgrano. Puesto que la magnitud de la susceptibilidad magnética de una roca es independiente de los procesos en los cuales ésta adquiere su remanencia y es función del número, naturaleza y/o tamaño de los minerales magnéticos que entran en su composición, se desprende que la variación en J_n no refleja variaciones en el proceso físico-químico en el cual se generó la m.r.n. de los sedimentos sino a variaciones en el tipo y/o cantidad de minerales magnéticos acumulados.

La magnetoestratigrafía definida para la secuencia de la Avenida Belgrano y la compuesta para las secuencias de las Avenidas

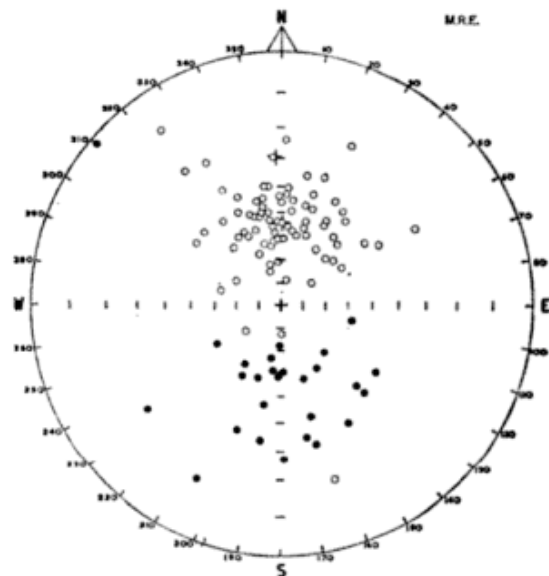


Fig. 4. — Direcciones del magnetismo remanente estable (m.r.e.) aislado de las muestras de la excavación de la Avenida Belgrano y Bernardo de Irigoyen, luego de someter a las mismas a la desmagnetización por campos alternos decrecientes. Para referencias ver texto de figura 1.

Libertador y Belgrano (fig. 6) indican que al Bonaerense le corresponde una edad predominantemente Brunhes ($< 0,7$ m.a., Pleistoceno medio a tardío), pudiendo su base tener una edad Matuyama tardía ($> 0,7$ m.a.) según donde se defina la transición Ensenadense-Bonaerense. Asimismo sugieren para el Ensenadense una edad Matuyama ($> 0,7$ m.a., Pleistoceno temprano o medio) a Gauss tardía ($> 2,84$ m.a., Plioceno tardío). Es decir indican como valedera la interpretación en la cual Nabel y Valencio, *op. cit.*, asignaron una edad Pliocena tardía (1,86-2,84 m.a.) a la secuencia del Ensenadense estudiada en la excavación de Avenida del Libertador y Cerrito. Brevemente la magnetostratigrafía permite definir tres niveles cronoestratigráficos en el subsuelo de la Ciudad de Buenos Aires a lo largo del perfil definido por las excavaciones estudiadas (figura 6): 1) uno situado a los 10,10 m de profundidad por debajo de la cota de 28,81 metros de la Avenida Belgrano y Bernardo de Irigoyen; a los sedimentos presentes hasta esta profundidad (Bonaerense) les corresponde una edad igual o menor de 0,7 m.a. (Edad Brunhes), lo que es consistente con la edad aceptada para el Bonaerense (Fidalgo *et al.*, *op. cit.*, ítem 2); 2) segundo nivel situado a aproximadamente a los 6,80 m de profundidad por debajo de la cota municipal de la Avenida del Libertador y Cerrito (16,43 m), al cual le corresponde una edad máxima de 2,41 m.a.; los sedimentos comprendidos entre éste y el nivel 1 (edad $< 2,41$ m.a. pero $> 0,7$ m.a.; Matuyama) corresponden al Ensenadense, aunque cabría admitir la posibilidad de asignar al Bonaerense la parte más alta de esta sección; y 3) un tercer nivel situado a los 10,10 m, aproximadamente, por debajo de la cota municipal de Avenida del Libertador y Cerrito al cual le corresponde una edad máxima de 2,84 m.a.; los sedimentos comprendidos entre éste y el nivel 2 (edad $< 2,84$ m.a. pero $> 2,41$ m.a., Gauss tardío) corresponden al Ensenadense. Como es obvio no es posible asignar a estos niveles, límites entre sedimentos de un m.r.e. de una polaridad dominante, la edad correspondiente a las transiciones de polaridad del campo magnético terrestre correspondientes, dado que no es posible asegurar que el proceso de acumulación de los sedimentos involucrados haya sido continuo.

Es de mencionar aquí la consistencia, sensu lato, entre las edades magnéticas aquí indicadas para el Ensenadense y las edades

paleontológicas asignadas por Pascual *et al.* (*op. cit.*) (ítem 2) a los géneros de los fósiles encontrados encontrados en terrenos similares de excavaciones próximas a la de Avenida Belgrano. Aceptados estos niveles (superficies?) cronoestratigráficos, los mismos podrían ser de utilidad para asignar edad a las unidades litoestratigráficas ya definidas o que se definan en el futuro y a los restos fósiles encontrados o que se hallen en el futuro en el sector estudiado.

Si se acepta, en primera aproximación, una velocidad de acumulación constante y los tres niveles cronoestratigráficos definidos corresponden, realmente, a las transiciones de polaridad entre las Epocas del campo magnético terrestre ya mencionadas, es posible definir una velocidad de acumulación media aparente, por los lapsos definidos entre dichos niveles (trazas llenas en la figura 6). Estas velocidades que obviamente son estimativas y tienen carácter de mínimas, son: 7,5 mm, 5,5 mm y 14 mm cada 1000 años para las secciones comprendidas entre los niveles cronoestratigráficos 2-3, 1-2, y 0-1, respectivamente. Una especulación más pormenorizada, y quizá más realista, acerca de la acumulación sedimentaria puede hacerse correlacionando los eventos de polaridad registrados con los eventos conocidos del campo magnético terrestre para el lapso que nos ocupa (líneas de traza y dos puntos, figura 6). Como puede observarse tal procedimiento sugiere dos velocidades de acumulación diferentes (una de 7,5 mm cada 1000 años para la base de la secuencia y otra del orden de los 14 mm cada 1000 años para la parte superior de la misma) y un período de no acumulación (¿disc.?) para niveles algo inferiores al posible límite Ensenadense-Bonaerense (ítem 2) en la secuencia estudiada.

Es interesante destacar que los valores de J_n a lo largo de la secuencia de la Avenida Belgrano se mantienen entre los 10 y 100 emu/cm³ (figura 5). En el perfil de la Avenida del Libertador (figura 7, Nabel y Valencio, *op. cit.*) se define un neto incremento en los valores de J_n (hasta situarse dentro del rango mencionado) desde aproximadamente los 4,60 m bajo la cota municipal hacia la superficie. Luego se desprende que hubo un cambio neto en el tipo de material aportado y que a partir del momento equivalente a dicho nivel hasta el fin del proceso de acumulación hubo un aumento apreciable en el número de minerales magnéticos acumulados en la secuencia estudiada.

Por último es de mencionar que la posición del polo paleomagnético para la secuencia del Ensenadense (?) - Bonaerense de la Avenida Belgrano (ítem 4) es estadísticamente coincidente con la obtenida para la secuencia del Ensenadense de la Avenida del Libertador ($28,6^{\circ}\text{E}$ $88,4^{\circ}\text{S}$; $\alpha 95 = 6,6^{\circ}$, $N = 70$, $k = 7,4$; Nabel y Valencio, *op. cit.*).

Ello indica que el campo magnético terrestre en los últimos 2,84 m.a. (lapso Gauss superior-Brunhes) tuvo, en promedio, un comportamiento netamente dipolar, axial y geocéntrico en la Ciudad de Buenos Aires. El polo paleomagnético para ese lapso es: $254,7^{\circ}\text{E}$, $88,7^{\circ}\text{S}$; $\alpha 95 = 3,6^{\circ}$, $N = 154$, $k = 10,3$).

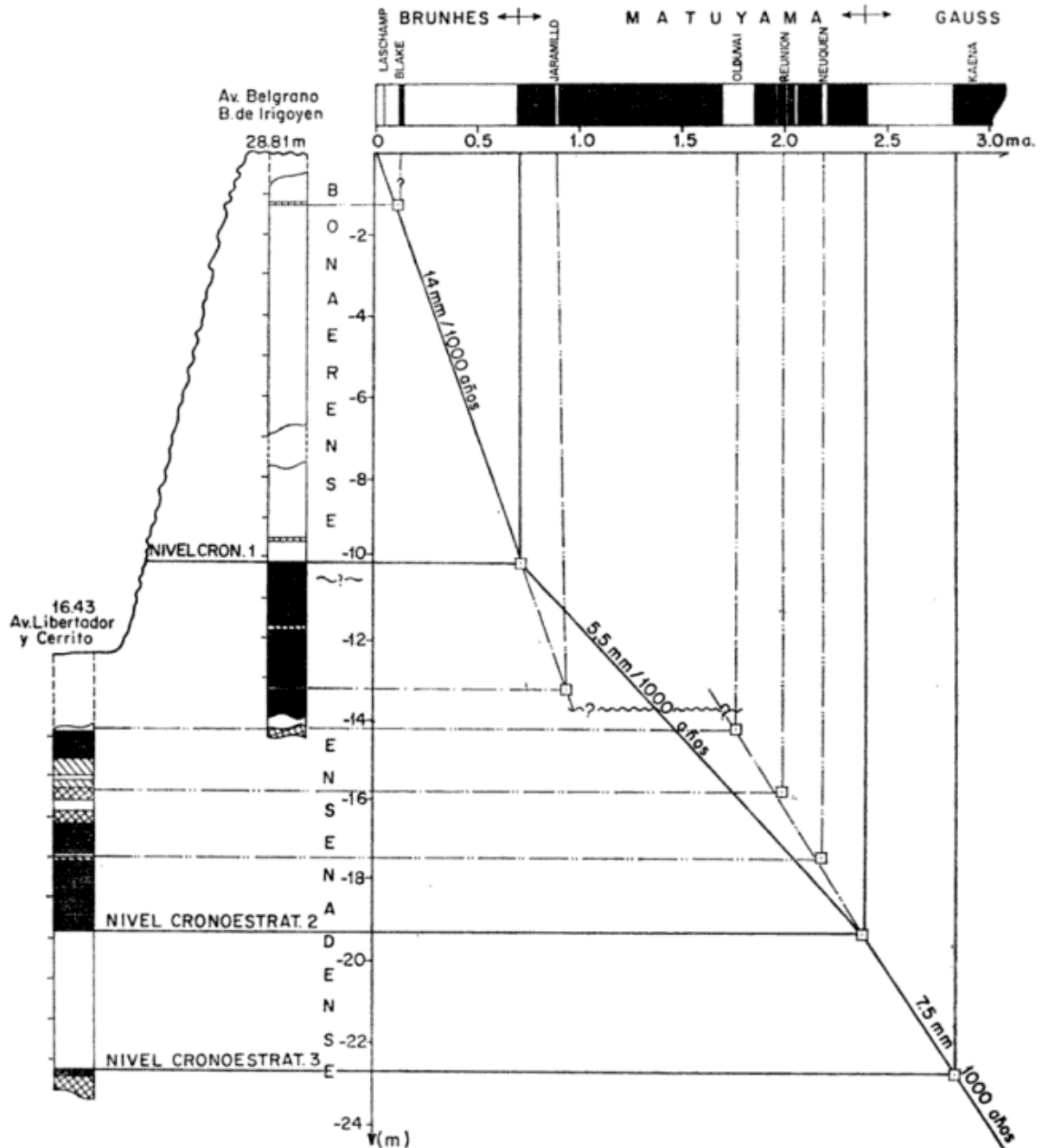


Figura 6. — Comparación de la magnetoestratigrafía compuesta definida para las secuencias del Ensenadense y Bonaerense estudiadas en las excavaciones de Avenida del Libertador y Cerrito y Avenida Belgrano y Bernardo de Irigoyen, con la cronología de reversiones del campo magnético terrestre ocurridas en el Cenozoico tardío. Los tres niveles (superficies?) cronoestratigráficos definidos para dichas secuencias han sido también representados. La escala vertical ha sido exagerada respecto a la horizontal para una mejor visualización de los resultados.

Agradecimientos

Los autores agradecen la ayuda recibida de la Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires, el

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y la Universidad de Buenos Aires, la que permitió la realización del presente trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Fidalgo, F., F. Defrancesco y R. Pascual, 1975. *Geología superficial de la llanura bonaerense*. Relatorio V Cong. Geol. Arg., 103-138.
- Freguelli, J., 1957. *Neozoico*, en Geología de la República Argentina. GAEA, 3: 1-218. Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1965. *Mineralogía de las fracciones arcilla y limo del Pampeano en el área de la ciudad de Buenos Aires y su significado estratigráfico y sedimentológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (1): 67-151.
- Nabel, P. E. y D. A. Valencio, 1981. *La magnetoestratigrafía del Ensenadense de la Ciudad de Buenos Aires: su significado geológico*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (1): 7-18.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E. J., Gondar, D. y Tonni, E.; 1966. *Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. En Paleontografía Bonaerense, Provincia de Buenos Aires. Com. Invest. Cient. V. La Plata.
- Rusconi, C., 1938. *Contribución al conocimiento de la geología de la Ciudad de Buenos Aires y sus alrededores y referencia de su fauna*. Act. Acad. Nac. Cienc. X (3 y 4), Córdoba.
- Stephenson, A., 1981. *Gyromagnetic magnetization in a weakly anisotropic rock sample*. Physic of the Earth and Planetary Interiors, 25: 163-166.
- Valencio, D. A., 1980. *El magnetismo de las rocas*. EUDEBA, 1-351.
- Valencio, D. A., Vilas, J. F. y Mendiá, J. E., 1977. *Palaeomagnetism of a sequence of red beds of the Middles and Upper Sections of the Paganzo Group (Argentina) and the correlation of Upper Palaeozoic-Lower Mesozoic rocks*. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 51 (1): 50-74.

Recibido: 4 de junio, 1982.

Aceptado: 30 diciembre, 1982.

D. A. VALENCIO

Univ. de Buenos Aires, CONICET
Departamento Ciencias Geológicas
Ciudad Universitaria
1428 - Buenos Aires.

M. J. ORGEIRA

Com. Investigaciones Cient.
de la Provincia de Buenos Aires.

**FLUJO CALORICO EN AMERICA DEL SUR
PROPUESTA PARA UN LEVANTAMIENTO EXPEDITIVO
DE LA DENSIDAD DE SU DISTRIBUCION**

Se invita a Instituciones y profesionales de la Argentina, interesados en la investigación geotérmica, a ponerse en contacto con el Ing. A. Introcaso, con el objeto de coordinar los trabajos que independientemente se llevan a cabo, para una eventual publicación

Ing. Antonio Introcaso
Instituto de Física de Rosario
Av. Pellegrini 250,
2000 Rosario.

DATOS PALINOLOGICOS DE LA FORMACION PICUN LEUFU (JURASICO SUPERIOR) EN SU LOCALIDAD TIPO, PROVINCIA DE NEUQUEN

Parte I: Especies Marinas

M. E. QUATTROCCHIO y W. VOLKHEIMER

Resumen

Palinología estratigráfica de la Formación Picún Leufú, en su localidad tipo, 50 km al sur de Zapala, Provincia de Neuquén, en las cercanías de la ruta Nacional N° 40 y su intersección con el Arroyo Picún Leufú (Fig. 1). Estudio sistemático de nueve asociaciones microfóricas, provenientes de la parte inferior, media y superior de la formación. En esta Parte I se da la ubicación estratigráfica de las microfóricas y se describen 17 especies marinas correspondientes a los géneros: *Gonyaulacysta*, *Ctenidodinium*, *Hystrichosphaerina*, *Pareodinia*, cf. *Meiourogonyaulax*, *Systematophora*, *Sentusidinium*, *Micrhystriidium*, *Pterosphaeridia*, *Leiosphaeridia* y *Pleurozonaria*. En la Parte II se describirán las especies terrestres, se realizará un análisis estadístico y se darán las conclusiones sobre los paleoambientes y la edad de las microfóricas.

Introducción

La Formación Picún Leufú en el sentido de Leanza (1973) es una entidad que se limita a la parte austral de la Cuenca Neuquina. Alcanza sus mayores espesores en el área de la localidad tipo, donde llega a más de 320 m de espesor, y desaparece poco al norte de Mallín Quemado, en la zona del Río Agrio.

La edad de esta formación corresponde en el área estudiada (localidad tipo) a la parte alta del Titoniano medio y al Titoniano superior (Leanza, *op. cit.*). Más al norte, en Mallín Quemado, se presenta solamente en forma de lenguas de areniscas más o menos calcáreas intercaladas entre las lutitas de la Formación Vaca Muerta, cuya fauna amonítica es del Berriasiano.

Los muestreos palinológicos fueron realizados por uno de nosotros (W. V.) en 1977

Abstract

Stratigraphic palynology of the Picún Leufú Formation in its type locality, 50 km south of Zapala (Neuquén Province), near Ruta Nacional nº 40 and its intersection with the Arroyo Picún Leufú (Fig. 1). Systematic study of nine microfossil associations from the lower, middle and upper part of the formation. In this Part I the stratigraphic setting is given and 17 marine species belonging to the genera: *Gonyaulacysta*, *Ctenidodinium*, *Hystrichosphaerina*, *Pareodinia*, cf. *Meiourogonyaulax*, *Systematophora*, *Sentusidinium*, *Micrhystriidium*, *Pterosphaeridia*, *Leiosphaeridia* y *Pleurozonaria*, are described. In Part II the terrestrial species will be treated, a statistical analysis will be given and paleoecologic aspects and the age of the microfóricas will be considered.

y 1980/81, en compañía de los doctores J. Wiedmann y U. Rosenfeld respectivamente.

La ubicación estratigráfica de las 9 asociaciones microfóricas estudiadas se da en la figura 2.



Fig. 1. — Mapa de ubicación.

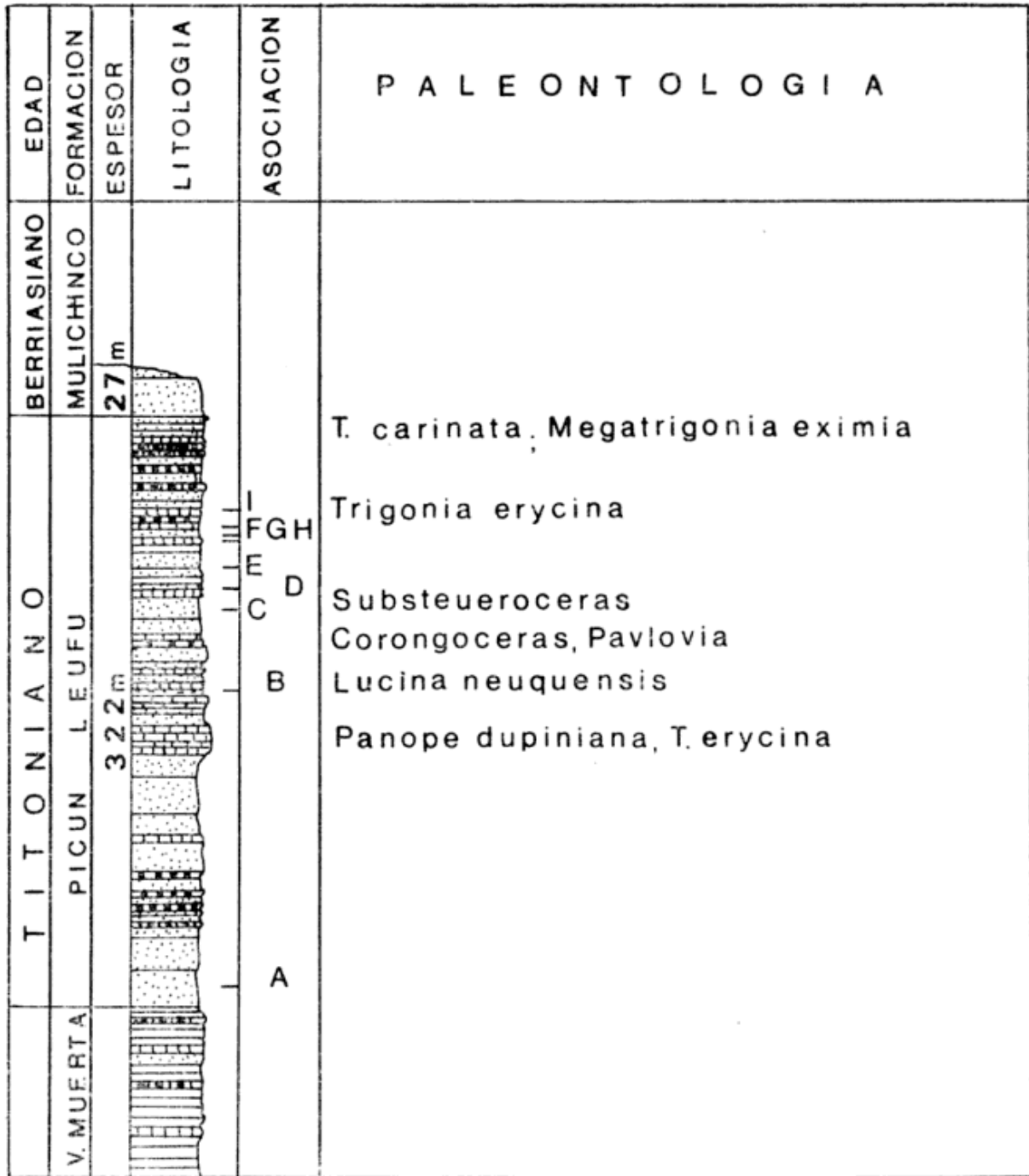


Figura 2. — Ubicación estratigráfica de las asociaciones microflorísticas estudiadas en este trabajo. Columna estratigráfica según Leanza 1973, p. 120.

La asociación de palinomorfos más antigua de la Formación Picún Leufú se halló a solo 10 m sobre la base de la misma. Es la que tiene la mayor afinidad con las microfioras descritas de la Formación Vaca Muerta, de la misma localidad (Quattrocchio 1980), de las cuales la separan solo 44 metros estratigráficos (Cuadro 1).

A continuación (cuadro 2) se detalla un

sector del tercio superior de la Formación Picún Leufú, del cual proviene la mayoría de las asociaciones microflorísticas aquí estudiadas.

Agradecimientos

Se agradece al Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia" e Instituto

CUADRO 1: *Ubicación estratigráfica de las asociaciones microfiorísticas estudiadas. Formación Picún Leufú, localidad tipo. Edad: Titoniano medio a superior*

Asociación microfiorística	Metros sobre base F. P. Leufú	Litología	Nº preparado BAPB
I	273	limolita gris verdosa	1463
H	266	arenisca limolítica gris	1462
G	261	arenisca limolítica gris	1461
F	260	arenisca limolítica gris	1460
E	240	arenisca gr. fino gris	1455
D	230	arenisca gr. fino gris verdosa	1459
C	218	arenisca gr. fino gris parduzca	1458
B	175	arenisca limolítica	1444
A	10	limolita gris	1469

CUADRO 2: *Perfil de una parte del tercio superior de la Formación Picún Leufú, alrededor de 1500 m aguas abajo del Puente Arroyo Picún Leufú, sobre el margen derecho (— austral) del arroyo.*

Esesor	Litología
17)	Detrito de faldeo (Cuartario).
16) más de 3,00 m	Limolita, poco estructurada, transitando hacia arriba en limolita areniscosa, finamente laminada, en parte con laminación oblicua. Color de conjunto verde. Con abundante detrito de pelecípodos.
15) 3,00 m	Limolita, transitando hacia arriba en arcilita limolítica algo areniscosa. Color de conjunto verde grisáceo.
14) 2,00 m	Arcilita limolítica-areniscosa, gris verdosa.
13) 0,60 m	Limolita, finamente areniscosa, carbonática. Con restos de pelecípodos de conchilla delgada. Color gris verdoso. Los 20 cm superiores separados del resto por 10 cm de arcilita limolítica.
12) 4,00 m	Arcilita finamente areniscosa-limolítica, gris verdosa (PIL 1704/12). 1,50 m sobre base microflora 1463. (Asociación microfiorística I).
11) 0,65 m	Arenisca algo calcárea, grano fino a mediano, con abundante detrito de bivalvos de conchilla gruesa y fina. Color gris parduzco claro. <i>discordancia erosiva leve.</i>
10) 5,80 m	Sucesión de siete secuencias, cada una de las cuales, sobre una base levemente erosiva, comienza con una arenisca de grano medio, rica en detrito de moluscos, del orden de los 0,10 m de espesor. Hacia arriba (en cada secuencia) transición a una siltita finamente areniscosa de color gris verdoso ("sedimento normal") del orden de los 0,7 m. 1 m sobre la base microflora 1462. (Asociación microfiorística H).
9) 2,00 m	Areniscas de grano mediano, algo carbonáticas, con abundante detrito de moluscos. Abajo predomina la estratificación paralela. La parte media y superior con estratificación oblicua de escala grande (paleocanales). La estratificación oblicua se hace muy conspicua mediante la acumulación de detrito de conchillas (especialmente estratos muy ricos en turrítelidos). La dirección longitudinal de los paleocanales es aproximadamente de norte a sur.
8) 0,60 m	Abajo 0,30 m de calcarenita de grano fino, muy compacta, de color gris claro, rica en pelecípodos, gasterópodos y detrito de moluscos.

Cuadro 2 (Continuación)

Espesor	Litología
	Hacia arriba transición en 0.30 m de limolitas areno-arcillosas de color gris verdoso (PIL 1704/11).
	<i>Discordancia erosiva leve.</i>
7) 0,90 m	Arenisca de color gris verdoso. Abajo de grano mediano con detrito de moluscos. En la parte media aumenta la participación de detrito de conchillas. Arriba transición a una lente de arenisca limolítica de grano fino con estratificación oblicua poco definida.
6) 1,50 m	Arenisca limolítica de grano fino, de color gris verdoso, alternando con intercalaciones más carbonáticas y por ende más duras. Hacia arriba aumenta la fracción limo-arcillosa (PIL 1704/9). En la parte más alta estratificación lenticular, con predominio de la componente arcillosa (ambiente de marismas).
5) 0,45 m	Arenisca de grano mediano, calcárea, con abundante detrito de conchillas. Color gris parduzco. Estratificación paralela y oblicua.
4) 1,60 m	Arenisca de grano mediano a fino, muy limolítica, con tubos de vermes y, especialmente en la parte superior, pelecípodos desmodontes y restos de <i>Trigonia</i> . Bioturbación. Estratificación mayormente oblicua, poco pronunciada.
3) 1,00 m	Marga, limolítica-arcilítica, color gris claro. El contenido en carbonato se concentra principalmente en la mitad inferior y disminuye hacia arriba, donde aumenta la fracción arena fina, 0,20 m sobre base PIL 1704/5.
2) 0,70 m	Arenisca, grano fino a mediano, abajo más limolítica y friable, color gris verdoso, hacia arriba gris parduzco. Estratificación oblicua. PIL 1704/3.
1) más de 0,70 m	Marga, limolítica-arcilítica, ocasionalmente con pelecípodos. PIL 1704/1.

Sobre el lado norte del arroyo Picún Leufú, a 5 m estratigráficos por debajo de la base de este perfil, la microflora 1461, y a 6 m por debajo de esa base la microflora 1460 (Asociación microflorística F).

Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales por haber proporcionado un vehículo apto para los trabajos en campaña y por facilidades de laboratorio; al CONICET, la SECYT y la Stiftung Volkswagenwerk por el apoyo económico brindado; a los doctores Leanza (Buenos Aires), Rosenfeld (Münster) y Wiedmann (Tübingen) por los datos amonitológicos y sedimentológicos aportados que permitieron una mejor calibración e interpretación paleoambiental de las microfloras.

Métodos, técnicas y materiales

Para la extracción físico-química de las muestras se usaron las operaciones convencionales: remoción de carbonatos con HCl diluido y de silicatos con HF concentrado. Las partículas menores de 10 μ se eliminaron con centrifugados breves. Las oxidacio-

nes se realizaron con HNO₃, y los compuestos húmicos se removieron con NH₄OH. Asimismo se realizaron separaciones con líquidos pesados (Zn Cl₂) de densidad 1,95 y 1,4, respectivamente. Los residuos se montaron en glicerina gelatina.

Las tareas de extracción físico-química fueron realizadas por las técnicas palinológicas L. Eskenazy y Lic. L. Scafati. El estudio se realizó con un microscopio Zeiss Nf en la Universidad Nacional del Sur, y Leitz Orthoplan en la División Paleobotánica del Museo de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", Buenos Aires.

El material estudiado está depositado en la paleopalinteca de la División Paleobotánica del Museo Argentino de Ciencias Naturales "B. Rivadavia", bajo los números 1444, 1455, 1458, 1459, 1460, 1461, 1462, 1463 y 1469.

Las microfotografías se sacaron con una cámara superponible Leitz Orthomat.

LISTA TAXONOMICA DE ESPECIES MARINAS IDENTIFICADAS

División Pyrrophyta

Clase Dinophyceae Fritsch, 1929

Gonyaulacysta sp. A
Gonyaulacysta sp. B
 cf. *Gonyaulacysta* sp.
Ctenidodinium tenellum Defl. 1938
Ctenidodinium sp. A
Hystichosphaerina neuquina n. sp.
Pareodinia sp.
Systematophora sp. A
 cf. *Meiourogonyaulax* sp.
Sentusidinium sp. A

Grupo Acritarcha Evitt, 1963

Mycrhystridium lymensis var. *gliscum* Wall 1965
Pterosphaeridia volkheimeri Quattrocchio 1980
Leiosphaeridia cf. *staplirii* Pocock 1972
Leiosphaeridia cf. *L.* sp. B
Leiosphaeridia sp. C
Leiosphaeridia sp. D
Pleurozonaria picunensis Quattrocchio 1980

Clase DINOPHYCEAE Fritsch, 1929

Género *Gonyaulacysta* Deflandre, 1964 emend Stover & Evitt, 1978

Especie tipo: Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1938) Norris & Sarjeant 1965

Gonyaulacysta sp. A

(Láms. A, E, figs. 1, 31-32)

Descripción: Quiste bicavado. Endociste subsférico, periciste subpoligonal con un corto cuerno apical (6 μ de largo).

Septos parasuturales de crestas bajas, con espinas flexibles de aproximadamente 6 μ de largo. Pared microgranulada, de aproximadamente 1,5 μ .

Paratabulación: 4', 1a, 6'', 6c, 6''', 1p, 1pv, 1''''.

Paracíngulo formado por 6 placas subrectangulares, desplazado en sus extremos ventralmente.

Parasulco en forma de "S".

Cuerpo interno de aproximadamente 13 μ de diámetro.

Dimensiones: 57x53 μ (1 ej.)

Material estudiado: 1459b: 37,5/100,3.

Distribución: Formación Picún Leufú, lo-

calidad tipo. Formación Vaca Muerta, Cai-chigüe, Neuquén.

Gonyaulacysta sp. B

(Lám. A, fig. 2)

Descripción: Quiste proximal ovoidal con un cuerno apical (largo: 6 μ). Antapex redondeado. Paracíngulo angosto, marcadamente helicoidal. Parasulco ancho, adelgazado hacia el apex. Septos parasuturales marcados por crestas bajas. Paratabulación aproximada: 4', 0a, 6'', 6c, 6''', ?p.v., 1p, 3pc, 1''''.

Paraplaca 1'''' reducida. Pared granulada de aproximadamente 1,5 μ de espesor.

Material estudiado: 1458b: 23,5/107,8. 59x41 μ (1 ej.).

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.

Observaciones: En el presente ejemplar no se ha podido observar la posición del arqueopilo.

Comparaciones: El ejemplar observado tiene ciertas afinidades con el género *Pluriarvalium* Sarjeant 1962, dada la presencia de paraplacas adicionales ventrales que rodean a la paraplaca antapical reducida. Sin embargo, no se observan las paraplacas intercalares anteriores características del género *Pluriarvalium*.

Pluriarvalium osmingtonense Sarjeant 1962 del Jurásico superior de Inglaterra, es algo semejante, pero posee pared lisa; 2a, ¿7pc; suturas con espinas cortas y es de mayor tamaño (100-125 μ).

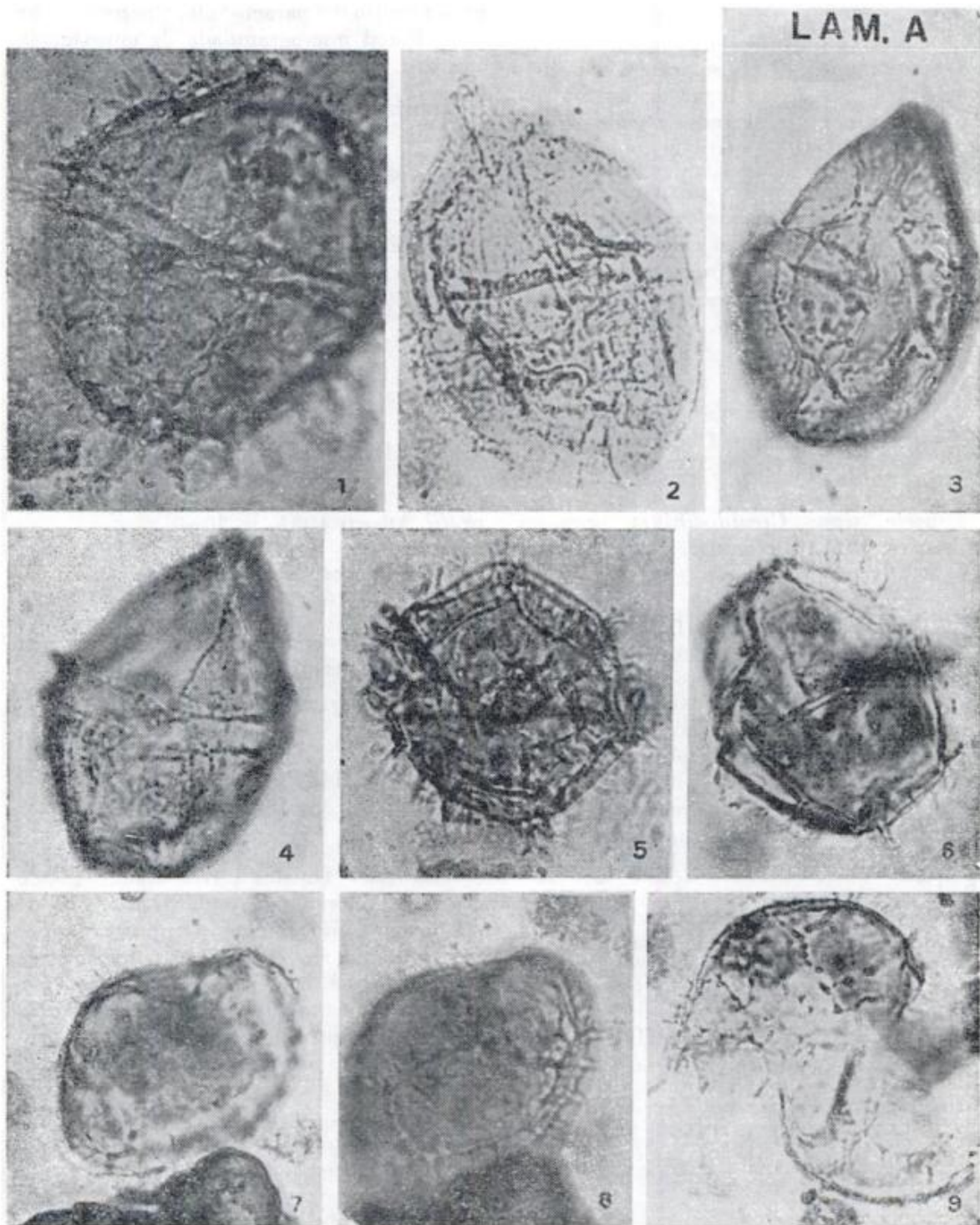
cf. *Gonyaulacysta* sp.

(Láms. A, D, figs. 3-4, 37-38)

Descripción: Quiste proximal de contorno elipsoidal. Epiciste de tamaño algo menor que el hipociste. Epiciste alargado con 3 proyecciones distales espinosos. Hipociste redondeado. Paracíngulo marcadamente helicoidal. Parasulco en forma de "S". Septos parasuturales formados por crestas bajas portadoras de gránulos y algunas espinas. Área entre los septos lisa, con algunos gránulos alineados. Paratabulación: ¿3'—4', 0a, 6'', 6c, 7''', 1p.v., 3p, 1''''.

Arqueopilo precingular, tipo P (3' solamente). Opérculo libre.

Material estudiado: 1459d: 30/101.



Lám. A (Figs. 1-9; x 950). — 1: *Gonyaulacysta* sp. A 1459b: 37,5/100,3.2: *Gonyaulacysta* sp. B 1458b: 23,5/107,8. 3: cf. *Gonyaulacysta* sp. 1459d: 30/101; 3(, vista ventral; 4, vista dorsal (arqueopilo). 5-9: *Ctenidodinium tenellum* Defl. 5, 1459b: 39,1/100,2; 6, 1459b: 26,3/100,3; 7-8, 1459b: 30,6/100,5 (7, vista antapical; 8, vista apical); 9, (arqueopilo epittractal).

Dimensiones: 48x32 μ (ej.).

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.

Observaciones: El cf. se refiere a la presencia de 7^m y 3p en lugar de las 5-6^m y 1 p que figura en la diagnosis emendada por Stover & Evitt 1978, para el género *Gonyaulacysta*.

Comparaciones: *Gonyaulacysta helicoidea* (Eisenack & Cookson) Sarjeant en Davey et al. 1966, del Cretácico inferior de Australia, es semejante pero posee un cuerno apical prominente, 6^m y 1p, y crestas parasuturales denticuladas.

Género *Ctenidodinium* Deflandre, 1938
emend Gocht, 1970

Especie tipo: *Ctenidodinium ornatum* (Eisenack 1935) Deflandre 1938.

Ctenidodinium tenellum Defl. 1938.
(Láms. A, D, figs. 5-9, 29-30)

Descripción: Quistes próximo-corados de contorno subsférico, formados únicamente por autofragma. Paratabulación indicada por crestas bajas con procesos suturales y gonales, simples y algunos bifurcados (Alto de los procesos: 3-6 μ . Ancho: aproximadamente 1 μ). Paratabulación: 3', 1a, 6'', 6c, 6''', 1p, 1''''.

Paracíngulo escasamente helicoidal.

Arqueopilo formado por la rotura del margen anterior del paracíngulo. Tipo tAtP. Opérculo generalmente adherido.

Dimensiones: Diámetro total: 35-50 μ . Diámetro de la vesícula: 31-41 μ . (14 ejs.).

Principal material estudiado: 1458b: 26|103,5; 1459a: 28|109,8; 1459b: 30,6|100,5; 27,1|100; 34,2|100,4; 39,1|100,2. 1459d: 23,5|105,3.

Distribución: Oxfordiano, Francia (Defl. 1938). Formación Picún Leufú (este trabajo).

Ctenidodinium sp. A

Láms. B, E, figs. 10-11, 33-34)

Descripción: Quiste proximal de contorno subcircular. Paratabulación: 4', 1a, 6'', 6c, 6''', 1p, 1''''; indicada por crestas bajas. Pa-

racíngulo escasamente espiralado. Arqueopilo epicistal, formado por una rotura a lo largo del centro del paracíngulo. Opérculo adherido. Pared microgranulada de aproximadamente 1 μ de espesor.

Dimensiones: Diámetro máximo: 58 μ (3 ejs.).

Material estudiado: 1458b: 42,5|101,8; 1462h: 21,5|98,9; 1462i: 26,3|109,7.

Distribución: Formación Picún Leufú, loc. tipo.

Comparaciones: *Ctenidodinium sellwoodii* (Sarjeant 1974) Stover & Evitt 1978, es semejante pero posee 5 placas apicales, 1 placa ventral y al menos 3 placas sulcales.

Género *Hystrichosphaerina* Alberti, 1961

Especie tipo: *Hystrichosphaerina schindewolfii* Alberti 1961, p. 38.

Hystrichosphaerina neuquina n. sp
Láms. B, G, figs. 11-12, 37-40)

Derivatio nominis: Nombre referido a su procedencia geográfica.

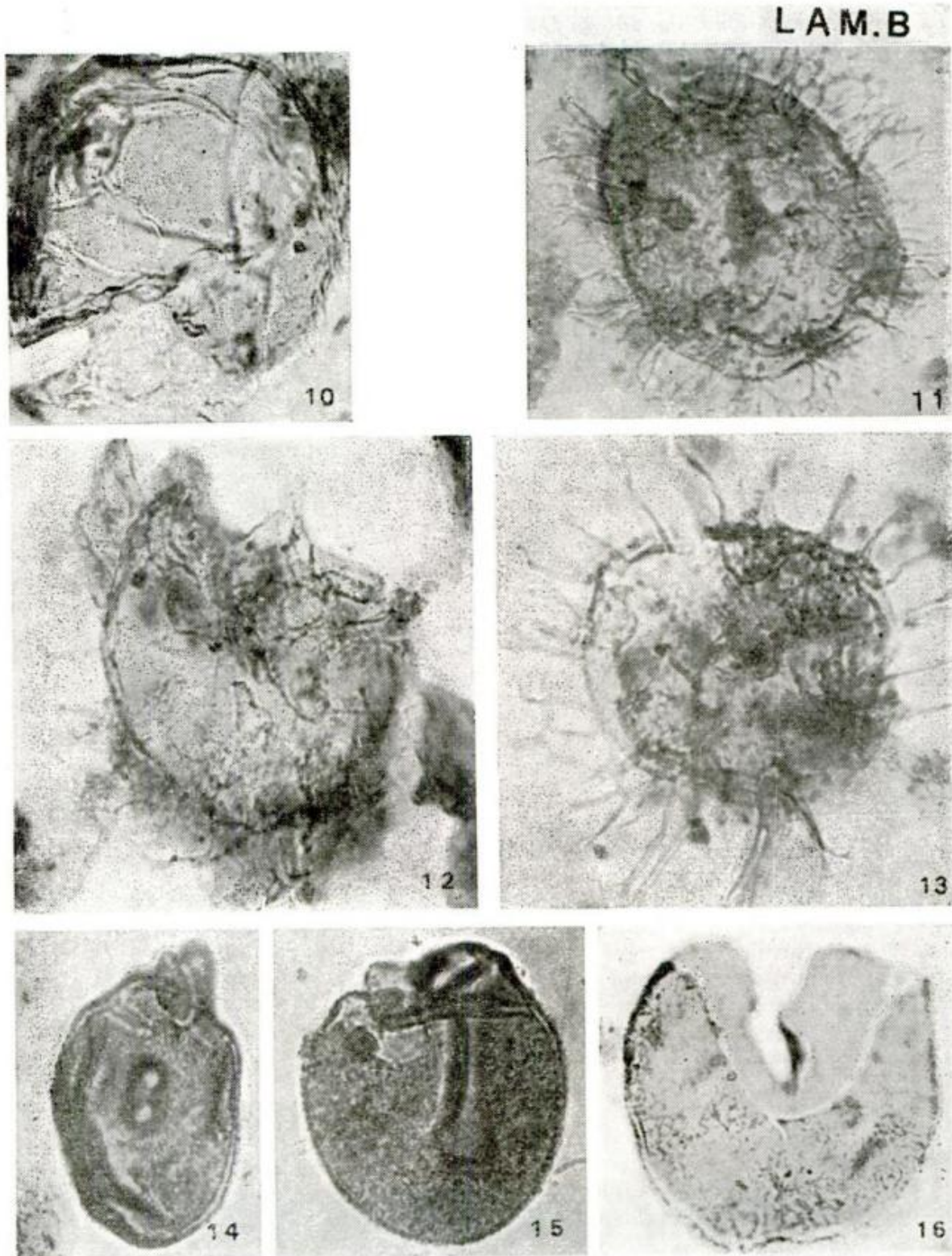
Localidad tipo: Picún Leufú, provincia de Neuquén.

Holotipo: 1459b: 39|95,2. Láms. B, G, figs. 11, 37, 38. Diám. tot.: 60 μ . Diám. ves.: 47 μ .

Diagnosis: Quistes escolocorados (skolorate). Cuerpo subcircular, hasta ovalado. Autofragma únicamente. Grupos de procesos penitabulares cilíndricos (alrededor de 18), en forma de vaso, cuyas paredes semejan una red (alto de los vasos: 16 μ . Ancho 9-14 μ). Cada grupo está unido distalmente por un anillo de trabéculas, de márgenes denticulados. Escasos procesos paracíngulares, aislados, ramificados y no interconectados distalmente. Procesos unidos en sus bases por crestas bajas. Paratabulación del tipo gonyaulacacea: 4', 1a, 6'', 6c, 6''', 1p, 1''''.

El parasulco se extiende del apex al antapex. Autofragma entre los procesos, granular, de aproximadamente 0,8 μ de espesor. Arqueopilo apical, tipo tA, sutura principal del arqueopilo en zig-zag; opérculo libre. Cuerpo interno subcircular, de aproximadamente 10 μ de diámetro.

Dimensiones: Diámetro total (con apex.): 60-72 μ . Diámetro vesícula (con apex): 47 μ . (2 ejs). Diámetro total (sin apex):



Lám. B (Figs. 10, 12, 13: x 540; figs. 11, 14, 15, 16: x 950). — 10, *Ctenidodinium* sp. A 1462i: 27,5/109,4; 11,12, *Hystrichosphaerina neuquina* n. sp. 11, 1459b: 39/95,2; 12, 1459 : 24,7/104,2 (arqueopilo apical); 13, *Systematophora* sp. 1455b: 37,8/100,2; 14-16, *Pareodinia* sp. 14, 1459e: 35,5/96,5; 15, 1459f: 23,4/96,4; 16, 1459e: 33,6/97,3.

34-50 μ . Diámetro vesícula (sin apex): 50-60 μ (30 ejs.).

Principal material estudiado: 1455b: 31,7|106; 1459b: 28|99,4; 39|95,2, 1459d: 25,5|96,5; 1459e: 23,2|104,2; 30,6|106; 36,4|95,4; y otros en las preparaciones 1458, 1455, 1462 y 1459.

Distribución: En algunos ejemplares, la pared de los "vasos" está rota, de modo que estos se presentan constituidos por procesos furcados aislados, ordenados aproximadamente en círculo.

Comparaciones: *Hystrichosphaerina turo-nica* Alberti 1961 del Turoniano de Alemania posee un rango de dimensiones mayor: diámetro total: 83-103; diámetro vesícula: 58-71 μ .

Hystrichosphaerina schindewolfii Alberti 1961 del Turoniano de Alemania, posee de 12-16 procesos cilíndricos de mayores dimensiones: largo 24-27 μ ; ancho: 18-22 μ .

Género *Pareodinia* Deflandre, 1947

Especie tipo: *Pareodinia ceratophora* Deflandre 1947, p. 3-4.

Pareodinia sp.

(Lám. B, figs. 14-16)

Descripción: Quiste proximal de contorno ampliamente oval, con un cuerno apical y antapex redondeado. Cuerno de aproximadamente 9 μ de largo. Pared baculada, la ornamentación consiste de proyecciones cortas (1-1,5 μ de largo), apretadamente dispuestas. Arqueopilo intercalar. No se observa paratabulación ni paracíngulo. Presencia de 1 ó 2 cuerpos internos (5-7 μ de diámetro).

Dimensiones: Largo: 41-45 μ . Ancho: 25-35 μ . (5 ejs.).

Material estudiado: 1459e: 35,5|96,5; 33,6|97,3; 1459f: 23,4|96,4; 33,6|97; 1459g: 23,4|96,4; 33,6|97,3; 1462g: 31|99.

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.

Observaciones: En 2 casos se observa que por rotura se forma un pseudoarqueopilo apical, hecho bastante común en el género *Pareodinia* (cf. Evitt 1967, p. 69, t. 4, f. 9).

Comparaciones: *Pareodinia* sp. F. Wiggins 1975 del Jurásico superior de Alaska es semejante pero posee una proyección apical granulada y es de tamaño mayor (60 x 88 μ).

Género *Systematophora*

Klement, 1960, p. 67-68

Especie tipo: *Systematophora areolata* Klement 1960.

Systematophora sp. A

(Láms. B, F, figs. 13, 35, 36)

Descripción: Quistes escolocorados (skolorate). Autofragma subesférico con aproximadamente 20 grupos de procesos penitabulares. Cada grupo se eleva de crestas basales poco marcadas, que delimitan áreas circulares o mayormente poligonales. Los procesos son aislados, bifurcados, algunos trifurcados y otros bifurcados y vueltos a bifurcar en sus extremos; sin conexiones distales o trabéculas (procesos de 14-21 μ de largo y aproximadamente 0,8 μ de ancho). Paratabulación aproximada: 4', 6", 6c, 6"', 1p, 1'''. Paracíngulo poco espiralado con algunos procesos aislados. Parasulco carente de procesos. Un cuerpo interno de 8 μ de diámetro.

Dimensiones: Diámetro total: 50-75 μ . Diámetro de la vesícula: 37-47 μ . (4 ejs.).

Material estudiado: 1455b: 37,8|100,2; 1455f: 37,7|105,3; 1462h: 26,4|104; 30|110,1.

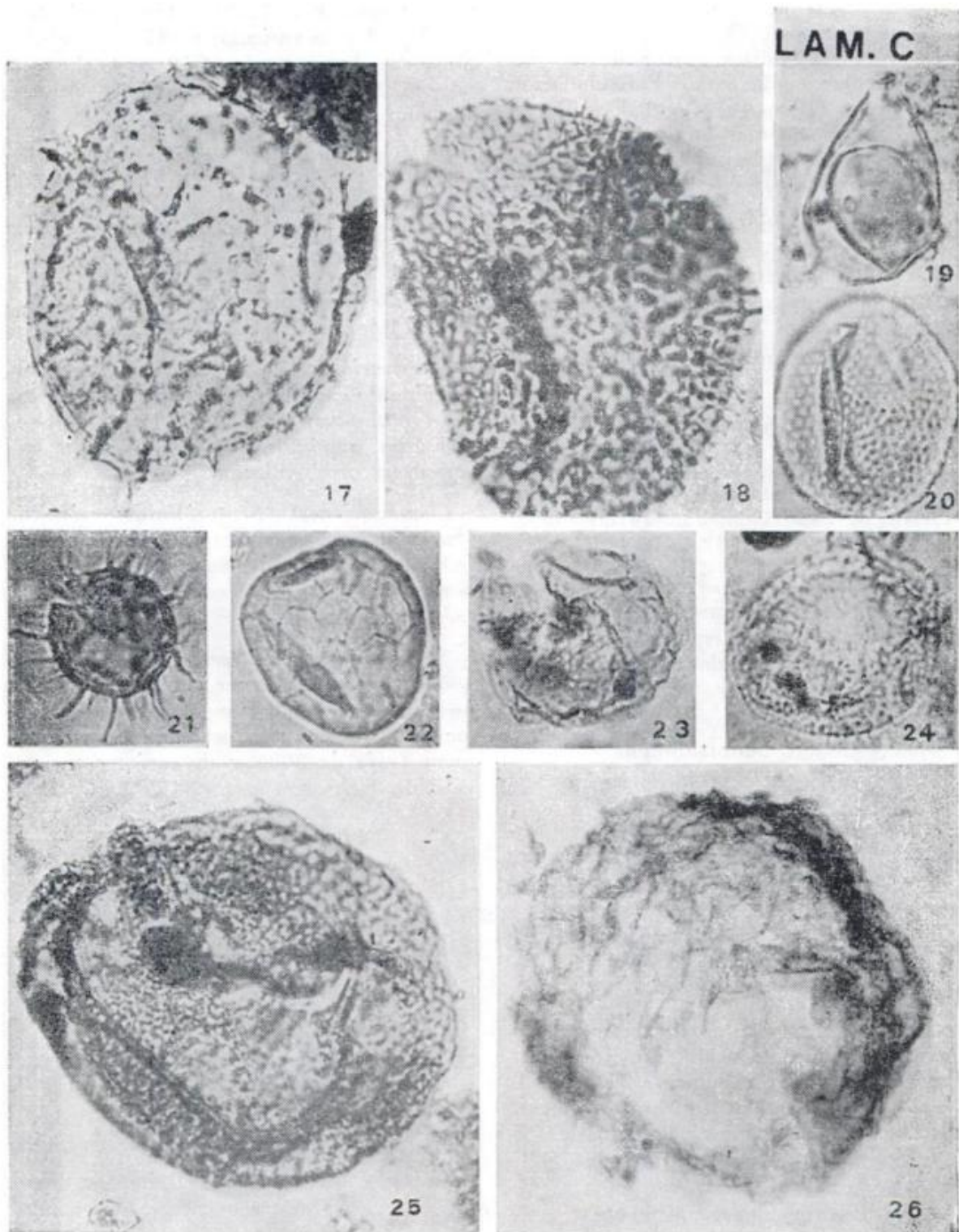
Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.

Observaciones: Una rotura en el polo apical en uno de los ejemplares podría indicar la posición del arqueopilo.

Comparaciones: La especie aquí descrita no se diferencia apreciablemente de *S. iunctispina filamentosa* (Klement 1960) Stover & Evitt 1978 del Malm superior de Alemania.

Género *Meiurogonyaulax* Sarjeant, 1966

Especie tipo: *Meiurogonyaulax valensii* Sarjeant 1966, p. 145.



Lám. C (Figs. 17-24: x 950; figs. 25-26: x 540). — 17, *cf. Meiourogonyaulax* sp. 1458b: 24/103,6; 18, *Sentusidinium* sp. A 1459b: 22,4/101,2; 19, Quiste marino sin det. 1469h: 30,5/103,5; 20, *Pleurozonaria picunensis* Quattr. 1980 1469i: 25,3/103,2; 21, *Micrhystridium* *cf. lymensis* var. *gliscum* Wall 1965 1455h: 30,5/99,6; 22, *Pterosphaeridia volkheimerii* Quattr. 1980 1469i: 20,5/98,5; 23, *Leiosphaeridia* *cf. L. sp. B* 1455k: 22,3/103,5; 24, *Leiosphaeridia* sp. C 1469h: 35,3/106; 25, *Leiosphaeridia* *cf. staplinii* Pocock 1972 1459b: 37/102,5; 26, *Leiosphaeridia* sp. D 1444e: 31,3/101,7.

cf. *Meiourogonyaulax* sp.

(Lám. C, fig. 17)

Descripción: Quistes proximales de contorno circular a subcircular. Paratabulación indicada por crestas bajas portadoras de espinas simples, algunas bifurcadas, bien espaciadas (Largo de las espinas: aproximadamente 4 μ).

Paratabulación: ?3-4', 1a, 6", 6c, 6"', 1p. v., 1p, 1''''.

Paracíngulo escasamente helicoidal.

Arqueopilo, apical. Opérculo generalmente libre.

Pared microgranulada, de hasta 1,5 μ de espesor.

Dimensiones: Diámetro total: 56-62 μ . Diámetro vesícula: 49-59 μ (7 ejs).

Material estudiado: 1458b: 24|103,6; 31,3|107,5; 23,2|105,5; 23,2|107,9; 1459a: 30,6|96,6; 32,8|99,7; 32,4|108,1.

Distribución: El cf. se refiere a que no pudo determinarse claramente el número de placas apicales y a la regular conservación de los ejemplares hallados.

Género *Sentusidinium*
Sarjeant & Stover, 1978

Especie tipo: *Sentusidinium rioultii* (Sarjeant 1968) Sarjeant & Stover 1978 (antes *Tenua*).

Sentusidinium sp. A
(Lám. C, fig. 18)

Descripción: Quistes proximales, con autofragma ampliamente oval. Numerosos procesos cortos (aproximadamente 200), de 1-4 μ de largo, nontabulares, uniformemente distribuidos, con un espaciamiento de 1,5-2 μ . Procesos a su mayoría capitados, algunos simples y otros bifurcados.

Pared lisa, de aproximadamente 1 μ de espesor.

Paratabulación indicada generalmente por el arqueopilo apical, tipo tA, con sutura principal en zig-zag. Opérculo libre en la mayoría de los casos. No está indicado el parasulco.

Cuerpo interno subcircular, de hasta 10 μ de diámetro.

Dimensiones: Con apex: Largo total: 78-65 μ . Ancho total: 70-49 μ . Largo vesícula: 73-60 μ . Ancho vesícula: 66-45 μ (3 ejs.). Sin apex: Largo total: 66-59 μ . Ancho total: 69-52 μ . Largo vesícula: 62-52 μ . Ancho vesícula: 66-45 μ (9 ejs.).

Material estudiado: 1455b: 29,4|104; 1458b: 24,4|107,5; 1459a: 26,2|103,5; 34,3|106,7; 28|109,6; 1459b: 31,2|100,3; 25,2|99,4; 28,2|101,1; 22,4|101,2; 30,2|108; 38,9|99,7; 1459e: 24,8|99.

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.

Observaciones: En un caso se observa el paracíngulo carente de espinas. En algunos casos se observan arqueopilos longitudinales accesorios, que indicarían el límite entre las paraplacas precíngulares.

Comparaciones: *Sentusidinium rioultii* (Sarjeant 1968) Sarjeant & Stover 1978 del Caloviano superior de Normandía, Francia, es muy semejante pero posee una exina marcadamente granular.

Sentusidinium villersense (Sarjeant 1968) Sarjeant & Stover 1978, del Caloviano superior y Oxfordiano inferior de Normandía, Francia, posee espinas en mayor número (más de 300) y de carácter menos variable.

Género *Michrystridium* (Deflandre)
emend. Lister, 1970

Especie tipo: *Michrystridium inconspicuum* Deflandre 1937.

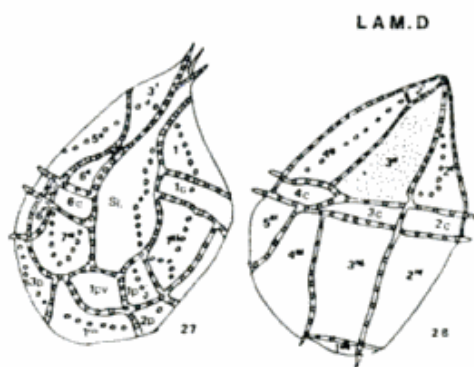
Michrystridium lymensis var. *gliscum*
Wall, 1965
(Lám. C, fig. 21)

Ejemplar ilustrado: 1455h: 30,5|99,6. Diámetro vesícula: 20 μ . Diámetro total: 30 μ .

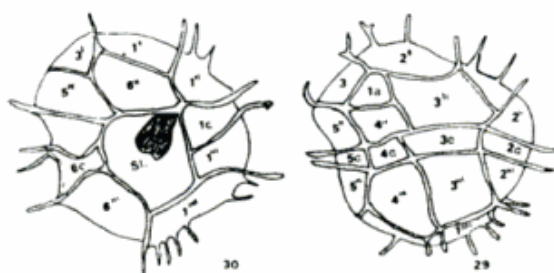
Otro material observado: 1455b: 29|97,5; 22,6|106,1; 1455h: 33|101,5; 1455k: 28,2|97,2, etc.

Dimensiones: Diámetro vesícula: 14-21 μ . Diámetro total: 30-37 μ (14 ejs.).

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.



Lám. D. — 27, 28: *Gonyaulacysta* sp. 1459d: 30/101 27, vista ventral; 28, vista dorsal (arqueopilo); 29, 30: *Ctenidodinium tenellum* Defl. 1459b: 39,1/100,2; 29, vista dorsal; 30, vista ventral.



Grupo **ACRITARCHA** Evitt, 1963
 Subgrupo **Acanthomorphae**
 Downie & Sarjeant, 1963
 Subgrupo **Herkomorphae**
 Downie, Evitt & Sarjeant, 1963

Género **Pterosphaeridia** Mädlar, 1968

Especie tipo: *Pterosphaeridia pachytheca*
 (Eisenack) Mädlar 1968, p. 344.

Pterosphaeridia volkheimerii
 Quattrocchio, 1980
 (Lám. C, fig. 22)

Ejemplar ilustrado: 1469i: 20,5|98,5.
 28 μ .

Distribución: Formación Vaca Muerta, Titoniano (Quattrocchio 1980) y Formación Picún Leufú, localidad tipo. Formación Vaca Muerta, Caichigüe, Neuquén (Volkheimer & Quattrocchio, 1975).

Subgrupo **Sphaeromorphae**
 Downie, Evitt & Sarjeant, 1963

Género **Leiosphaeridia** Eisenack, 1958

Leiosphaeridia cf. staplinii Pocock, 1972
 (Lám. C, fig. 25)

Material ilustrado: 1459b: 37|102,5. 63 μ .

Otro material estudiado: 1458a: 23,7|100; 20,2|98,4; 1458b: 32,1|99,1; 28,2|108,6; 28,1|111,4, etc.

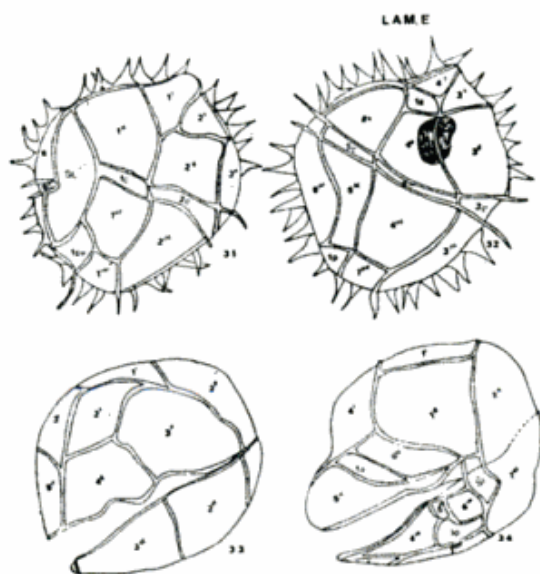
Dimensiones: Diámetro máximo: 52-76 μ
 (17 ejs.).

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo. Formación Vaca Muerta (Titoniano), Caichigüe, Neuquén (Volkheimer & Quattrocchio, 1977).

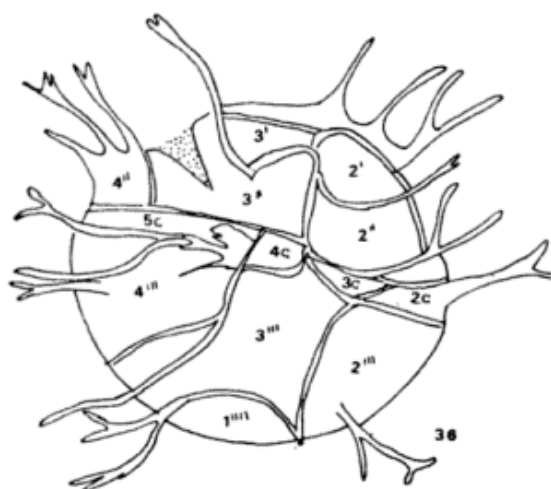
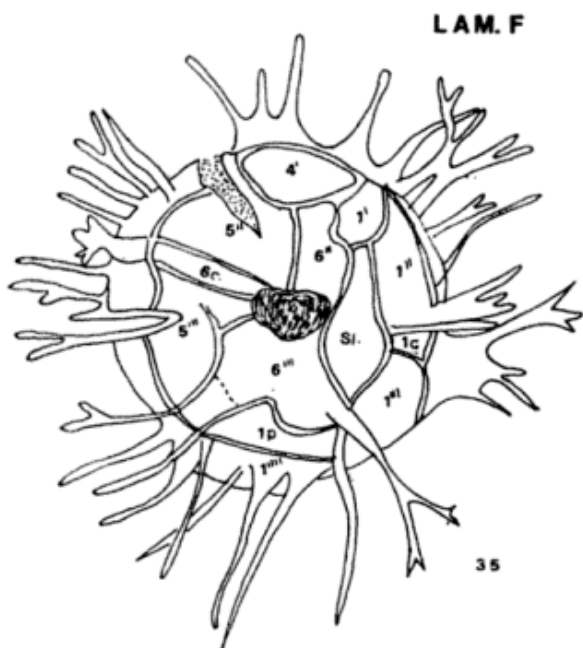
Observaciones El cf. se refiere a que no se ha podido observar la pared de dos capas, tal como la describe Pocock (1972) en su material original.

Leiosphaeridia cf. L. sp. B
 (Lám. C, fig. 23)

Ejemplar ilustrado: 1455k: 22,3|103,5.
 31 μ .



Lám. E. — 31,32: *Gonyaulacysta* sp. A 1459b: 37,5/100,3 (vistas laterales); 33,34: *Ctenidodinium* sp. A 1462i: 27,5/109,4; 33, vista dorsal; 34, vista ventral.



Lám. F. —35,36: *Systematophora* sp. 1455b: 37,8/100,2; 35, vista ventral; 36, vista dorsal.

Otro material estudiado: 1462h: 21,8/109,3. 31 μ .

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.

Observaciones: Se comparan y no se asignan estos ejemplares a *Leiosphaeridia* sp. B, del Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina (Volkheimer, Caccavari de Felice & Sepúlveda, 1977), por ser los mismos de tamaño algo mayor. El rango de dimensiones de *L. sp. B* es: 14-25 μ .

Leiosphaeridia sp. C
(Lám. C, fig. 24)

Descripción: Vesícula circular a subcircular por plegamiento. Pared granulada con

algunas báculas (báculas de 1,5 μ de largo, 0,5 μ de ancho y 1 μ de espaciamento). Espesor de la pared: aproximadamente 0,5 μ .

Presencia de un cuerpo interno de aproximadamente 4 μ de diámetro.

Dimensiones: Diámetro máximo: 27-31 μ (5 ej.).

Material estudiado: 1469g: 37,5|98; 1469h: 35,3|106; 1469k: 37,6|96,8; 38,6|107; 27|109,8.

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.

Comparaciones: *Leiosphaeridia variabilis* Pocock 1972 del Jurásico medio de Canadá, posee espinas, además de la ornamentación mencionada para *L. sp. C*.

Leiosphaeridia sp. D
(Lám. C, fig. 26)

Descripción: Vesícula circular, muy plegada, principalmente paralelamente al contorno. Pared hialina, microgranulada, de menos de 0,5 μ de espesor.

Dimensiones: Diámetro máximo: 56-134 μ (7 ej.).

Material estudiado: 1444b: 37,8|97,9; 1444e: 28,9|96,7; 23,8|99,7; 29|100,6; 26,5|98,2; 31,3|101,7; 31,9|102.

Distribución: Formación Picún Leufú, localidad tipo.

Comparaciones: *Leiosphaeridia tangensis*, variedad B, Pocock 1972 del Jurásico inferior de Canadá, presenta una exina más gruesa (1,5-2,5 μ).

Género Pleurozonaria

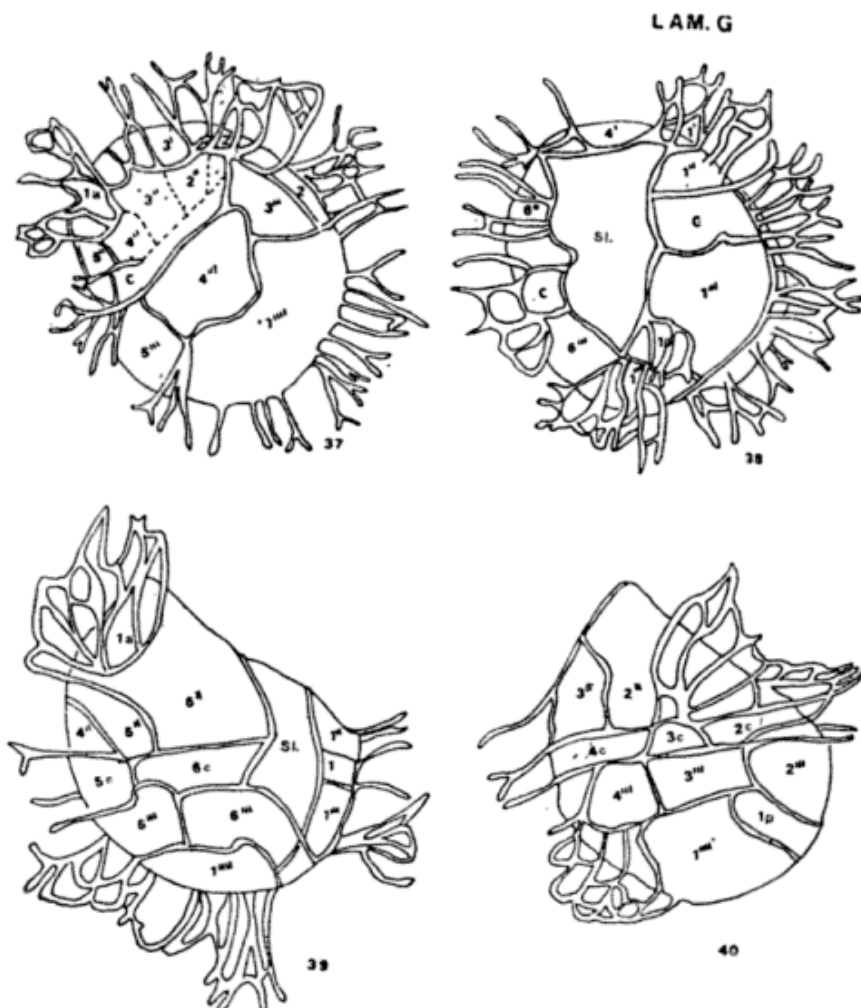
Wetzel emend. Mädlar, 1968

Especie tipo: *Pleurozonaria globulus* Wetzel 1933, p. 29.

Pleurozonaria picunensis
Quattrocchio, 1980
(Lám. C, fig. 20)

Ejemplar ilustrado: 1469i: 25,3|103,2. 28 μ .

Distribución: Formación Vaca Muerta, Titoniano (Quattrocchio 1980) y Formación Picún Leufú, localidad tipo.



Lám. G. — 37-40: *Hystrichosphaehina neuquina* n. sp. 37,38, 1459b: 39/95,2; 37, vista dorsal; 38, vista ventral; 39,40, 1459e: 24,7/104,2 (arqueopilo).

Lista de trabajos citados en el texto

- Alberti, G., 1961. Zur Kenntnis mesozoischer und altertiäre: Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen von Nord- und Mitteldeutschland sowie einigen anderen europäischen Gebieten. *Palaeontographi* Abt. A, 116: 1-58.
- Deflandre, G., 1937. *Microfossiles des silex crétacés*. Pt. 2 Flagellés incertae sedis Hystrichosphaeridés, Sarcoidés. Organismes divers. *Annales Paléontologie*, 26: 51-103.
- 1938. *Microplancton des mers Jurassiques conservé dans les marnes de Villers-sur Mer (Clavados)*. Eude lumineaire et considérations générales. *Travaux Station Zool. Wimereux*, 13: 147-200.
- 1947. *Sur quelques microorganismes planctoniques des silex jurassiques*. *Inst. Océanog. Monaco Bull.*, 921: 1-10.
- 1964. *Remarques sur la classification des Dinoflagellés fossiles, á propos d'Evittodinium, nouveau genre crétacé de la famille des Deflandreaceae*. *Acad. Sci. Comptes Rendus*, 258: 5027-5030.
- Downie, C., W. R. Evitt, y W. A. S. Sarjeant, 1963. *Dinoflagellates hystrichospheres and the classification of the Acritarchs*. *Stanford Univ. Publs., Geol. Sciences*, 7: 1-16.
- Eisenack, A., 1935. *Mikrofossilien aus Doggergeschieben Ostpreussens*. *Zeitschr. Geschiebeforschung*, 11-: 167-184.
- Evitt, W. R., 1963. *A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres and acritarchs*. *Proc. Nat. Acad. Sci.*, 49: 158-164.
- Fritsch, F. E., 1929. *Evolutionary sequence and affinities among Protophyta*. *Biological Reviews*, 4: 103-151.
- Gocht, H., 1970. *Dinoflagellaten-Zysten aus dem Bathonium des Erdölfede Aldorf (NW-Deutschland)*. *Palaeontographica*, Abt. B, 129: 125-165.

- Klement, K. W., 1960. *Dinoflagellaten und Hystrichosphaerideen aus dem unteren und mittleren Malm Süddeutschlands*. Palaeontographica, Abt. A, 114: 1-104.
- Leanza, H. A., 1973. *Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásicos-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, Provincia de Neuquén, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg.Rev., 28 (2): 97-132.
- Lister, T. R., 1970. *The acritarchs and Chitinozoa from the Wenlock and Ludlow Series of Ludlow and Milchope areas, Shropshire, I*. Palaeontogr. Soc. (monogr.), 124: 1-100.
- Mädler, K., 1968. *Die figurierten organischen Bestandteile der Posidonienschiefer*. B:ih. geol. Jb., 58: 287-405.
- Norris, G. y W. A. S. Sarjeant, 1965. *A descriptive index of genera of fossil Dinophyceae and Acritarcha*. New Zealand Geol. Surv. Paleont., 40: 1-72.
- Pocock, S. A. J., 1972. *Palynology of the Jurassic sediments of western Canada, pt. 2. Marine Species*. Palaeontographica, Abt. B, 137: 85-153.
- Quattrocchio, M., 1980. *Contribución al conocimiento de la palinología estratigráfica del Jurásico superior en la Cuenca Neuquina*. Opera Lilloana 31: 1-59.
- Sarjeant, W. A. S., 1962. *Upper Jurassic microplancton from Dorset, England*. Micropaleontology, 8: 255-268.
- 1966. *Mikroplankton from the Upper Callovian and Lower Oxfordian of Normandy*. Rev. Micropaléont., 10: 221-42.
- Sarjeant, W. A. S. y C. Downie, 1966. *The classification of dinoflagellate cysts above generic level*. Grana palynol., 6: 503-527.
- Stover, L. E. y W. R. Evitt, 1978. *Analyses of Pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates*. Stanford University Publicat. Geological Sciences, 15: 1-298.
- Volkheimer, W., M. A. Caccavari de Filice y E. Sepúlveda, 1977. *Datos palinológicos de la Formación Ortiz (Grupo La Amarga) Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina)*. Ameghiana, 14 (1-4): 59-74.
- Wall, D., 1965. *Microplancton, pollen and spores from the Lower Jurassic in Britain*. Micropaleontology, 11: 151-190.
- Wetzel, O., 1933. *Die in organischer Substanz erhaltenen Mikrofossilien des baltischen Kreide-Feuersteins mit einem sediment-petrographischen und stratigraphischen Anhang*. Palaeontographica, Abt. A, 77: 141-188.
- Wiggins, V. D., 1975. *The dinoflagellate Family Pareodiniaceae—a discussion*. Geoscience and Man, 11: 95-115.

Recibido: 14 de junio, 1982.

Aceptado: 15 de diciembre, 1982.

M. E. QUATTROCCHIO

Universidad Nacional del Sur y
CONICET
Bahía Blanca.

W. VOLKHEIMER

Museo Argentino de Cs. Naturales
"B. Rivadavia" y CONICET
Av. Angel Gallardo 470
Buenos Aires

GEOLOGIA, ALTERACION HIDROTHERMAL Y EDAD DEL CERRO TEBENQUICHO, DEPARTAMENTO ANTOFAGASTA DE LA SIERRA-CATAMARCA

OSVALDO EDGAR GONZALEZ

Resumen

El cerro Tebequincho se encuentra ubicado en la región Puna, al oeste del Salar de Antofalla, en la Provincia de Catamarca.

El mismo está constituido por una serie de picos que configuran un gran estratovolcán de composición andesítico-dacítica que ocupa una superficie de 400 km².

Las dataciones radimétricas de esta entidad volcánica le asignan una edad miocena media.

En el estrato-volcán se observa una serie de zonas alteradas hidrotermalmente que se describen en este estudio, que comprenden a los tipos argílica, acompañada por silicea y alunitica en menor proporción.

Las características geológicas de alteración hidrotermal y emplazamiento, permiten suponer que dichas zonas podrían corresponder a las más externas de los sistemas de cobre porfídico.

Introducción

El presente estudio tiene la finalidad de dar a conocer las características y edad del complejo efusivo volcánico del cerro Tebequincho, que se investigó durante la prospección geológica y geoquímica de la región Puna. Además se describen las alteraciones hidrotermales que están distribuidas irregularmente en el citado cerro. También se mencionan, las rocas ígneas de esta edad en otras regiones.

Para la ejecución de estos estudios se contó con la ampliación fotográfica del fotograma 2567-309-15 y 16, en una escala aproximada de 1:12.500.

El motivo de esta investigación es contribuir a una mejor conocimiento sobre los procesos volcánicos cenozoicos registrados en la Puna, especialmente en el Terciario.

Sobre los antecedentes geológicos de la zona se pueden citar los lineamientos generales dados en el Mapa Geológico de la República Argentina del año 1964 (D.N.G.M.) y Turner (1972); en estudios específicos sobre el Vulcanismo Cenozoico en la Puna, a Vilela (1953), Schwab (1972) y Coira y Pezzutti (1976).

Abstract

The Tebequincho hill is located in the Puna region, west from the Salar de Antofalla, in the province of Catamarca.

It is constituted by a series of peaks which forms a large strato-volcano of andesite-dacite composition occupying an area of 400 km².

The radiometric data of this volcanic entity assign it a Middle Miocene age.

In the strato-volcano a series of hydrothermally altered zones described in this paper may be observed. They include the argillic type, together with a small proportion of siliceous and alunitic alteration zone. According to the geologic characteristic of hydrothermal alteration and emplacement, we suppose that these zones could correspond to the most external ones of a porphyry copper system.

Ubicación y vías de acceso

El cerro Tebequincho se encuentra ubicado al oeste del Salar de Antofalla, a unos 10 km al suroeste del paraje de Antofallita y entre las coordenadas 25° 15' - 25° 32' de latitud sur y 67° 27' - 67° 43' de longitud oeste (fig. 1 y 2).

La zona comprende un área de aproximadamente 1.200 km², que incluye casi totalmente el mosaico fotográfico 14 B₂ y parcialmente algunos aledaños, de acuerdo a la subdivisión de mosaicos para el Noroeste de Argentina (1968). Posee alturas que van desde 3.530 m.s.n.m. en el Salar de Antofalla hasta 5.300 m.s.n.m. en la parte más elevada de los cerros.

El acceso a esta región desde la ciudad de Salta es por San Antonio de los Cobres, Pocitos y Tolar Grande, mediante la Ruta Nacional N° 51. Desde esta última población, se debe tomar por Mina Arita, Vega Chasca y hasta Antofallita, punto final del recorrido; distancia Salta a Antofallita; 506 km. Cabe mencionar que para este último



Figura 1

tramo es imprescindible circular con vehículos de tracción en las cuatro ruedas a causa de las fuertes pendientes existentes.

Desde Antofallita hasta la parte más elevada del cerro, se demora unas seis horas utilizando mulares.

Rasgos climáticos y fisiográficos

Esta región se halla incluida en el bloque puneño que es una meseta fría de temperatura media anual inferior a los 9°C, árida, con una altura promedio de 4.000 m.s.n.m. Los rasgos fisiográficos han sido determinados por la estructura y constitución geológica de la región, que consiste en una serie de coladas andesíticas y brechas volcánicas, que forman la estructura de un gran cerro que posee varios picos. El mismo en algunos sectores fue erosionado aprovechando las zonas más débiles, que corresponden en algunos casos a fracturas, como también a las zonas alteradas hidrotermalmente. El relieve en la zona de estudio es de fuertes pendientes.

Como resultado de este proceso erosivo se ha puesto al descubierto la alteración hidrotermal de El Toro, una quebrada de sentido general oeste-este, con laderas muy bruscas, que no permiten el ingreso a la misma, salvo por un punto en la ladera norte y por la parte inferior de la quebrada.

La zona Alto de Antofallita ubicada en la parte más elevada de esta región, se configura como una quebrada de relieve suave en la cabecera, la cual aguas abajo de la alteración posee fuerte pendiente y un relieve brusco.

En la región existen algunas vertientes en la Quebrada de El Toro, Alto de Antofallita, Antofallita y Caballo Muerto; siendo la más importante por su caudal, el ojo de Antofalla, al suroeste del cerro Tebenquicho. También hay una vertiente de agua termal en el cono de deyección de la primera quebrada citada.

Geología de la región

Se describen brevemente las entidades geológicas aflorantes. En esta región se observan rocas asignadas al Paleozoico y Cenozoico (fig. 2).

Las unidades paleozoicas son granitos que afloran en los sectores conocidos como parajes de Agua Negra y Las Lagunitas, y otra más al sur en la parte media de la Quebrada de Antofalla. Las rocas son de color rosado, de textura granosa mediana, formada por cuarzo translúcido, feldespato rosado (microclino y andesina media), junto con biotita y algo de muscovita.

En estos afloramientos no se observan los contactos con la roca de caja por hallarse éstos cubiertos por sedimentos terciarios, en un caso, y vulcanitas modernas, en el otro. La edad asignada a esta entidad es silúrica.

El Cenozoico está representado por rocas sedimentarias y volcánicas. Las sedimentarias afloran en las quebradas de Antofalla y Seca y están constituidas por areniscas y limolitas de color rojo ladrillo con un espesor visible de 50 m, sin observarse techo ni piso de este paquete. Otra sección aflorante, que ocupa superficialmente un área mayor, está formada por conglomerados finos y gruesos de color castaño claro con algunos tintes rojizos, con clastos de granitos y de rocas metamórficas, que varían de 1 a 3 cm, aunque algunos suelen alcanzar 20 cm. Los mismos van gradando de gruesos a finos hasta llegar en algunos casos a areniscas gruesas. Se correlaciona a esta entidad con lo reconocido como Calchaquense y se asigna al Mioceno.

Otras rocas que afloran con apreciable extensión en esta región son las andesitas que ocupan el cerro Tebenquicho, constituidas por coladas de andesitas y dacitas de colo-

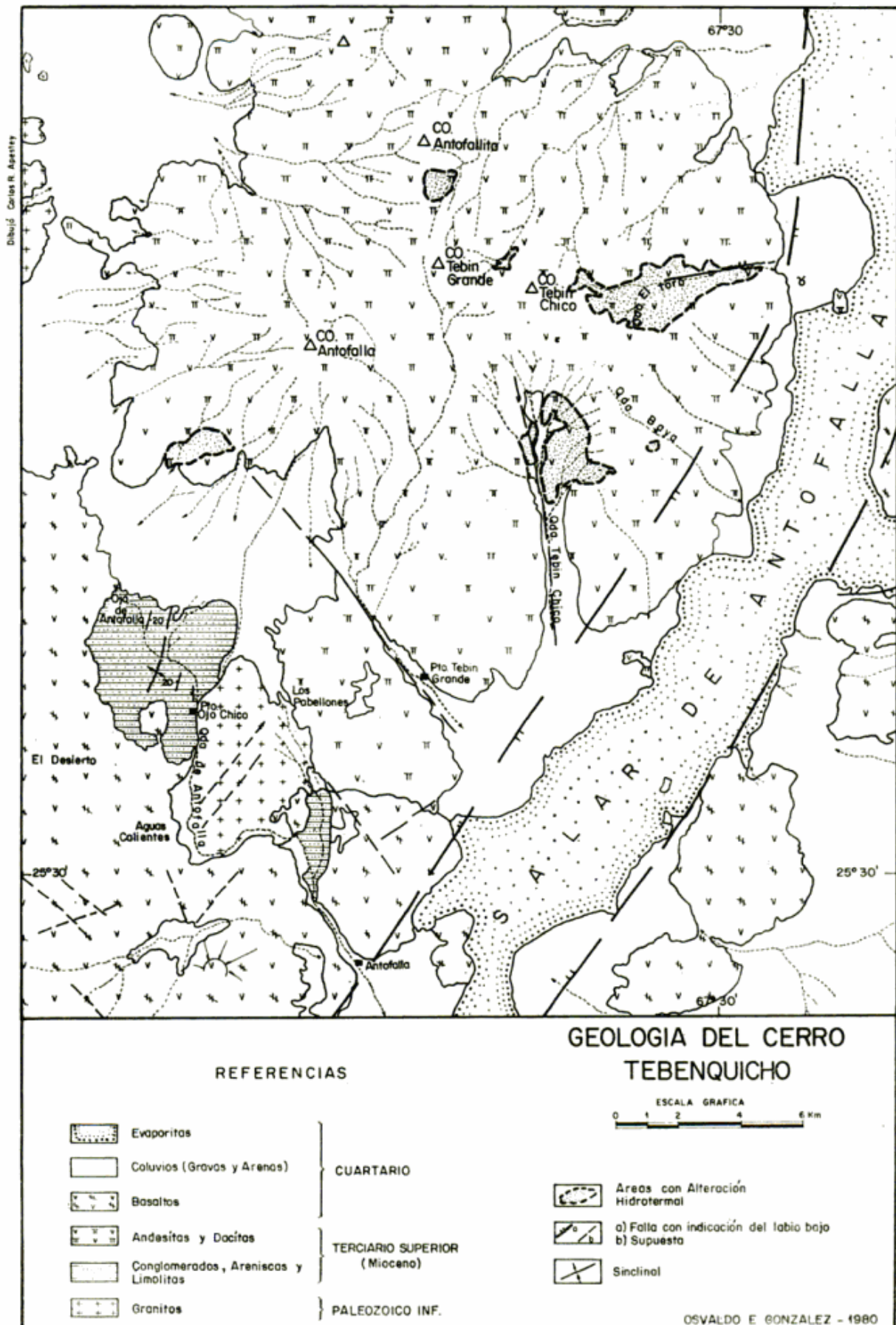


Figura 2

res castaños oscuros que presentan una pasta afanítica con fenocristales de plagioclasa y algunas veces de cuarzo, y tobas andesíticas de colores claros, cuya edad es miocena.

También existen en esta área y parajes aledaños basaltos que están constituidos por varias coladas, siendo las más modernas las de basaltos negros, en las que se observa el desplazamiento de las lavas, como también sus frentes de avances. Esta unidad corresponde al Cuartario.

Además de estas unidades geológicas se describen sedimentos inconsolidados (coluvios), arenas y gravas, que rellenan las partes bajas circundantes de las elevaciones. También existen evaporitas en el Salar de Antofalla, que se caracterizan por sedimentos clásticos y químicos que rellenan la depresión existente y que actualmente se encuentran cubiertas por una costra salina. En algunos sectores del salar, se destacan montículos constituidos por bancos de yeso que son remanentes erosivos.

Estructura

La estructura de esta región está caracterizada por su alineación meridiana de igual modo que en otras zonas de la Puna. El relieve actual es el resultado de la estructura en bloques debido a los intensos movimientos que tuvieron lugar en el Cenozoico, y que corresponden a la Orogenia Andica. Esta orogenia incluye varias fases diastóricas de compresión y ascenso, que alternan con períodos de quietud. Groeber (1947) en el conjunto que denominó Cielo Andico distinguió cuatro movimientos, que a su vez los dividió en dos o más fases. El primer movimiento, entre el Eoceno y Oligoceno, dio lugar a la depresión de la Puna. El segundo y tercer movimiento fueron particularmente importantes, siendo la tercera fase del segundo movimiento (Mioceno medio) la que dio origen al fallamiento de bloques de la Puna. Durante el tercer movimiento (Plioceno) la fase principal que tuvo lugar al final de esta época, fue esencialmente responsable del cuadro estructural actual; en la misma, la Puna fue fallada y ascendida. En el cuarto movimiento (Cuartario), se elevó a la Puna a su actual altitud. Una intensa actividad volcánica se desarrolló desde el Mioceno hasta finales del Cuartario y actualmente está sólo representada por algunas fumarolas.

La fracturación en bloques se debe a fa-

llas inversas de alto ángulo, con rumbo predominante nor-noreste sur-suroeste y de considerable desplazamiento vertical. Las mismas dieron origen en esta región a la formación de un gran graben elongado, que corresponde actualmente al Salar de Antofalla.

Además de este importante fallamiento regional se observan otras fracturas menores, consideradas en general como dislocaciones de acomodamiento. Las mismas poseen un sistema de rumbo noroeste-sureste, en los sectores de las quebradas de Tebin Grande, Seca, El Toro, etc., siendo la primera citada la que se observa mejor en el terreno.

En el caso de Quebrada El Toro existe una dislocación de rumbo este-oeste con leve desviación al noreste (fig. 3). La falla es inversa de alto ángulo y en este caso posee mayor desplazamiento vertical entre los bloques, que la otra fractura considerada al sur que termina contra la mencionada, de rumbo noroeste-sureste. Entre estas dos dislocaciones locales, existe un bloque levantado en donde la fractura del sur puede ser considerada una falla de pequeño ajuste.

Geología del cerro Tebenquicho

El cerro Tebenquicho constituye la estructura de un gran cerro que posee varios picos, de los cuales los más conocidos son el Tebin Grande, Tebin Chico, Antofalla y Antofallita (fig. 2). Estos cerros ocupan una superficie aproximada de 400 km². Los mismos están fuertemente erosionados, no encontrándose indicios sobre ubicación de cráteres y conductos.

La litología de esta estructura volcánica está representada por lavas de andesitas y dacitas de colores castaños oscuros a violáceos, de textura porfídica con fenocristales translúcidos de cuarzo, feldespatos y minerales máficos; el tamaño de los fenocristales no sobrepasan los 5 mm, siendo los más desarrollados los de feldespato, y su proporción respecto a la pasta es del orden del 30 al 40 %. En las descripciones microscópicas se determinó que los fenocristales de cuarzo son escasos, euhedrales y límpidos, con corrosión en los contornos. La plagioclasa (andesina), es euhedral y con maclas de Albita y Albita-Carlsbad. Los minerales máficos presentes son anfíbol y biotita, en general reemplazados totalmente por mineral opaco. La pasta es pilotáxica, con tablillas de plagioclasa en una mesostasis microgranosa muy fina, en la cual la plagioclasa está acompa-

TABLA I

Muestra	Localidad	Material analizado	K (%)	A_{rad}^{40} 10 ⁻¹⁰ (10 ⁻¹⁰ mol/g)	A_{ATM}^{40} (%)	Edad y error (m.a.)
1643	Qda. El Toro	R.T.	2,02	0,489	90,8	14 ± 5
1644	Qda. El Toro	R.T.	2,10	0,441	64,7	12 ± 2
1645	Alto Antofallita	R.T.	2,24	0,423	40,2	11 ± 1
1784	Volcán de Chascha	R.T.	1,69			< 0,1

Observaciones: R. T.: roca total - Muestra 1643 y 1644: andesita con alt. hidrotermal; Muestra 1645: andesita sin alt. hidrotermal; Muestra 1784: basalto olivínico.

ñada por augita. El mineral accesorio más común es apatita.

También se observa en esta estructura la presencia de brechas volcánicas en diferentes lugares; están evidenciadas principalmente en las laderas de pendientes pronunciadas de algunas quebradas al sur de Antofallita, en donde poseen espesores superiores a los 90 m, y aparecen cubiertas por coladas posteriores. También en la Quebrada El Toro, en su banda izquierda, con afloramientos en donde los clastos de andesitas y dacitas, en general no son mayores de 0,50 m y se evidencia una mayor semejanza entre los distintos lugares, siendo ésta una de las diferencias con lo que se describirá en las brechas intrusivas. Su coloración y aspecto general es semejante a las andesitas y dacitas, ya descriptas. Asimismo, en raras ocasiones se observan afloramientos pequeños de tobas en esta estructura volcánica. Se denomina "Andesita-Dacita Tebenquicho" a esta entidad geológica, cuya área tipo está en el cerro homónimo.

Edad y correlación

Se extrajeron muestras para dataciones radimétricas de estas efusiones volcánicas del cerro Tebenquicho, que se procesaron por el método potasio-argón en el INGEIS, indicándose los valores obtenidos en la tabla I.

De las edades de las tres primeras muestras recogidas en el techo del complejo, se desprende que los procesos de efusión volcánica y alteración hidrotermal corresponden al límite superior del Mioceno medio, según escala cronológica propuesta por Berggren (1972).

Cabe aclarar que la muestra 1784, incluida en la Tabla I, está ubicada al norte de la región descrita y al sur de Vega Chas-

cha. La misma corresponde a unas coladas de basaltos negros del Volcán de Chascha (Méndez, 1974, pág. 412), cuya edad es Pleistoceno Superior a Holoceno.

Se intenta una correlación con otras áreas de esta región:

— En la Puna Catamarqueña, Coira y Pezzutti (1976) en su estudio sobre el vulcanismo cenozoico, describen como entidad formacional a las "Andesitas lacíticas-Dacita Agua de la Falta" con dos fases: lávico-piroclástica y subvolcánica, con edades radimétricas del $13,5 \pm 1,5$ y $8,8 \pm 0,8$ m.a., siendo éstas, especialmente la primera, similares a las obtenidas en Tebenquicho.

— En el norte, en la región de Salar de Cauchari, Schwab y Lippolt (1976) citan la existencia de un domo subvolcánico de riodacita como Formación Huayra Huasi de edad radimétrica $11,8 \pm 0,4$ m.a. También mencionan con una edad más joven, la presencia en la Formación Trincheras de 1.200 m de espesor, constituida por sedimentos clásticos y calcáreos de unas intercalaciones de rocas piroclásticas (tufitas e ignimbritas) de 300 m de espesor, con edad de $10,8 \pm 0,3$ m.a.

Otras dataciones efectuadas por estos mismos autores en piroclastitas de la Formación Pastos Chicos, son de una edad más joven que las ya mencionadas. Estableciendo que las rocas ígneas más antiguas del Cenozoico en esta región, corresponden a la Formación Huari Huasi.

— Al este de esta región en el borde de la Puna, Sillitoe (1977) en el cerro Inca Viejo (mineralización tipo cobre porfidico) efectuó una datación radimétrica en el pófido dacítico que instruye metamor-

- fitas (Paleozoico?) y obtuvo una edad de $15,0 \pm 0,2$ m.a.
- Las efusiones del Tebenquicho se pueden correlacionar con las dadas por Vilela (1953 y 1969), para lo que él denominó "Dacitas y tobas dacíticas viejas" en la Hoja 6c, San Antonio de los Cobres, en donde poseen una buena distribución areal rocas de esta edad, asignadas por el autor al Mioceno superior.
 - Las rocas volcánicas del cerro Tebenquicho pueden considerarse contemporáneas con las mencionadas por Turner (1960 y 1964) como Formación Bequeville para la región este de la Puna, en un área al oeste del Salar Centenario, en donde se describen como un afloramiento aislado que se apoya en discordancia sobre las formaciones Falda Ciénaga y Oire, cuya edad se ha atribuido al Plioceno sin descartar la posibilidad de que puedan ser del Mioceno, como también que sean contemporáneas con la depositación clástica y piroclástica de la Formación Sijes (Grupo Pastos Grandes).
 - También las vulcanitas del Tebenquicho se pueden considerar equivalentes a las denominadas como Formación Beltrán por Aceñolaza et al. (1976) asignada al Cuartario inferior. Se presupone que una parte importante de estas rocas son de edad miocena mientras que otros flujos, composicionalmente parecidos, podrían ser más jóvenes hasta Plioceno, inclusive.
 - El cerro Tebenquicho es considerado por Turner (1972) y Turner y Méndez (1979) en su trabajo regional para la unidad estructural Puna como la "Andesita B" para la parte occidental de la misma, que ocupan una posición topográfica más elevada y forman los estrato-volcanes grandes. Estos autores asignan esta unidad al Cuartario inferior.
 - En regiones más distantes se han obtenido también dataciones radimétricas de edades equivalentes a las de Tebenquicho, como la citada por Coira (1979) en los cuerpos subvolcánicos dacíticos "Pan de Azúcar" (Jujuy) con valor de 12 ± 2 m.a. También en las formaciones Viñahuasi y Zapaleri con datos 8 ± 1 y 10 ± 2 m.a., respectivamente, lo que le permitió establecer el límite superior para las rocas infrayacentes como las Formaciones Doncellas y Alto de la Laguna cons-
tuidas por tobas, brechas y aglomerados volcánicos de composición andesítica e ignimbritas dacíticas-riodacíticas, respectivamente.
- Por otra parte, Coira (1979) considera a la Formación Moreta que es una serie sedimentaria con niveles piroclásticos en su miembro medio con edad miocena media.
- En el norte de Chile, los estratovolcanes andesíticos de 10 m.a. de San Pedro de Toconce citados por Guest (1969) serían correlacionables con el evento volcánico de Tebenquicho.
 - En Bolivia el vulcanismo cenozoico en los Andes Occidentales, que se inició en el Oligoceno y alcanzó el Plioceno, tuvo una difusión a escala regional en el Mioceno medio, representada por flujos ignimbriticos de la Formación Riolítica (Avila Salinas, 1978). También en la Cordillera Oriental, en su parte meridional se mencionan una serie de rocas volcánicas y stocks relacionados con mineralización de plata y metales de base (Potosí, Chocaya, Tatasi y Tasna), con edades radimétricas de 16 a 12 m.a., citados por Grant et al. (1977 y 1979).
 - En áreas "Extra Puneñas" en Argentina se mencionan rocas efusivas del Mioceno, (González Bonorino, 1950), en la Hoja 12d "Capillitas" con la denominación de "Complejo Volcánico", integrado por brechas y tobas andesíticas, andesitas, monzodioritas, etc., concordantes con el Calchaquense y que en Farallón Negro, Caelles et al. (1971) con dataciones radimétricas estableció edades de $10,7 \pm 0,3$ y $7,1 \pm 0,1$ m.a. para este complejo.
 - También Turner (1973) y Ruiz Huidobro (1975) describen la Formación El Aspero, que consideran equivalente al Complejo Volcánico para la región de Laguna Blanca (Río Las Cuevas) y Laguna Helada, respectivamente.
- De estas relaciones en áreas próximas se ponen de manifiesto las pocas dataciones absolutas que existen para indicar con más precisión el inicio de la actividad efusiva cenozoica en la Puna. Actualmente, se verifica que dicha actividad está representada en esta amplia región por rocas de origen piroclástico, "stocks" subvolcánicos y lavas, destacándose que en el área en cuestión existen

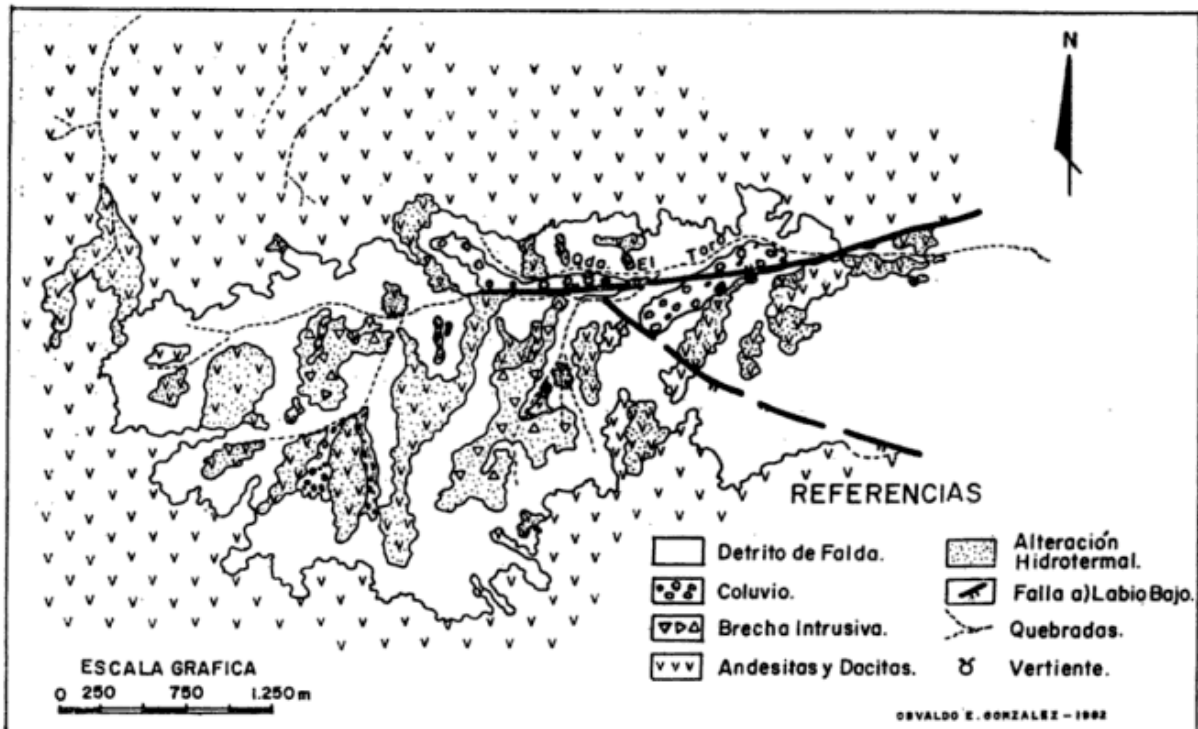


Fig. 3. — Geología y alteración hidrotermal de la quebrada El Toro

rocas efusivas que conforman un estratovolcán cuya actividad concluyó en el Mioceno medio, mientras que posiblemente otras estructuras semejantes de esta edad han sido reactivadas con nuevas efusiones en épocas pliocenas y hasta cuartarias, lo cual no ha permitido observar las antiguas estructuras, cuestión que se cree ocurrió en la mayoría de los estratovolcanes de la Puna.

Con las edades radiométricas se confirma que en la Puna argentina también se desarrollaron procesos volcánicos equivalentes a los citados para el Mioceno medio en el norte de Chile y Bolivia, como la existencia de estratovolcanes andesíticos.

Alteración Hidrotermal

En el cerro Tebequincho se observan varias áreas con alteración hidrotermal distribuidas irregularmente en el estrato-volcán y que se han denominado Quebrada El Toro, Alto de Antofallita, El Chorro, Tebin Chico y suroeste de Antofalla (fig. 2).

Quebrada El Toro: ubicada al este del cerro Tebin Chico y ocupa la quebrada homónima.

El área con alteración hidrotermal posee una extensión aproximada de 4 km, en el sentido de la quebrada, por un ancho má-

ximo de 2 km en la parte media superior (fig. 3).

Las rocas aflorantes son coladas de andesitas y dacitas, con algunos niveles en donde se observaron brechas volcánicas como en el tramo inferior de la quebrada, en una Peña alargada en la banda derecha. También, en el faldeo norte, en una línea de afloramientos que constituyen una Peña sin alteración hidrotermal. Además, se identificaron en dos sectores brechas intrusivas, que reflejan el carácter muy superficial del área de alteración.

Las rocas andesíticas y dacíticas con alteración hidrotermal poseen una textura porfídica con fenocristales de feldspatos alterados total o parcialmente a arcillas, acompañadas por sílice, alunita y sericita; en algunas muestras hay fenocristales de cuarzo, en general escasos, que se presentan con contornos corroídos y muy limpios; los minerales máficos, biotita y anfíbol, pueden estar parcial o totalmente alterados a óxido de hierro, arcillas, algo de alunita y sericita. La pasta es afanítica y en general se encuentra alterada a arcillas y algo de sericita, aunque en algunos casos se han observado parches de alunita y minerales opacos y en otros, bastante sílice, principalmente en las cercanías de brechas intrusivas.

Estas últimas constituyen resaltos topográficos conformando peñas bruscas de 10 a

15 m de altura en las laderas con pendientes de hasta 45°. El color de los afloramientos en general es amarillo claro, aunque también hay castaño oscuro por sectores.

Los clastos de la brecha son angulosos a subangulosos, poseen tamaños que oscilan desde unos pocos centímetros hasta 30 cm, aunque también existen bloques grandes; en general los tamaños comunes son de 10 cm.

La composición de los clastos está dada por andesitas y dacitas, que se reconocen por su textura porfídica, aunque en general están totalmente obliterados estos rasgos texturales por la alteración hidrotermal que han sufrido estas rocas. Se identifican alterados total o parcialmente a alunita-cuarzo, alunita, arcilla-alunita, cuarzo granular y arcillas y cuarzo.

La matriz es arcillosa y difícil de diferenciar del cemento que es una pasta muy fina, amarillenta, que generalmente está constituida por cuarzo-alunita y a veces también con abundante mineral opaco fino. Las alteraciones hidrotermales mejor desarrolladas en esta unidad son las silíceas, argílicas y aluníticas.

También es de agregar, que en algunos afloramientos se han identificado clastos de posibles areniscas, totalmente alteradas hidrotermalmente, lo que indicaría el buen desarrollo vertical de estos cuerpos ya que en las rocas del basamento prevolcánico hay sedimentitas terciarias.

Se observan, a veces, algunos clastos con una alteración hidrotermal más intensa que los otros que lo rodean; ciertos clastos se han erosionado totalmente y dejan la oquedad en la pared de las peñas.

Una característica de esta unidad es que los afloramientos no son semejantes entre sí, ya que difieren tanto en sus tamaños de clastos, como en matriz, color, etc. También los contactos de las brechas con las rocas andesíticas son netos y denotan en las brechas un grado de intensidad más fuerte de las alteraciones.

Resumiendo las características generales del área con respecto a la alteración hidrotermal se considera que la misma posee rápidas variaciones en los rangos de intensidad, como también en sus tipos, junto con pequeños sectores en donde la roca se puede observar en estado fresco (sin alteración hidrotermal visible), La alteración hidrotermal presente es de rango moderado, y difícilmente alcanza el de fuerte; corresponde principalmente al tipo argílica, acompañada por silícea y alunítica.

En la parte media de la quebrada, aguas abajo de la vertiente existe mineralización de piritita diseminada a partir de una pequeña fractura en andesitas y que corresponde a una zona de mayor brechamiento en el rumbo este-oeste, ya referido en el ítem estructura. La misma se identifica claramente en un tramo de 70 m, en el sentido de la fractura, en donde sólo en un lugar se observa la mineralización citada. En el resto del área sólo se observó la presencia de limonitas de colores pardo rojizos y amarillentos.

Alto de Antofallita: se encuentra ubicada al sur-sureste del cerro Antofallita, al norte del cerro Tebin Grande y ocupa la zona de cabeceras de la quebrada de Antofallita, hallándose a una altura de 5.100 m.s.n.m.

El área que ocupa la alteración hidrotermal es de unos 650 m en el sentido de la quebrada por 650 m en el otro.

Las rocas aflorantes son andesitas y dacitas con fenocristales de feldespatos y minerales máficos en una pasta afanítica. Las características microscópicas se pueden resumir de la siguiente manera: los feldespatos son de plagioclasa (andesina) que se encuentran alterados parcial o totalmente en arcilla; los fenocristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno se hallan parcialmente sustituidos por agregados de arcilla, minerales opacos y limonitas. La pasta es en general hialopilitica, compuesta por tablillas de plagioclasa y en menor cantidad granos de piroxeno y mafitos en una base vítrea en gran parte desvitrificada, la cual puede estar reemplazada parcialmente a minerales arcillosos y silíceos. En un afloramiento se identificó brecha volcánica con litoclastos vitrofiricos, subangulosos, en un porcentaje del 45 al 80 %. La alteración hidrotermal de la roca es argílica y silícea fuerte, y en menor grado hay alunita. Además es de mencionar la presencia de tobas con alteración hidrotermal argílica.

No toda el área fue afectada por la misma intensidad de alteración, por lo tanto se observa la existencia de pequeños sectores de roca fresca y también variaciones rápidas en los rangos de intensidad.

La alteración en esta zona se puede definir como de rango moderado y corresponde a los tipos argílica, silícea y alunítica, el orden indica su importancia.

No se observa ningún tipo de mineralización, sólo la presencia de limonitas de co-

lores amarillentos y rojizos en algunos sectores.

Otras zonas con alteración hidrotermal: se encuentran en las cabeceras del Tebin Chico, al sur del cerro Tebin Chico; la del Chorro, cabeceras del arroyo homónimo, directamente al este del cerro Tebin Grande, y la del suroeste de Antofalla, en el faldeo bajo al suroeste del cerro Antofalla. De estas zonas, la de mayor extensión es la de Tebin Chico, en donde las rocas aflorantes son andesitas y dacitas, que poseen colores amarillentos y grises verdosos, semejantes a los observados en quebrada El Toro. Las mismas poseen un grado de alteración hidrotermal suave y en general corresponden a los tipos argílica, alunítica y sericítica.

La mineralización fue observada solamente en diques de pórfido dacítico de 0,30 m de ancho con una corrida de 10 m, consistente en diseminación de pirita.

En la zona El Chorro, la alteración se ubica en la banda derecha de la quebrada. Las rocas son también las andesitas y dacitas, con características similares a las ya descritas y que poseen alteración hidrotermal de tipo argílica y alunítica, en grado de intensidad suave. No se observaron rocas intrusivas ni mineralización, sólo algunas escasas limonitas de colores castaño amarillentas.

La zona suroeste de Antofalla ocupa un área de 2 km² y en las mismas afloran rocas andesíticas y dacíticas que poseen alteración hidrotermal de tipo argílica, principalmente, con un grado de intensidad suave, que permite observar la textura de las rocas efusivas.

Al este de la zona Tebin Chico se detectó otra pequeña área alterada hidrotermalmente de 200 m por 50 m, en donde además de las andesitas y dacitas se observó una brecha intrusiva de clastos angulares de 0,10 a 0,30 m, de andesitas, aunque también existen algunos bloques de hasta 3 metros. La pequeña área posee esencialmente alteración argílica en grado suave a moderado.

Consideraciones sobre el hidrotermalismo: en la alteración hidrotermal de esta estructural volcánica predomina el tipo de alteración argílica, en pequeños sectores asociada con silicea y casi siempre acompañadas por alunita y raras veces sericita. La alteración argílica avanzada no fue identificada.

Los fluidos hidrotermales ascendentes parecen haber utilizado zonas preferenciales, como dislocaciones y fracturas, que son los

conductos a partir de los cuales se difundió la alteración, lo que sugiere que ellas representan los efectos cercanos a la superficie de esos fluidos que emanan de posibles depósitos de cobre porfídico ubicados a niveles más profundos.

En el edificio volcánico suprayacente son raros los cuerpos intrusivos que se alojan en las vulcanitas (Sillitoe, 1973), mientras que es posible que existan diques o cuerpos de brechas intrusivas, como en este caso.

Es interesante señalar, que ciertas áreas alteradas de un estratovolcán erosionado, pueden contener vetas "epitermales" de metales básicos y preciosos (Ag y Au).

Expresión geoquímica

En el cerro Tebequincho se realizó una prospección geoquímica de tipo estratégica, extrayéndose más de 120 muestras que fueron analizadas en el Laboratorio Geoquímico del Plan NOA I Geológico Minero con sede en San Miguel de Tucumán.

Las muestras recogidas son de sedimentos finos y esquirlas de rocas de afloramientos. Los valores de fondo (background) obtenidos para esta entidad geológica por los cationes cobre, plomo y zinc dan valores de 15, 10 y 20 p.p.m. respectivamente. En general para el área no se evidenció ninguna anomalía.

Asimismo, en las zonas alteradas hidrotermalmente que presentaron una mayor intensidad de alteración, como en quebrada El Toro, se realizó una prospección táctica que no indicó anomalía geoquímicas; sólo se obtuvieron valores similares a los del fondo geoquímico regional para esta unidad geológica.

Conclusiones

De este estudio surgen las siguientes conclusiones:

1. En el estrato-volcán sólo se observaron rocas del complejo volcánico andesítico-dacítico y el desarrollo de brechas intrusivas de la misma composición. Este complejo representa un vulcanismo de tipo central.
2. En esta región el inicio del vulcanismo cenozoico está registrado después de la sedimentación continental del Calchaquense (Grupo Pastos Grandes), con coladas lávicas que conforman el estrato-

- volcán del cerro Tebenquicho con edades del 14 ± 5 a 11 ± 1 m.a. Consecuentemente estas vulcanitas se han producido a poco de iniciarse la elevación de la Puna en el Mioceno medio, acontecimiento geológico que concuerda con las opiniones de Groeber (1929 y 1947), Turner y Méndez (1979).
3. La alteración hidrotermal es de tipo argílica, acompañada con silíceas y aluniticas; el grado de intensidad es, en general, moderado. La misma se observa con grandes variaciones en cortos trayectos, tanto en la intensidad como en los tipos de alteración.
 4. Se observó mineralización de pirita diseminada en las quebradas El Toro y Tebin Chico, relacionada con una fractura y dique de pórfido, respectivamente. También abundantes limonitas de colores pardo rojizos y amarillentos, en algunos sectores de las áreas alteradas. La prospección geoquímica no evidenció anomalías.
 5. Por las características de la alteración hidrotermal, brechas intrusivas y emplazamiento, la zona correspondería a las partes superficiales de un gran sistema hidrotermal que puede incluir el desarrollo de un depósito de cobre porfídico en profundidad, cuestión que también se analizara en la investigación del cerro Queva (Sillitoe, 1975).
 6. Cabe destacar que rocas con alteración hidrotermal como la del Tebenquicho también han sido citadas al sur de esta región por Coira y Pezzutti (1976); que cuerpos subvolcánicos, como Inca Viejo, están afectados por procesos hidrotermales; y que complejos volcánicos ubicados en zonas extrapuneñas (Farallón Negro) poseen áreas con alteración hidrotermal-mineralización (González, 1975). De ello se deduce la importancia de la exploración minera en la búsqueda de depósitos tipo "Cobre Porfídico" o "Hidrotermales en ambiente subvolcánico", en rocas de edad miocena o con procesos hidrotermales de esa edad tanto en la Puna como en regiones aledañas.

Agradecimientos

El autor agradece a quienes han contribuido en esta investigación, en especial a las colegas del Servicio Minero Nacional: M. Godeas, N. Pezzutti y B. Coira. También destaca la valiosa colaboración de la Jefatura de Área y personal del Plan NOA I Geológico Minero.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, G., A. Toselli y O. González, 1976. *Geología de la región comprendida entre el Salar del Hombre Muerto y Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (2): 127-137.
- Avila Salinas, W., 1978. *Consideraciones sobre el vulcanismo Cenozoico en la Cordillera Occidental de Bolivia*. Serv. Geol. de Bolivia, vol. 2 (1).
- Berggren, W. A., 1972. *A Cenozoic time-scale some implications for regional geology and paleobiogeography*. Lethaia, vol. 5: 195-215, Oslo.
- Caelles, J. C., A. Clark, E. Farrar, S. Mc Mride y S. Quirt, 1971. *Potassium-argon ages of porphyry copper deposits and associated rock in Farallón Negro-Capillitas District, Catamarca, Argentina*. Economic Geology, vol. 66: 961-964.
- Coira, B., 1979. *Descripción Geológica de la Hoja 3 c, Abra Pampa, Provincia de Jujuy*, Serv. Geol. Nac., Bol. 170: 1-90, Buenos Aires.
- Coira, B y N. Pezzutti, 1976. *Vulcanismo Cenozoico en el ámbito de Puna Catamarqueña*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (1): 33-52.
- González, O. E., 1975. *Geología y Alteración en el Cobre Porfídico "Bajo La Alumbra", República Argentina*. IIº Congreso Iberoamericano de Geología Económica. II: 247-270. Buenos Aires.
- 1977. *Estudio Geológico Económico del Área de Reserca Nº 32 "El Toro", Dpto. Antofagasta de la Sierra, Provincia de Catamarca*. Inédito. Plan NOA I Geológico Minero. Tucumán.
- González Bonorino, F., 1950. *Geología y Petrología de las Hojas 12 d (Capillitas) y 13 d (Andalgala), Provincia de Catamarca*. Dir. Gen. Ind. Minera, Bol 70, Buenos Aires.
- Grant, J., C. Halls, W. Avila y N. Snelling, 1977. *Edades potasio-argón de las rocas ígneas y la mineralización de parte de la Cordillera Oriental, Bolivia*. Serv. Geol. de Bolivia, 1 (1).
- 1979. *K-Ar Ages of Igneous Rocks and Mineralization in Part of the Bolivian Tin Belt*. Economic Geology, 74: 838-851.

- Groeber, P., 1929. *Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Dir. Min. Geol. e Hidrogeología, Pub. 58, Buenos Aires.
- 1947. *Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°, Hojas Domuyo y Mari Mahuida*. Asoc. Geol. Arg., Rev. II (4): 347-433.
- Guest, J., 1969. *Upper Tertiary Ignimbrites in the Andean Cordillera of part of the Antofagasta Province, Northern Chile*. Bull. Geol. Soc. Amer., 80: 337-362.
- Méndez, V., 1974. *Estructuras de las Provincias de Salta y Jujuy a partir del meridiano 65° 30' oeste, hasta el límite con las Repúblicas de Bolivia y Chile*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIX (4): 391-424.
- Ruiz Huidobro, O., 1975. *Descripción Geológica de la Hoja 12 c, Laguna Helada, Provincia de Catamarca*. Serv. Geol. Nac., Bol. 146, Buenos Aires.
- Schwab, K., 1972. *Cenozoic Volcanism in the Argentine Puna and Its Relationship to Tectonic Movements*. Intern. Geol. Congr., Rep. 24th Secc. Canadá, Proc. Section 2, Petrology: 211-221, Montreal.
- Schwab, K., H. Lippolt, 1974. *K-Ar mineral ages and Late Cenozoic History of the Salar de Cauchari Area (Argentine Puna)*. Symp. on "Andean and Antarctic Volcanology Problems": 698-714, Santiago.
- Sillitoe, R., 1973. *The Tops and Bottoms of Porphyry Copper Deposits*. Economic Geology, 68: 799-815.
- 1975. *Lead silver, manganese, and native sulfur mineralization within a stratovolcano, El Queva, Northwest Argentina*. Economic Geology, 70: 1190-1201.
- 1977. *Permo-Carboniferous, Upper Cretaceous, and Miocene Porphyry Copper-Type Mineralization in the Argentinian Andes*. Economic Geology, 72: 99-109.
- Turner, J. C., 1960. *Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste*. Acta Geol. Lilloana, III: 191-226. Tucumán.
- 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 7 c, Nevado de Cachi, Provincia de Salta*, Dir. Nac. de Geol. y Minería, Bol. 99: 5-78, Buenos Aires.
- 1972. *Puna*, en A. Leanza (ed.), *Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba.
- 1973. *Descripción Geológica de la Hoja 11 d, Laguna Blanca, Provincia de Catamarca*. Serv. Nac. Min. Geol., Bol. 142: 7-70, Buenos Aires.
- Turner, J. C. y V. Méndez, 1979. *Puna*, en J. Turner (coordinador), 2º Simp. de Geología Regional Argentina, 1: 13-56, Acad. Nac. de Ciencias de Córdoba.
- Vilela, C., 1953. *Los períodos eruptivos en la Puna de Atacama*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII (1): 5-36.
- 1969. *Descripción Geológica de la Hoja 6 c, San Antonio de Los Cobres, Provincia de Salta y Jujuy*. Dir. Nac. de Geología y Minería, Bol. 110: 3-67, Buenos Aires.

Recibido: 20 de junio, 1982.

OSVALDO EDGAR GONZALEZ

Aceptado: 30 de diciembre, 1982.

Servicio Minero Nacional
Plan NOA Geológico Minero
Miguel Lillo 205 - 2º Piso
4000 S. M. de Tucumán.

QUATERNARY OF SOUTH AMERICA AND ANTARTIC PENINSULA

Próximamente aparecerá una nueva revista anual, en la que se publicarán trabajos de investigación inéditos y artículos de revisión sobre problemas de esta temática, incluyendo aspectos geológicos, estratigráficos, paleobiológicos, paleoecológicos, etc. El idioma oficial de la revista es el inglés, y estará editada por A. A. Balkema Publishers (Rotterdam, Holanda).

Informes y correspondencia: . . .

Editor del "Quaternary of South America and Antarctic Peninsula",
Dr. Jorge Rabassa,
Departamento de Geofísica, Universidad Nacional del Comahue,
8300 Neuquén, Argentina.

Suscripciones:

A. A. Balkema Publishers,
Postbus 1675 NL 3000
BR Rotterdam, Holanda.

MODELO DE SEDIMENTACION GLACIMARINA PARA LA FORMACION HOYADA VERDE, PALEOZOICO SUPERIOR DE LA PROVINCIA DE SAN JUAN

OSCAR RAUL LOPEZ GAMUNDI

Abstract

Four sedimentary facies of the Hoyada Verde Formation have been described. These facies comprise, in order of decreasing mean grain size, massive to poorly stratified sandy diamictites with boulders (facies 3), pebbly mudstones (facies 2) and pebbly shales (facies 1), both with isolated dropstones, and shales with rippled sandy mudstones (facies 4).

The vertical arrangement of these rocks show coarsening and fining upwards sequences. The former correspond to increasing influence of glacial conditions in sedimentary processes. The latter show a decreasing influence of the glacier, in favor of quiet water sedimentation. Massive diamictites are interpreted as subglacial flow tills deposited in the ice-contact zone and are associated with sand bodies of shoestring geometry considered as esker-type forms. Gravity and turbidity current flows, with superposed ice-rafting due to iceberg calving, were the main forming processes of the rocks of facies 1 and 2.

The sedimentary model concludes that the rocks of this Formation can be assigned to a proximal glacial environment connected with tide water glacier. This sequence is proposed as the type-section of the Upper Paleozoic Gondwana glaciation in Argentina.

Introducción

Este trabajo constituye parte de un estudio mayor de las diamictitas del Paleozoico Superior de la Argentina y su relación con la glaciación del Gondwana.

Como resultado de una revisión crítica de los distintos afloramientos de rocas diamictíticas del Paleozoico Superior (Amos y López Gamundi, 1981), se seleccionaron diversas secciones típicas para su estudio detallado. Una de éstas, la Formación Hoyada Verde, ha permitido bosquejar un modelo glacialmarino de sedimentación con lo cual esta unidad se constituye en una secuencia tipo para la glaciación del Paleozoico Superior.

Este estudio ha sido realizado con fondos

Resumen

Se han descrito cuatro facies sedimentarias dentro de la Formación Hoyada Verde. Estas facies corresponden, en orden decreciente de granulometría, diamictitas arenosas masivas a pobremente estratificadas con bloques (facies 3), fangolitas guijosas (facies 2) y lutitas guijosas (facies 1), ambas con clastos caídos aislados, y lutitas y fangolitas arenosas con estratificación ondulítica (facies 4).

La distribución vertical de estas rocas permite distinguir secuencias granocrecientes y granodecrescentes. Las primeras corresponden a la creciente influencia de condiciones glaciales durante los procesos de sedimentación. Las segundas muestran una influencia decreciente del glaciar, en favor de procesos de sedimentación en aguas tranquilas. Las diamictitas masivas son interpretadas como tills de flujo subglaciales depositados en la zona de contacto con el hielo y están asociadas con cuerpos de arena cordoniformes considerados como formas de tipo esker. Flujos turbidíticos y de gravedad, con procesos de balsaje por hielo, debidos al desmembramiento de la capa de hielo en témpanos, han sido los procesos formadores de las rocas de las facies 1 y 2.

El modelo sedimentario propuesto concluye que las rocas de la Formación Hoyada Verde pueden ser asignadas a un ambiente glacialmarino proximal, conectado con la terminación de un glaciar en el mar. Esta secuencia es propuesta como la sección tipo de la glaciación del Paleozoico Superior del Gondwana para la República Argentina.

del proyecto N° 42 "Paleozoico Superior de Sud América y sus límites", IUGS-UNESCO.

Ubicación del área

La Formación Hoyada Verde aflora al E del pueblo de Barreal, en el borde occidental de la Precordillera en la denominada Sierra de Barreal, en el sudoeste de la provincia de San Juan (figura 1).

Los afloramientos son de fácil acceso por la quebrada de Tres Saltos, a unos 2 km al E del pueblo de Barreal.

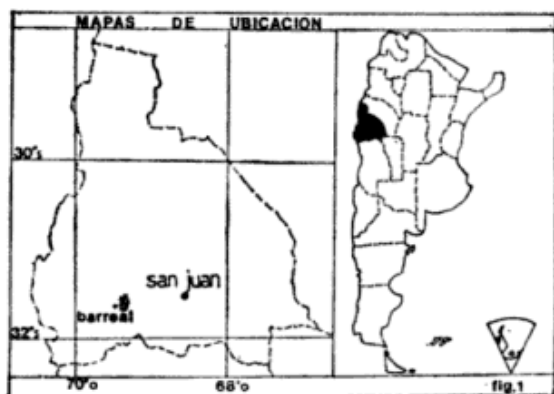


Figura 1

Trabajos anteriores

Varios han sido los trabajos realizados sobre estos depósitos del Paleozoico Superior, siendo los primeros de Heim (1945), Cuenda (1946), Keidel (1949) y Zöllner (1950), los cuales describieron distintos aspectos estratigráficos y estructurales.

Mésigos (1953) realizó la subdivisión de estos depósitos en dos grupos: Grupo San Eduardo, inferior, y el Grupo Pituil (Mésigos, 1953; Amos y Rolleri, 1965), superior. El detallado mapeo realizado por Mésigos ha sido de utilidad para realizar el estudio sedimentológico de la unidad. Posteriormente, Frakes, Amos y Crowell (1969) y Frakes y Crowell (1969), al realizar un estudio general de las diamictitas del Paleozoico Superior, sugirieron la necesidad de un estudio más profundo de las mismas. Recientemente, González (1981) ha descrito un pavimento de bloques ubicado en los niveles glaciales y López Gamundi (1982) ha estudiado aspectos litofaciales de la secuencia.

Geología regional y estructura

La Formación Hoyada Verde forma, junto con las Formaciones El Paso y el Retamo, el denominado Grupo San Eduardo (Mésigos, 1953). Si bien Mésigos considera a la F. El Paso como más antigua que la F. Hoyada Verde, Amos y López Gamundi (1981) han considerado que ambas unidades son equivalentes. Con la Formación El Retamo culmina el Grupo San Eduardo y en discordancia yace la Formación Tres Saltos, correspondiente al Grupo Pituil (Amos y Rolleri, 1965).

Toda la secuencia aparece plegada en un gran braquianticlinal de rumbo NNO-SSE.

En su núcleo se presentan los principales afloramientos de la unidad estudiada. Mésigos (1953) calculó en 335 m el espesor aflorante de la Formación Hoyada Verde.

Metodología utilizada

Se realizaron tres perfiles de detalle, dos de ellos ubicados en el flanco este del braquianticlinal (fig. 2), los perfiles A y B, y el restante sobre el flanco oeste del mismo (perfil C), opuesto al perfil B. Se realizó un bosquejo geológico con el fin de ubicar los perfiles principales (A y B) y conectarlos con el pavimento de bloques (fig. 2). Todo esto contribuyó a construir un modelo sedimentario para las rocas estudiadas.

Facies sedimentarias

Introducción

Se han distinguido cuatro facies sedimentarias, las cuales han sido diferenciadas básicamente por sus características litológicas, estructuras sedimentarias, geometría y fósiles siguiendo el criterio de Selley (1970a). Las rocas correspondientes a estas facies han sido descritas según la clasificación de Folk (1954), la cual se adapta particularmente bien para rocas de moderada a mala selección.

Las facies distinguidas son:

Facies 1: Facies de pelitas y limolitas con clastos.

Facies 2: Facies de fangolitas guijosas.

Facies 3: Facies de areniscas guijosas con bloques y lentes sabulíticos.

Facies 4: Facies de lutitas y limolitas arenosas con estratificación ondulítica.

Descripción e interpretación de las facies

Facies 1: Facies de pelitas y limolitas con clastos.

Esta facies está compuesta por lutitas y limolitas grises oscuras que pasan en transición vertical a limolitas grises oscuras con clastos dispersos. En algunos sectores se han identificado verdaderas lutitas con clastos (pebbly shales) con algunos rodados de hasta 40 cm. Las pelitas aparecen estratificadas en banco delgados de 1 a 5 cm de espesor,

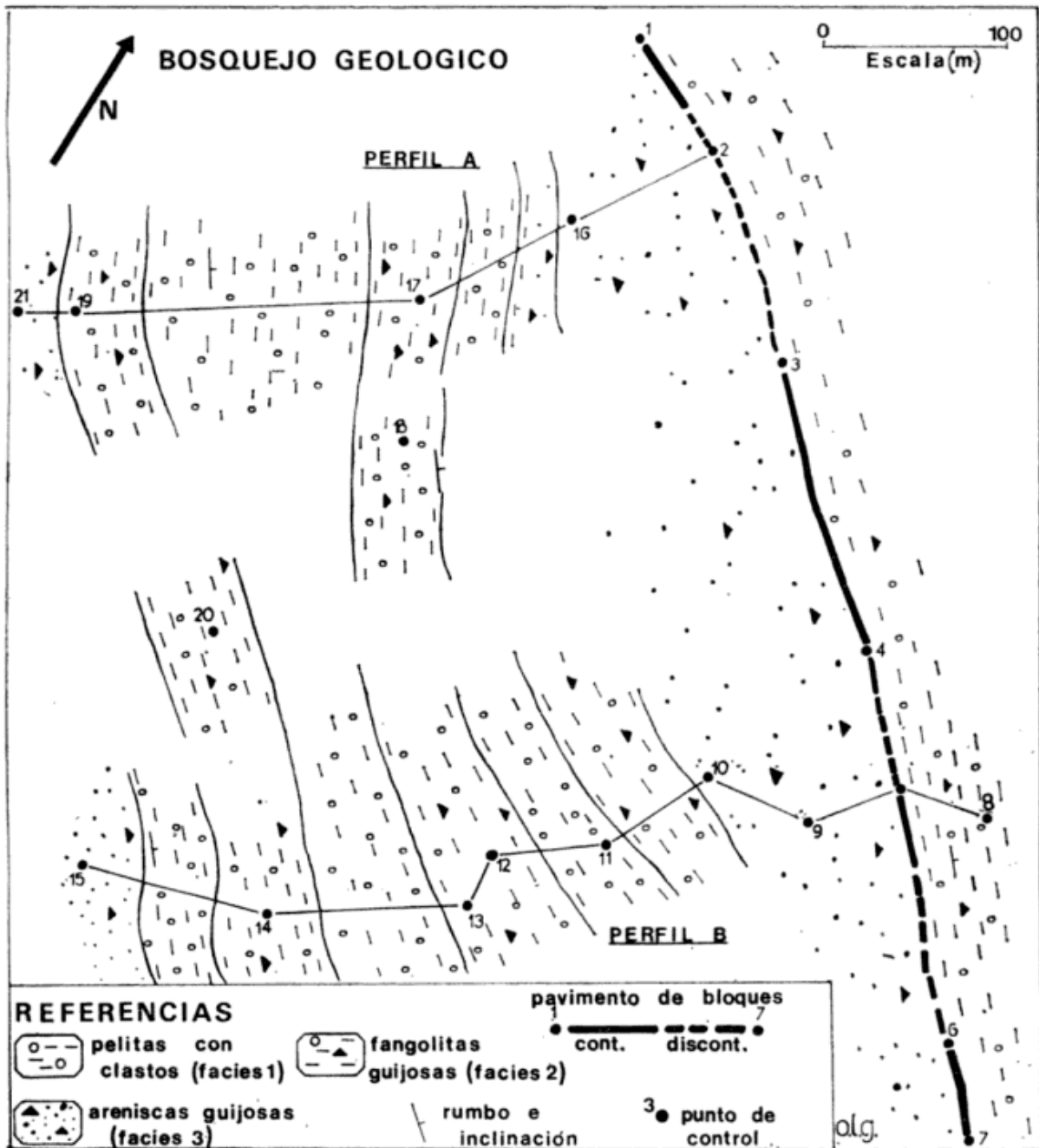


Figura 2

lo que corresponde a estratificación fina según la clasificación de Ingram (1954). El porcentaje de clastos y su tamaño máximo medio suelen hacerse mayores cuando se pasa transicionalmente a depósitos de la facies 2. Muchos de los clastos que se encuentran dentro de las pelitas deforman la estratificación en su parte inferior mostrando una estructura bilateral según un eje perpendicular al plano de estratificación (o simetría radial axial en tres dimensiones). En algunos sectores se ha podido observar dentro de las pelitas estratificación convoluta y masas de fangolita arenosa guijosa (facies 2) inter-

namente deformadas (perfil C, fig. 3), las cuales forman cuerpos asimétricos similares a "slump balls" (ten Haaf, 1956). También dentro de rocas de esta facies se han encontrado lentes delgadas (20-30 cm) de areniscas conglomerádicas finas (sabulitas) de color ocre con estructuras "pull apart" o de boudinage sedimentario (figuras 3 y 4A).

Interpretación

Por su granulometría fina y estructuras sedimentarias, los depósitos de esta facies corresponden a condiciones de sedimentación

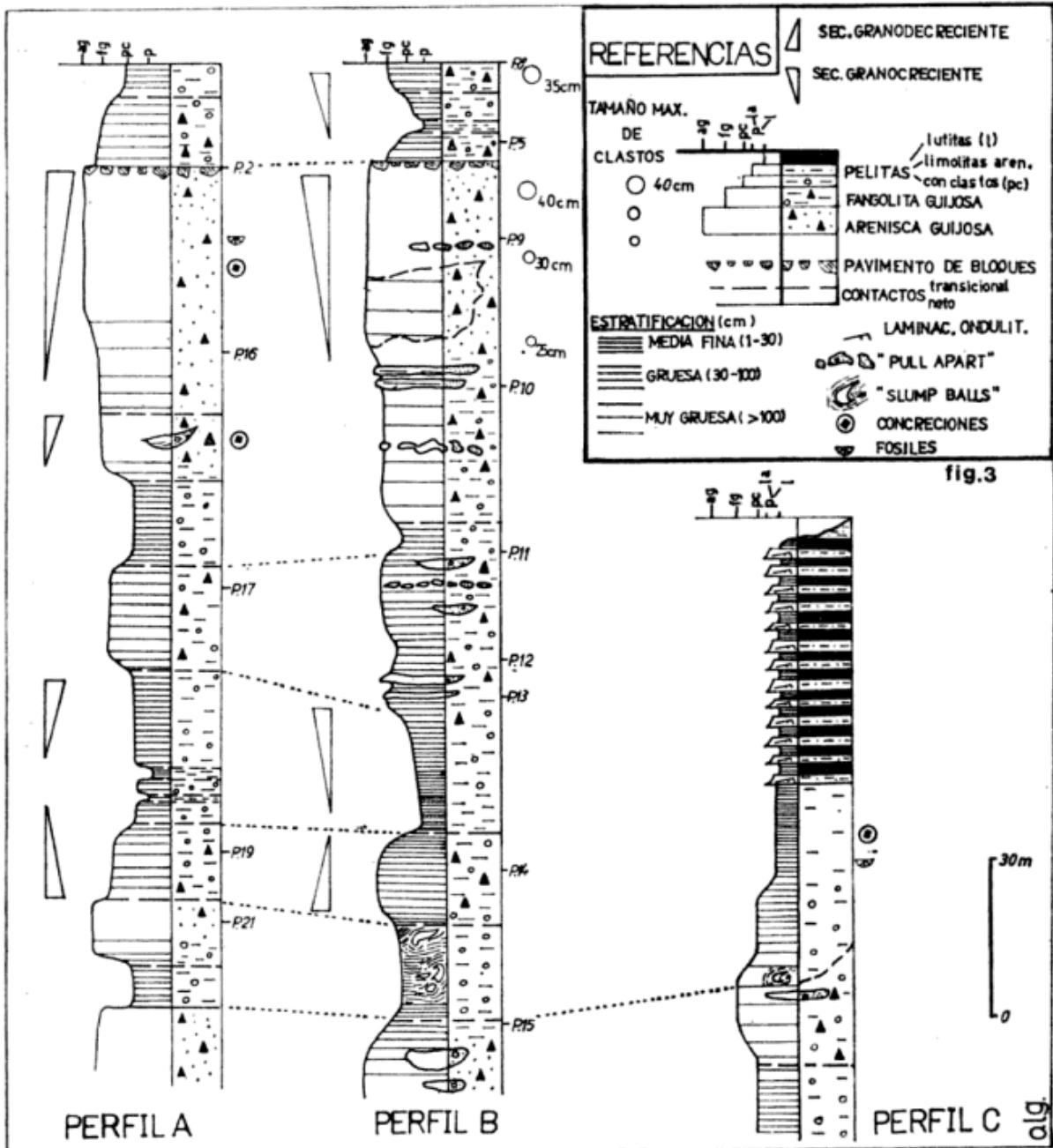


Fig. 3. — Perfiles columnares de la Formación Hoyada Verde; para su ubicación relativa ver figura 2 y texto.

en aguas tranquilas, a partir de suspensiones en zonas de baja energía. La secuencia por lo tanto corresponde a procesos relativamente continuos de sedimentación que dieron origen a las pelitas, con episodios esporádicos y desconectados con el anterior que corresponden a la deposición de clastos caídos los cuales deforman la estratificación (estructura de impacto; Crowell, 1978). Este depósito, resultante de dos procesos de sedimentación independientes pero superpuestos, posee por lo tanto una amplia variedad granulométrica (de limo-arcilla a guija gruesa, excepcionalmente hasta bloque).

La simetría vertical axial de la estructura resulta del impacto del clasto, originado por procesos de balsaje (Crowell, 1964). Para estos procesos de balsaje han sido postulados dos posibles orígenes: orgánico o glacial. La posibilidad de un origen orgánico se ve disminuida por la ausencia de balsas orgánicas fósiles y la pobreza de material orgánico de los depósitos tratados (Frakes, Amos y Crowell, op. cit.; López Gamundi y Amos, 1982). Masas de arena gruesa a conglomerádica deformadas se han encontrado dentro de las pelitas sobre todo cuando éstas sobreyacen rocas de la facies 3. Las pelitas apa-

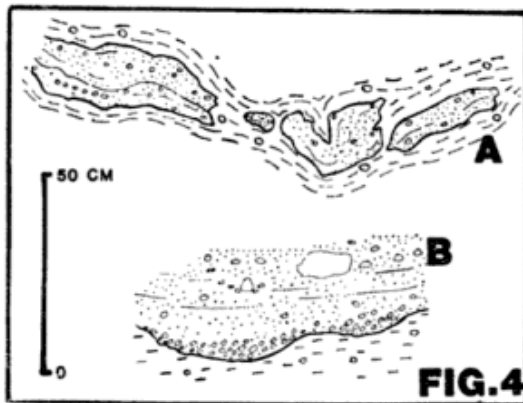


Fig. 4. — Características de lentes arenosas y conglomeráticas.

A. Estructura "pull apart"; B. Depósitos basales residuales y estratificación plana.

recen con estratificación convoluta en la cercanía de los cuerpos arenosos, los cuales podrían corresponder a las denominadas "slump balls" de tenHaaf (1956, 1959).

Otros niveles arenosos presentan estructuras con marcada simetría vertical (estructuras "pull apart") demostrando ser consecuencia de fenómenos de carga diferencial o por licuefacción posterior al soterramiento (Dott, 1966). También en pelitas de la facies 1 se encontraron masas internamente deformadas de material fangolítico correspondiente a rocas de la facies 2, rodeado por pelitas replegadas (perfil C) que provenirían de la erosión de material sin consolidar anteriormente depositado.

Facies 2: fangolitas guijosas

Descripción

Esta facies ha sido subdividida en dos subfacies: a) fangolitas guijosas masivas verdes grisáceas en bancos entre 10 y 50 cm con contactos inferior y superior netos. Los clastos son abundantes; la fracción pséfítica más abundante es la comprendida en el tamaño guija (4-16 mm), los mayores, escasos, llegan hasta 50 cm con deformación del contacto inferior de la estratificación; y b) fangolitas arenosas guijosas con desarrollo de la estratificación más grosero (base del perfil C y sector entre puntos 10 y 11 del perfil B; fig. 3).

Los estratos son masivos y con clastos de tamaño medio y máximo medio mayores que en la otra subfacies. Se observaron intercalaciones de lentes de areniscas gruesas a conglomeráticas ocres de dimensiones entre 1

y 1,5 m con contactos netos planos a erosivos. Algunas de estas lentes aparecen deformadas. En la base de estos depósitos se pueden ver delgadas lentes de material sabulítico; hacia arriba se desarrolla estratificación plana interrumpida por nidos de conglomerados finos o grupos de clastos aislados de mayor tamaño (figura 4B).

Resumiendo las diferencias principales de estas dos subfacies son el diferente desarrollo de la estratificación, espesores medios de los bancos mayores en las rocas de la subfacies b, presencia de clastos caídos en depósitos correspondientes a la subfacies a, y la presencia de lentes sabulíticas en la subfacies b.

Interpretación

La naturaleza estratificada de las rocas de esta subfacies es una de las características más salientes. Las rocas comprenden un amplio espectro granulométrico (pobre selección), existiendo dos variedades en función de su espesor de estratificación. La variedad con estratos de 10 a 50 cm de espesor, masivos internamente, poseen clastos de hasta 10 cm inmersos en una matriz fina. Por otro lado los clastos mayores, que superan el espesor de los estratos, poseen características de clastos caídos con estructura de impacto. La magnitud de estos clastos es mayor que el espesor de los estratos, lo que remarca la división de dos episodios diferentes: un proceso discreto de sedimentación producido por corrientes densas o de baja fluidez (pobre selección) y alta competencia (clastos de hasta 10 cm) sobre el cual se superpone otro que produce la presencia de los clastos mayores que el espesor de los estratos ("out-size clasts"). La estructura de impacto de estos clastos sugiere como origen de los mismos el de balsaje. El resultado de estos procesos es la presencia de estos depósitos de origen dual o mixto.

Ocasionalmente, corrientes tractivas y de alta competencia labraron pequeños paleocanales sobre fangolitas, depositando las areniscas gruesas y sabulitas de moderada a buena selección, con contacto inferior erosivo y estratificación plana de alto régimen (Allen, 1965; 1970); en algunos sectores con depósitos basales residuales más gruesos en la base.

Facies 3: Facies de areniscas guijosas con bloques y lentes sabulíticas.

Descripción

Las rocas de esta facies corresponden a variedades no estratificadas a groseramente estratificadas (estratificación gruesa de espesor mayor de 100 cm) ubicadas estratigráficamente inmediatamente por debajo del pavimento de bloques estriados (puntos 2 del perfil A y 5 del perfil B, figura 3). Los clastos mayores se encuentran hacia las cercanías del pavimento; en este último se observaron bloques de hasta 3 m de largo, los cuales pertenecen, como todos los clastos del pavimento, a los depósitos infrayacentes al mismo. La distribución de los clastos, considerando como tales los de mayor tamaño que 0,5 cm para diferenciarlos de la matriz, se puede observar en la tabla 1.

TABLA 1. — Distribución de tamaños considerados 171 clastos dentro de depósitos de la facies 3, por debajo del pavimento de bloques.

Tamaño	Porcentaje
Guija (0,5-1,6 cm)	38
Guijarro (1,6-6,5 cm)	57
Guijón (6,4-25,5 cm)	5

Internamente las areniscas guijosas y guijarrosas son masivas y sus clastos no están orientados. Algunos de estos clastos aparecen estriados con disposición del tipo subparalelo a paralelo de las estrías, según la clasificación de Wentworth (1936) (foto 1). Se observa que los depósitos de estas facies constituyen secuencias granocrecientes hacia el pavimento de bloques. La matriz es predominantemente arenosa, aunque en partes tiene una fracción fina importante.

Se encuentran además cuerpos de areniscas conglomerádicas con moderada a buena selección sin material fino, de geometría equidimensional (1x1,5 m) con contactos erosivos. Además aparecen lentes del mismo material; estas lentes a veces aparecen disruptas lateralmente (estructura "pull apart") formando verdaderos paraclastos.

De las descripciones de las facies sedimentarias anteriores se desprende que el término diamictita, considerando como tal a una roca clástica que contiene una gran variedad granulométrica y baja selección (Flint, Sanders y Rodgers, 1960), puede ser aplicado para las rocas de las facies 2 y 3, las cuales son consideradas como variedades de diamictitas.

Interpretación

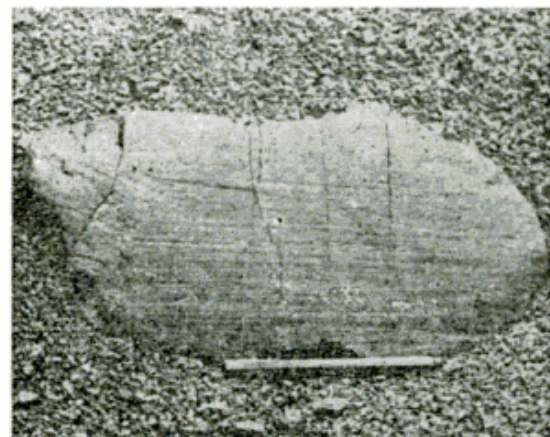
La naturaleza masiva, la falta de selección, la presencia de clastos estriados y su asociación con un pavimento de bloques estriados lleva a considerar a estos depósitos como conectados directamente con un ambiente de sedimentación en contacto con el hielo (Schwarzbach, 1964; Harland et al., 1966; Frakes y Crowell, 1970; Hambrey y Harland, 1981). La disposición paralela y subparalela de las estrías tanto de los bloques del pavimento como de los depósitos infrayacentes es netamente glacial (Wentworth, *op. cit.*).

Dentro de esta facies se ha definido una serie de secuencias granocrecientes en función del aumento de la cantidad y tamaño máximo de los clastos. Estas secuencias se hacen granocrecientes en función de la mayor importancia del glaciar como agente de transporte y sedimentación; en efecto, cerca del pavimento de bloques la diamictita posee los clastos mayores y más abundantes. Los paleocanales de arenas conglomerádicas constituyen depósitos originados en corrientes tractivas y de alta fluidez similares a los anteriormente descritos (facies 2). La geometría de estos depósitos parece corresponder a cuerpos cordoniformes con longitud mayor en dirección aproximada NE-SO y corresponderían a canales de derretimiento (González, 1981); posiblemente de disposición subglacial (eskers).

Facies 4: Facies de lutitas y limolitas arenosas con estratificación ondulítica.

Descripción

Esta facies corresponde a una secuencia de lutitas negras a grises oscuras en bancos delgados que alternan con limolitas arenosas en bancos delgados con laminación ondulítica similar a la denominada por Jopling y



Fotografía 1

Walker (1968) "sinusoidal ripple lamination" (óndulas en fase). Las ondulitas son levemente asimétricas en perfil y con crestas levemente sinuosas. El rumbo de las crestas, habiendo corregido previamente a la horizontal por un eje que corresponde al rumbo actual de los bancos, es de 275° (número de mediciones: 10, variancia $S^2=11$ y una desviación típica $S=10^\circ 30'$). Si se considera la asimetría de las ondulitas se concluye que la corriente fluyó aproximadamente de N a S (185°).¹

Las pelitas poseen laminación paralela. Los bancos de lutitas y limolitas arenosas poseen contactos inferior y superior netos.

Interpretación

Se trata de una secuencia fina depositada en períodos alternantes de sedimentación tranquila por suspensión, representados por pelitas con laminación paralela y por bancos delgados de limolitas arenosas con ondulitas escalonadas en fase (o levemente desfadas) correspondientes a la denominada "ripple-drift cross lamination", ripple laminae in-drift" de McKee (1965); o tipo C de Jopling y Walker (1968). Este tipo de estructuras sugiere una relación de material de lecho a material en suspensión baja; en otras palabras, con una apreciable cantidad de material fino en suspensión.

La sucesión repetida de bancos delgados de una y otra litología con contactos inferior y superior netos entre los mismos, sugiere cambios si bien leves, netos y recurrentes en el régimen de flujo que imperó durante la sedimentación de esta facies.

Concreciones calcáreas

En varios sectores de los perfiles realizados se ha observado la presencia de concreciones calcáreas asociadas particularmente con depósitos de la facies 3 y con pelitas de la facies 1.

Estas concreciones son de color amarillento de forma cilíndrica con puntas aguzadas de 4 a 5 cm de diámetro menor y 10 a 15 cm de diámetro mayor. Poseen a diferencia de las descritas por González (1980) para

¹ Esta dirección de paleocorrientes es coincidente con la obtenida por González (1981) para las estrías de los bloques del pavimento. Ambos datos no han sido corregidos teniendo en cuenta el efecto de la fracturación post-carbónica que afectó a las rocas, con posterioridad al plegamiento (Amos y Roller, 1965).

unidades correspondientes al Grupo Tepuel (Formación Las Salinas) asociadas a faunas de agua fría, al partirlas una parte interna central oscura de sección cuadrada, rómbica o en general poligonal lo cual las hace muy similares a las descritas para Australia, donde aparecen asociadas con niveles glaciógenos del Gondwana (González, 1980).

Su asociación estaría relacionada con variaciones en la salinidad del mar en las cercanías de la terminación del glaciar.

Pavimento de bloques estriados

El origen glacial del pavimento de bloques, sus principales características y su utilidad en estudios de paleocorrientes han sido estudiados detalladamente por González (1981), así como su caracterización como pavimento de tipo intertill, lo cual es demostrado también en el estudio realizado (figuras 2 y 3), donde se muestra como el pavimento aparece entre dos tipos de rocas diferentes. Por lo tanto en este trabajo se trató de mapear las relaciones entre las distintas litologías y el pavimento. Lo más importante que se puede agregar es que su extensión llega a 320 m. El pavimento fue dividido en series continuas, con clastos del pavimento separados por menos de 10 m entre sí, y discontinuas, con clastos separados por más de 10 m pero que han sido reconocidos como partes del mismo.

El autor ha tenido la oportunidad de visitar algunos afloramientos del Subgrupo Itararé en compañía del Dr. A. Rocha-Campos (Universidad de Sao Paulo), junto con el cual se pudo realizar una visita a la Formación Hoyada Verde. Al comparar los pavimentos de bloques estriados de la cuenca de Paraná con el de la Formación Hoyada Verde, sumado a la consulta en la bibliografía especializada, llama la atención el carácter excepcional que muestra el de la Formación Hoyada Verde, no sólo por su gran extensión (Rochas-Campos *et al.*, 1976, describen uno de 80 m de longitud) sino por su tipo de exposición que permite, dado que se observa el plano de estratificación del pavimento, un estudio detallado del mismo.

Distribución lateral y vertical de los litosomas

Las secuencias correspondientes a los puntos 17 y 12 y a los puntos 19 y 14 (fig.

2) definen claramente dos niveles correspondientes a depósitos de la facies 2, los cuales poseen geometría tabular, a nivel de afloramiento. Las rocas de la facies 3 parecen tener un pronunciado acuñaamiento hacia el sudoeste. Salvo el caso anterior y el de los cuerpos y lentes de sabulitas y areniscas gruesas, los demás depósitos, siempre a nivel de afloramiento, poseen geometría tabular en la zona estudiada. Las rocas de la facies 3 se hallan mejor representadas inmediatamente por debajo del pavimento de bloques, y en menor medida en la parte inferior de los perfiles A y B (fig. 3). Las rocas de la facies 1 se intercalan a lo largo de la secuencia aunque puede observarse que aparecen preferentemente alternando o asociada más con la facies 2 que con la 3; en efecto, sólo se ha constatado un pasaje de depósitos de la facies 1 a los de la facies 3 (base del perfil A). Los pasajes de litosomas de facies 1 a los de facies 3 o viceversa se hacen a través de una secuencia de rocas correspondientes a la facies 2 y son de tipo transicional. Sin duda, el cambio más abrupto entre litologías se da por debajo y por arriba del pavimento, el cual marca otro contacto neto entre rocas de las facies 1 y 3. En realidad puede considerarse al pavimento como una estructura deposicional —erosiva; en efecto, al derretirse el hielo que depositó las rocas de la facies 3 y, previo a un nuevo avance del glaciar, se produjo un lavado de la fracción fina y consecuente concentración de clastos gruesos, los cuales fueron afectados por la erosión superficial correspondiente al avance posterior del glaciar (González, 1981). La génesis misma de esta estructura explica su característica deposicional-erosiva, por lo tanto se considera a este contacto como erosivo, por ser este fenómeno (la erosión) el último episodio actuante anterior a la deposición de las rocas de la facies 2 por encima del pavimento.

Esta distribución lateral y vertical de los litosomas ha resultado del análisis detallado de los perfiles. La distribución vertical, ya esbozada, y su posible ciclicidad, son tratadas en el siguiente apartado.

Ciclicidad

Lo anteriormente expresado puede ser mejor definido con un estudio de ciclicidad en el cual se han considerado por separado las rocas correspondientes a tres de las fa-

cies (1, 2 y 3) y al pavimento de bloques estriadados, caracterizado como un rasgo deposicional-erosivo. No se toma en cuenta a las rocas de la facies 4 por estar excluidas de los procesos de sedimentación glacimarina; por lo tanto los términos a considerar son:

Facies de pelitas con clastos	F1
Facies de fangolitas guijosas	F2
Facies de areniscas guijosas con bloques	F3
Pavimento de bloques estriadados	Pv

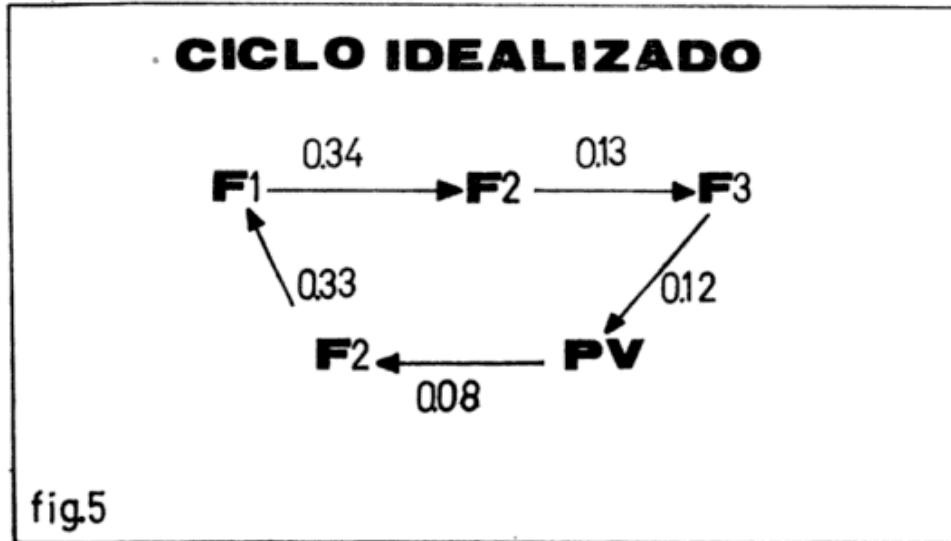
Se debe destacar que este estudio define la posible ciclicidad o recurrencia vertical de las rocas de las distintas facies elegidas por lo tanto no considera las variaciones dentro de una misma facies o término tomado en cuenta (transiciones multiepisódicas).

Se utilizó para este estudio el método propuesto por Selley (1970 b), el que requiere una matriz de transiciones reales, una matriz de transiciones teóricas y una de diferencias (Selley, 1970 b; Spalletti, 1980). De esta última se ha calculado y obtenido el ciclo idealizado (fig. 5). Por encima de cada fecha que simboliza cada transición se ha expresado un índice de variabilidad del ciclo que se ha obtenido realizando el cociente entre cada transición de valor positivo, obtenido de la matriz de diferencias, y la sumatoria de todos los valores positivos de las transiciones. Este cociente es en cierta manera similar al coeficiente pasos/estado propuesto por Allen (1974) y usado en nuestro país por Andreis y Bossi (1981) y que da una idea de la mayor o menor probabilidad de cada transición de valor positivo.

Modelo sedimentario

A partir de las facies descritas, su distribución e interpretación, es posible esbozar un modelo deposicional para las rocas de la Formación Hoyada Verde. Este modelo está basado en los estudios realizados para las secuencias glacimarinas próximas a la costa por varios autores (Carey y Ahmad, 1961; Ovenshine, 1970; Anderson, 1972; Holdsworth, 1973; Dreimanis, 1979; Powell, 1981).

La figura 6 representa las distintas zonas reconocibles cuando un glaciar llega a la costa, basadas principalmente en los trabajos de Dreimanis (1979), Anderson (1972) y Holdsworth (1973). La zona (a) representa el sector del glaciar por arriba del nivel del mar; la zona (b) la parte del glaciar que se-



prolonga hacia el mar; pero en contacto aún con sus depósitos basales (glaciares de tipo templado o de base húmeda, según Carey y Ahmad, 1961); la zona (c) representa la parte del glaciar que se prolonga hacia el mar en continuidad física con la masa de hielo continental pero en contacto inferior ya no con sus propios depósitos, sino con agua; la zona (d) corresponde al sector de témpanos. La línea vertical limita la zona de influencia del glaciar.

A estas zonas del glaciar corresponden diferentes depósitos de las facies estudiadas. En función de su proximidad al continente los depósitos de las facies descritas se dividen de la siguiente manera: las diamictitas de la facies 3 (areniscas guijarrosas y guijosas con bloques) se depositaron tanto en la zona (a) como en la (b). Los depósitos cordiformes de areniscas conglomerádicas responden a canales subglaciales. Estos canales podrían haberse formado por debajo del nivel del mar y haberse preservado durante una etapa de retroceso del hielo (Carey y Ahmad, 1961). A su vez el pavimento de bloques sería el resultado de cizallamiento asociado al movimiento del glaciar. Las características de los depósitos diamictíticos de la facies 3 son similares a los descritos por Anderson *et al.* (1980) para los denominados tills basales, dentro de los sedimentos glacimarineros de la plataforma continental antártica, o de los tills marinos u "orthotills" de Harland *et al.* (1966).

Parte del material de origen glacial ha sido removido costa afuera por mecanismos asignables a corrientes de gravedad o turbidez. Dado que los depósitos resultantes son deri-

vados de till y que han sufrido escaso re-transporte, los mismos tienen características en común con los que le han dado origen (Carey y Ahmad, 1961) correspondiendo a los denominados "allotills" de Harland *et al.* (1966). A los procesos anteriormente nombrados responden mayormente los depósitos de la facies 2. El origen de los mismos es netamente dual ya que al proceso anterior se sobreimpone el de balsaje por témpanos. Los depósitos finos de la facies 1 representan depósitos distales en condiciones de sedimentación tranquila. Estas eran perturbadas o interrumpidas por la caída de clastos mayores desde témpanos desmembrados de la capa de hielo (zona (d), fig. 6). Fuera de la zona de influencia del glaciar se depositaron las rocas de la facies 4 en condiciones leve y alternativamente cambiantes de energía baja. Las condiciones de sedimentación fueron tales que permitieron el desarrollo de una importante fauna autóctona de invertebrados (braquiópodos, crinoideos, gastrópodos y cnidarios de la *Zona de Levipustula levis*). Dado que en general los braquiópodos, a excepción de algunos inarticulados, viven en un medio netamente marino, la presencia de estas faunas confirman las condiciones de sedimentación marina.

La presencia de concreciones calcáreas sería relacionada con la ubicación de zonas restringidas de aguas hipersalinas, inclusive conciliables con glaciares de base húmeda (Anderson, *op. cit.*). La distribución lateral de las facies es aplicable también en sentido vertical para explicar la distribución de las mismas en los perfiles estudiados. Las secuencias con aumento de tamaño de clastos

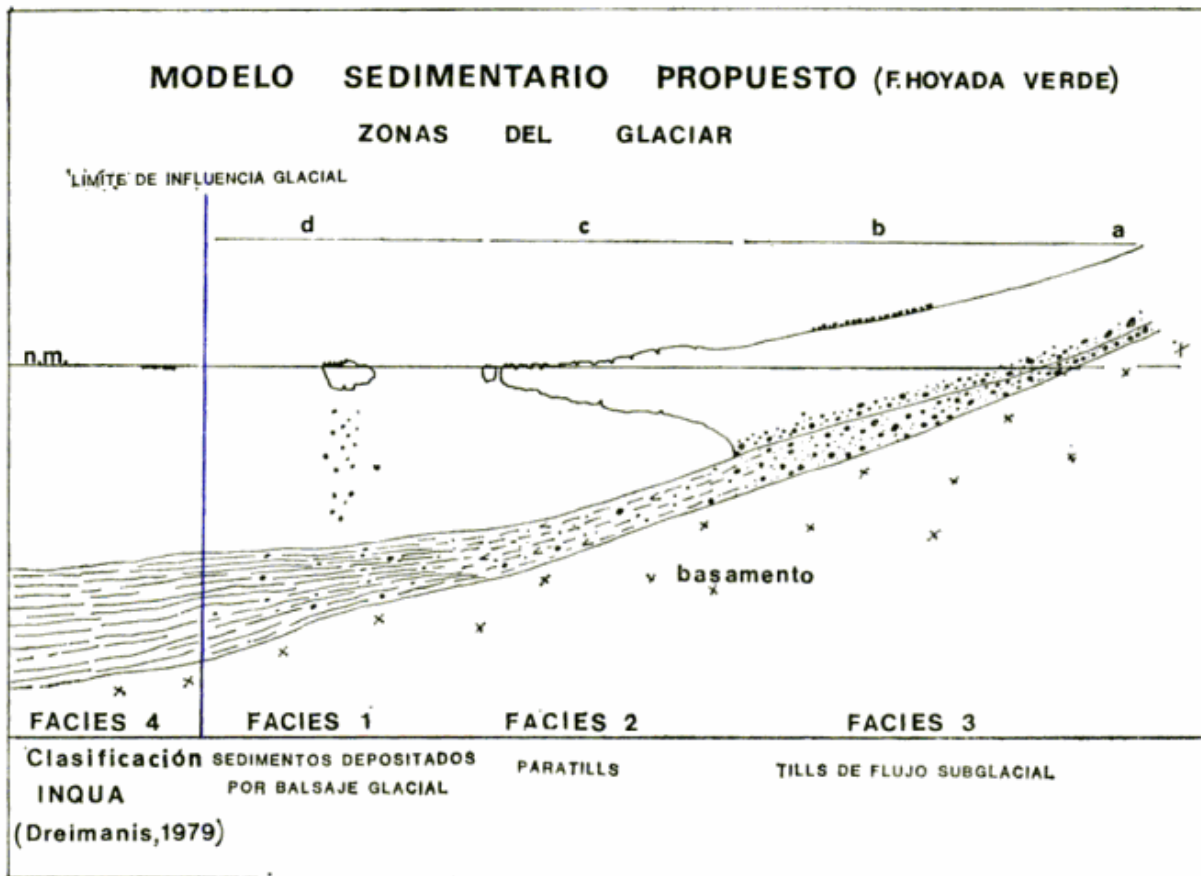


Fig. 6.—Zonas del glaciar y facies asociadas. La línea vertical representa el límite de influencia del glaciar en los ambientes de sedimentación.

demuestran la creciente influencia del glaciar en los procesos de sedimentación; en efecto, el paso transicional de pelitas con clastos (facies 1) a fangolitas guijosas (facies 2), para luego pasar a diamictitas fango-arenosas con bloques, demuestra esta influencia. Las secuencias granodecrescentes con disminución de cantidad y tamaño máximo de clastos, y disminución del espesor medio de los estratos (secuencia estratodecreciente) corresponden al proceso inverso o sea a la disminución de la influencia del glaciar en los procesos de sedimentación en favor de los procesos de corrientes de gravedad y turbidez y de sedimentación marina en zonas de baja energía.

Considerando así a los depósitos de la Formación Hoyada Verde como originados directa o indirectamente por la acción de un glaciar, se ha intentado una correspondencia con la clasificación de depósitos glacimarineros del INQUA (Dreimanis, 1979) como se puede ver en la figura 6.

Finalmente cabe destacar que la relación entre corrientes de turbidez y procesos de remoción en masa subácueos por un lado, y la glaciación por otro, ha sido destacada por

diversos autores, remarcando que existe una frecuencia mayor de corrientes de turbidez durante los periodos glaciales que en los periodos no glaciales o interglaciales (Ericsson *et al.*, 1961; Heezen y Hollister, 1964).

Consideraciones paleogeográficas y estratigráficas

La presencia de una secuencia glacimarina proximal de edad carbónica media a superior en la zona de Barreal supone la existencia de un área de aporte de material cercana. Esta zona de aporte de material ha sido ubicada clásicamente hacia el este, constituyendo la denominada Protoprecordillera (Amos y Rolleri, 1965). El estudio de la litología de los clastos dentro de los depósitos de la Formación Hoyada Verde demostró la existencia de rocas clásticas del Paleozoico inferior (Ordovícico, Silúrico y Devónico) en un 70 %, vulcanitas básicas asignables a la Formación Alcoparrosa (15 %), calizas correspondientes a la Formación San Juan (10 %) y granitos y cuarzo de vena (5 %).

Todas estas rocas habrían constituido el

núcleo de un elemento positivo el cual ha sido definido, según la clasificación de Dickinson y Suczek (1978) como un orógeno reciclado que aportó el material para la sedimentación durante este período del Carbónico en la zona de Barreal y sus cercanías (Formaciones Hoyada Verde, Leoncito y Majaditas). Esta conclusión se basa en estudios de proveniencia, fundamentados en análisis de paleocorrientes y composición de clastos y areniscas (López Gamundi y Alonso, 1982).

La secuencia glacimarina pasa hacia arriba, transicionalmente, a sedimentitas finas de sedimentación marina; sobre estos depósitos se apoyan discordantemente rocas de la Formación Tres Saltos del Grupo Pituil. Esta discordancia ha sido considerada como originada por movimientos de poca importancia (Rolleri y Baldi, 1969). Por lo tanto es factible además que esta discordancia esté manifestada en las zonas marginales de la cuenca, como la que se ha estudiado en este caso, y que se atenúe hacia el centro de la misma. Por otro lado, posiblemente esta discordancia esté parcialmente relacionada con ajustes isostáticos propios de épocas postglaciales.

Una vez que el hielo se retira, dado que el ajuste isostático no es inmediato, se produce una transgresión del mar de manera que las sedimentitas correspondientes a esta transgresión cubren a los depósitos glacimarininos (Crowell, 1978). De esta manera las secuencias glacimarininas quedan cubiertas por depósitos marinos finos de la misma unidad. Posteriormente se produce un período de ajuste isostático durante el cual se produce la sedimentación de facies arenosas y conglomeráticas de la Formación Tres Saltos.

Agradecimientos

El autor agradece al Doctor A. Amos (Universidad de Buenos Aires) la lectura crítica del manuscrito; a los Doctores C. González (Universidad de Tucumán), C. Gravenor (Windsor University, Canadá) y A. Rocha-Campos (Universidad de São Paulo, Brasil) sus sugerencias e ideas intercambiadas con el autor; a los Licenciados M. S. Alonso (LAQUIGE-CONICET, Universidad de Buenos Aires) y A. Bruera por su ayuda en las tareas de campo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Allen, J. R. L., 1965. *A review of the origin and characteristics of Recent alluvial sediments*. *Sediment.*, 5: 891-191.
- 1970. *Physical processes of sedimentation*. Am. Elsevier. 248 pp.
- 1974. *Studies on fluvial sedimentation: lateral variation in some fining-upwards cyclothems from Red Marls, Pembrokeshire*. *Geol. Jour. Liverpool*, 9: 1-16.
- Amos, A. y E. Rolleri, 1965. *El Carbónico marino en el valle Calingasta-Uspallata, San Juan-Mendoza*. *Bol. Inf. Petrol.*, 368.
- Amos, A. y O. López Gamundi, 1981. *Las diamictitas del Paleozoico Superior de la República Argentina: su edad e interpretación*. VIII Cong. Geol. Arg., III: 41-58.
- Anderson, J. B., 1972. *Nearshore glacial-marine deposits from modern sediments of the Wedell Sea*. *Nature (Physical, sciences)*, 240: 189-192.
- Anderson, J. B., D. Kurtz, E. Domack y K. Balshaw, 1980. *Glacial and glacial marine sediments of the Antarctic Continental Shelf*. *Jour. Geol.*, 41.
- Andreis, R. y G. Bossi, 1981. *Algunos ciclos lacustres en la Formación Malanzán (Carbónico superior) en la región de Malanzán, Sierra de los Llanos, Provincia de La Rioja*. VIII Cong. Geol. Arg., IV: 639-655.
- Carey, S. W. y N. Ahmad, 1961. *Glacial marine sedimentation*. En Raasch, G. (editor) *Proc. First Int. Symp. on Arctic Geology*, 2, Univ. Toronto Press, 865-894.
- Crowell, J., 1964. *Climatic significance of sedimentary deposits containing dispersal megaclasts*. En Nairn, A. E. M. (editor) *Problems in Paleoclimatology*. Interscience, Londres.
- 1978. *Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change*. *Am. Jour. Sci.*, 278: 1345-1372.
- Cuerda, A., 1946. *La Sierra de los Colorados, desde el Arroyo de las Cabeceras (Estancia El Leoncito) hasta frente a la población de Barreal*. Museo de La Plata, tesis inédita.
- Dickinson, W. y C. Suczek, 1978. *Plate tectonics and sandstone composition*. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 63 (12): 2165-2182.
- Dott, R. H. Jr., 1966. *Eocene deltaic sedimentation at Coos Bay, Oregon*. *Jour. Geol.*, 74 (4): 373.

- Dreimanis, A., 1979. *The problems of water lain till*. En Schüchter, Ch. (editor) *Moraines and varves*. A. A. Balkema, Rotterdam.
- Ericsson, D., M. Ewing, G. Wollin y B. Heezen, 1961. *Atlantic Deep-sea sediment cores*. Geol. Soc. Am. Bull., 72: 193.
- Flint, R., J. Sanders y J. Rodgers, 1960. *Diamictite, a substitute term of symmictite*. Geol. Soc. Am. Bull., 71.
- Folk, R., 1954. *The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature*. Jour. Geol., 62: 344-359.
- Frakes, L., A. Amos y J. Crowell, 1969. *Origin and Stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia*. En Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, Earth Sciences, UNESCO, 2: 821-843.
- Frakes, L. y J. Crowell, 1969. *Late Paleozoic glaciation: I, South America*. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 2261-86.
- 1970. *Late Paleozoic glaciation: II, Africa exclusive of the Karroo Basin*. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 2261-86.
- González, C., 1980. *Sobre la presencia de "glendonita" en el Paleozoico superior de Patagonia*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (3): 417-420.
- 1981. *Pavimento glaciario en el Carbónico de la Precordillera*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (3): 262-66.
- Haaf, E., 1956. *Significance of convolute lamination*. Geol. en Mijnbouw, 18: 188-94.
- Haf, E., 1959. *Graded beds of the Northern Apennines*. Tesis doctoral, Univ. de Groningen, 102 págs.
- Hambrey, M. y W. Harland, 1981. *Criteria for the identification of glacial deposits*. En Hambrey, M. y W. Harland (editores). *Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record*. Cambridge University Press, 4: 14-17.
- Harland, W., K. Herod y D. Kinsley, 1966. *The definition and identification of tills and tillites*. Earth Sci. Rev., 2: 225-56.
- Heezen, B. y C. Hollister, 1964. *Turbidity currents and glaciation*. En Nairn, A. E. M. (editor) *Problems in Paleoclimatology*. Interscience.
- Heim, A., 1945. *Observaciones tectónicas en Barreal, Precordillera de San Juan*. Rev. Mus. La Plata (n.s.), secc. Geología, II: 267-86.
- Holdsworth, G., 1973. *Ice calving into the proglacial Generator Lake, Baffin Island, N. W. T. Canada*. Jour. Glaciol., 12: 235-50.
- Ingram, R. L., 1954. *Terminology for the thickness of stratification and parting units in sedimentary rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 65: 937-938.
- Jopling, A. V. y R. Walker, 1968. *Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts*. Jour. Sed. Petrol., 38: 971-984.
- Keidel, J., 1949. *Estudios sobre las estructuras hercínicas en la margen oeste de la cuenca de Uspallata y Sierra de Cepeda, Frontón de la Tontal (Provincias de Mendoza y San Juan)*. Bol. Acad. Nac. de Ciencias, XXXVIII, 253-346.
- López Gamundi, O., 1982. *Litofacies de la Formación Hoyada Verde (Grupo San Eduardo), Barreal, provincia de San Juan, Argentina*. IGCP Bol. N° 5, Proy. 42, CONICET.
- López Gamundi, O. y M. S. Alonso, 1982. *Áreas de proveniencia de las sedimentitas carbónicas (Formaciones Majaditas, Leoncito y Hoyada Verde), Barreal, provincia de San Juan, República Argentina*. V Cong. Latinoamericano de Geología, II: 481-490.
- López Gamundi, O. y A. Amos, 1982. *Criterios para la identificación de antiguos depósitos glaciogénicos*. Reunión Regional Sudamericana sobre Depósitos Glaciogénicos. Com. Gen. Lith. Quat. Dep. (INQUA), Neuquén.
- McKee, E. D., 1965. *Experiments on ripple lamination*. En Middleton, G. V. (editor) *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Pal. Miner. Spec. Pub., 12: 66-83.
- Mézigos, M., 1953. *El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral, Sierra de Barreal (Provincia de San Juan)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII (2).
- Ovenshine, A. T., 1970. *Observations of iceberg rafting in Glacier Bay, Alaska, and the identification of ancient ice rafted deposits*. Geol. Soc. Am. Bull., 81: 891-894.
- Powell, R. D., 1981. *A model for sedimentation by tide water glaciers*. An. Glac., 2: 129-34.
- Rolleri, E. y B. Baldis, 1969. *Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentina Precordillera*. En Gondwana Stratigraphy, IUGS Symp., Buenos Aires, UNESCO, Earth Sciences, 2, 821-43.
- Rocha-Campos, A., M. E. de Oliveira, P. R. dos Santos y A. R. Saad, 1976. *Boulder pavements and the sense of movement of Late Paleozoic glaciers in central eastern São Paulo, Paraná Basin, Brazil*. Inst. Geoc., Univ. São Paulo, 7: 149-160.

- Schwarzbach, M., 1964. *Criteria for the recognition of Ancient Glaciations*. En Nairn, A. E. M. (editor) *Problems in Paleoclimatology*. Interscience.
- Selley, R. C., 1970 a. *Ancient Sedimentary Environments*. Science Paperbacks, Chapman & Hall, 2 ed., 287 págs.
- 1970 b. *Studies of sequence in sediments using a simple device*. *Quart. Jour. Geol. Soc. Lond.*, 125: 557-581.
- Spalletti, L., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. *Asoc. Geol. Arg., Serie "B", Didáctica y Complementaria*, 8.
- Wentworth, E., 1936. *An analysis of the shapes of glacial cobbles*. *Jour. Sed. Petrol.*, 6 (2): 85-96.
- Zöllner, W., 1950. *Observaciones tectónicas en la Precordillera sanjuanina. Zona de Barreal*. *Asoc. Geol. Arg., Rev. V (3)*.

Recibido: 15 de julio, 1982.

Aceptado: 10 de mayo, 1983.

OSCAR RAUL LOPEZ GAUMUNDI

CONICET

Departamento de Ciencias Geológicas

Universidad de Buenos Aires,

Ciudad Universitaria, Pabellón 2,

1428, Buenos Aires.

LOS FOSILES PRECAMBRICOS DE LA FORMACION SIERRAS BAYAS (OLAVARRIA) Y SU IMPORTANCIA INTERCONTINENTAL

ELBA D. POTHE de BALDIS, BRUNO A. BALDIS y JORGE CUOMO

Resumen

Se presenta y describe una flórmula fósil procedente de pelitas de la Formación Sierras Bayas en las cercanías de Olavarría. Se ha detectado la presencia de formas algales de *Paleorivularia* y *Chuaría*, con la nueva especie *Ch. olavarriensis* sp. nov. y acritarcas de los géneros *Leiosphaeridium* y *Protoleiosphaeridium*. La asociación es netamente precámbrica, marcando el fósil guía *Chuaría* una edad Ripheana superior (700-800 mA), probándose definitivamente por paleontología la edad precámbrica de esta Formación. Se analiza la distribución mundial de fósiles del Precámbrico Superior y las condiciones de paleoambiente deposicional de la secuencia de la Formación Sierras Bayas.

Abstract

A new fossil florula from the Sierras Bayas Formation is described. It was determined by the presence of *Paleorivularia*, *Chuaría olavarriensis* nov. sp., *Leiosphaeridium* and *Protoleiosphaeridium* in a typical Upper Precambrian association. The age is based in the guide fossil *Chuaría*, that determines the Upper Rhiphean age (700-800 mA). Complementary analysis was made about the world distribution of Precambrian fossils and the tectosedimentary control of the Sierras Bayas depositional cycle.

Introducción

Recientemente y gracias a los trabajos de Amos *et al.* (1971), Amos (1974), Di Paola y Marchese (1974), Dalla Salda e Iñiguez (1978), Bonhomme y Cingolani (1978 y 1980) y Valencio *et al.* (1980) se han aportado variadas pruebas sobre la edad Precámbrica de la Formación Sierras Bayas, anteriormente conocida como parte de la "Serie" o "Estratos de La Tinta".

Hace unos años uno de nosotros (E.P.B.) remitió al VI Congreso Geológico Argentino el resumen de un trabajo en colaboración (véase Cuomo *et al.*, 1975) anunciando el descubrimiento de una flórmula fósil de edad precámbrica en dicha Formación. Diversas causas impidieron presenttar el texto final de esa contribución. El motivo de este trabajo es, precisamente, dar a conocer los elementos paleontológicos hallados y discutir su edad. Este es, a nuestro conocimiento, el primer aporte paleontológico definitorio para dar edad a la Formación Sierras Bayas, además de los estromatolitos analizados por Amos en el trabajo ya mencionado y una breve comunicación de Fairchild (1978) que presenta formas muy mal preservadas.

A los fines estratigráficos nos remitiremos

a los trabajos de Dalla Salda e Iñiguez (*op. cit.*) que consideramos importantes en el problema de la equiparación o desincronismo entre las unidades conocidas como "La Tinta" en Olavarría y en Balcarce-Mar del Plata. De éstos atuores adoptamos la terminología de Formación Sierras Bayas y remitimos al lector a dicho trabajo y a los de Nágera (1932), Holmberg (1972) y Teruggi y Kilmurray (1975) para un completo análisis de la geología y estratigrafía regional y a sus completas listas bibliográficas de los abundantes trabajos parciales hechos en la zona. El presente trabajo es una contribución al Proyecto 179-29 del PICG (IUGS).

Los elementos paleontológicos que presentamos fueron hallados en un trozo de corona de una perforación efectuada en la Cantera Loma Negra y corresponde al nivel de pelitas ubicado entre las denominadas "cuarcitas superiores" de la Formación Sierras Bayas y las calizas negras de la Formación Loma Negra sobreyacentes, según la acepción de Holmberg (*op. cit.*). En el perfil de Amos *et al.* (1971) equivale a sus "10 metros de arcilitas" (véase fig. 1) y en la columna dada por Valencio *et al.* (1980, fig. 3) equival-

dría a niveles equiparables entre sus muestras 3 a 6 u 8-9. Nuestra muestra se presenta como un sedimento arcilloso, muy compacto, fisible y gris negrusco.

En la figura 1 se ha ubicado geográficamente el lugar del hallazgo y se ha graficado un análisis de paleoambiente deposicional basado en la columna descrita por Amos *et al.* (*op. cit.*), para este sector de las sierras.

El análisis se grafica al costado de la columna como una curva de variación de ambiente en función de la composición, utilizando el esquema de Irwing (1965) con algunas variaciones propias.

Advertimos así que las Cuarcitas Inferiores, con abundantes estructuras de corriente y de tipo cruzadas, marcan el inicio de una ingresión marina seguido de un inmediato bloqueo de aguas a manera de restinga de circulación restringida donde, una rápida evaporación produjo la hipersalinización de aguas y la consecuente precipitación del magnesio en forma de potente paquete de dolomitas.

La presencia de niveles intercalados de estromatolitos entre las dolomitas indican la aparición esporádica de regímenes intermareales y con ello el parcial descubrimiento de la restinga en bajamar. La discontinuidad de los niveles estromatolíticos representan cortos períodos intertidales.

Al culminar el ciclo dolomítico comienza una progresiva transgresividad marcada por la sucesión cuarcitas-arcilitas-calizas negras.

Tanto el tono oscuro de las pelitas como el color negro de las calizas sobreyacentes indican la presencia de contenido orgánico en ambiente profundo y de baja energía. Es en las pelitas donde se halló la flórmula presentada.

Las lutitas y arcilitas fosilíferas aquí estudiadas, son portadoras de una microflora de características evolutivas muy primitivas; es abundante en formas pero poco variada morfológicamente.

Se compone de algas cianofíceas completamente reemplazadas por pirita; de discos algales de composición carbonosa, pero parcialmente reemplazados por pirita, y de formas globulares de composición probablemente celulósica asignadas al grupo Acritarca.

Presentación, preparación y extracción

Las formas halladas pueden dividirse en tres grupos sistemáticos que, a su vez, poseen modalidad de presentación distinta y, por

ende, han requerido distintas técnicas de preparación y extracción:

Grupo A: Dentro de las pelitas se observó la presencia de pequeños gránulos y manchas de pirita. Al efectuarse el pulido para análisis calcográfico se comprobó que las mismas eran, en realidad, colonias de algas cianofíceas reemplazadas por pirita. Ello exigió su estudio con microscopio calcográfico y fotografía de los especímenes con luz reflejada, polarizada. Estas formas pertenecen a *Paleorivularia ontarica*.

Grupo B: Conjunto de formas algales discoideas, submicroscópicas, que aparecen en los planos de partición por estratificación, de composición orgánica-carbonosa, parcialmente reemplazadas por pirita, estudiadas y fotografiadas con métodos micropaleontológicos normales de roca no desagregada mediante microscopio "universal". Estas formas pertenecen a *Chuarina*.

Grupo C: Al efectuarse disgregación para obtención de palinomorfos fue obtenido un residuo orgánico de composición celulósica donde se hallaron formas de *Protoleiosphaeridium* y *Leosphaeridia*. El tratamiento tuvo estos pasos: ataque con NO_3 , lavado, disolución en ácido clorhídrico, lavado, segundo ataque con fluorhídrico y lavado final hasta neutralización. Las formas fueron estudiadas con microscopio Leitz "Ortholux" y fotografiados con cámara "Orthomat".

Paleontología sistemática

Formas del grupo A

Género PALEORIVULARIA

Barghoorn y Tyler 1965

Paleorivularia ontarica Barghoorn y Tyler 1965
(Lám. I, figs. 7, 11)

Las manchas y nódulos de pirita que aparecen en las pelitas fueron pulidas y estudiadas con microscopio de luz incidente. Estas manchas reflejan una organización de colonias de algas cianofíceas, de similitud morfológica a la familia *Rivulariaceae* actual. Esta familia, en la actualidad, presenta una matriz gelatinosa, globosa, amplia, que incluye filamentos que radian de un centro común.

Si bien no se han podido observar tabiques

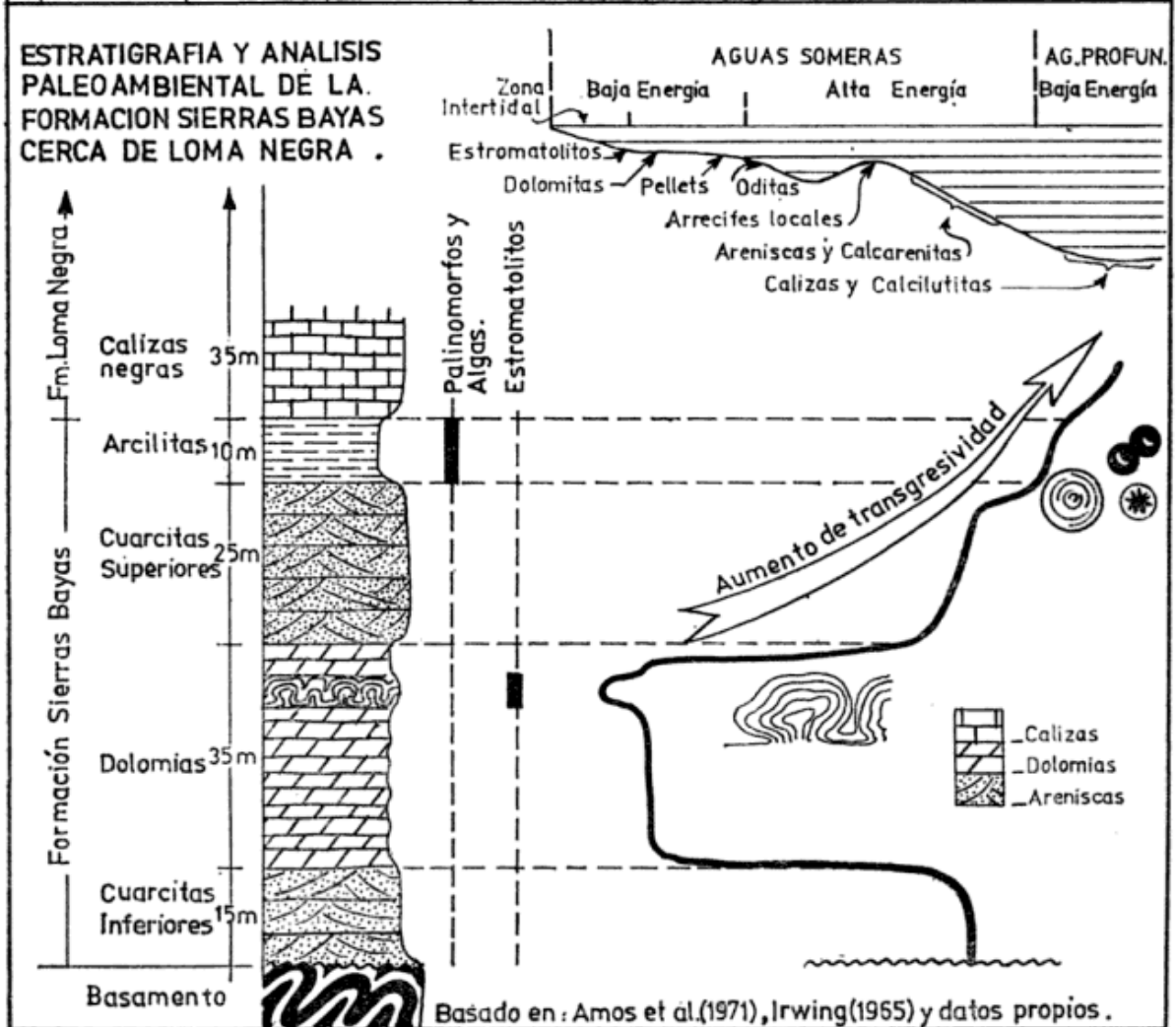
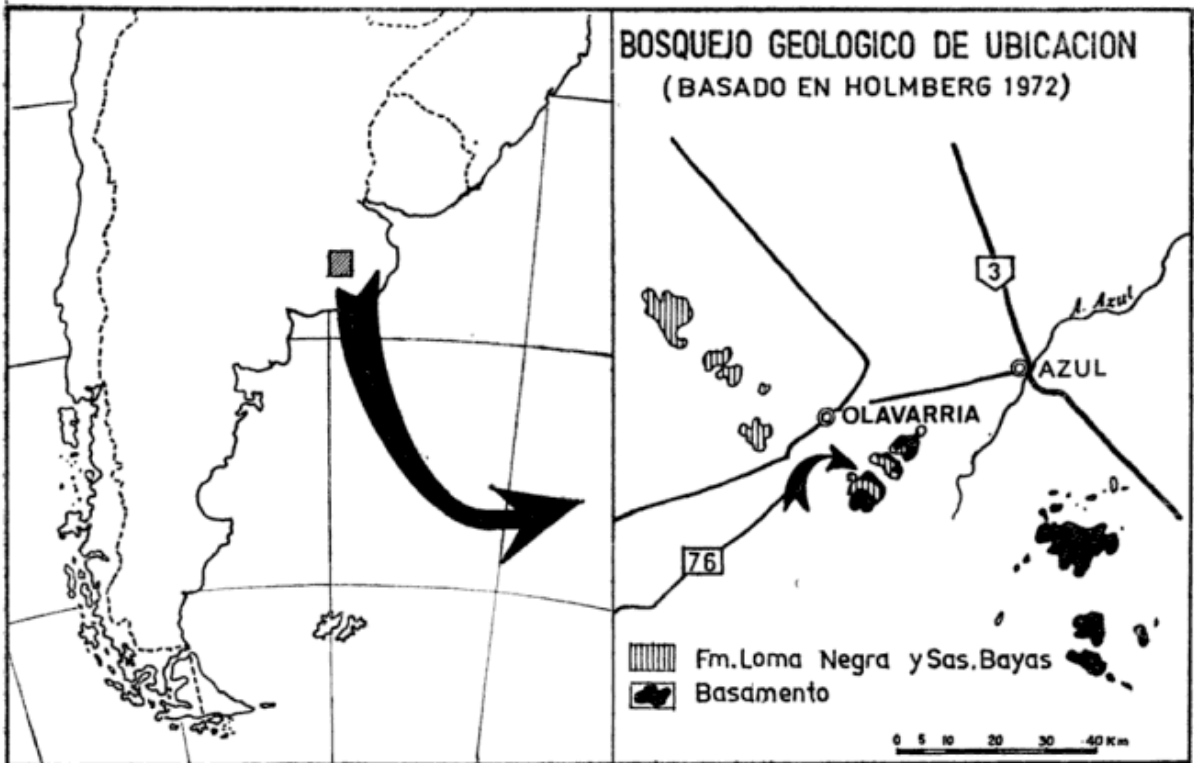


Figura 1

transversales en los filamentos (debido a su estado de conservación), ni heterocistos, la estructura general de las colonias fósiles es muy semejante a la de las colonias actuales.

Debemos hacer notar, por otra parte, que no todas las *Rivulariaceae* actuales presentan heterocistos.

En el caso de nuestras formas esta estructura orgánica fue reemplazada totalmente por pirita (S_2Fe); terminado el reemplazo del material mucilaginoso, el exceso de sulfuro cristalizó en su sistema propio (cúbico).

La conservación del material es excepcional, ya que la pirita ha reemplazado molécula a molécula el material mucilaginoso y éste no ha sido afectado por ningún tipo de deformación.

Se identifican estas formas con el género *Paleorivularia* Barhoorn y Tyler 1965, creado para formas halladas en los cherts de la Formación Gunflint de Canadá.

Una de las características más notables del material es la presencia, en algunos casos, de ejemplares en estado de partición. (lám. I, fig. 11; flecha).

La Dra. Milka Brodtkorb realizó el pulido de Manchas de pirita de aproximadamente 1 cm de diámetro que evidenciaron con microscopio calcográfico, las colonias algales.

Además, la Dra. Brodtkorb menciona la presencia de "piritóferas" en las arcilitas, que aparecen superficialmente como pequeñas manchas de sulfuro de hierro, de 30 cm de diámetro. Una vez pulidas y examinadas con el microscopio calcográfico revelan colonias de aproximadamente 100 individuos reemplazados por pirita (no ilustradas).

Las algas azul-verdosas pueden tener 3 tipos de reproducción asexual: a) por partición agámica; b) por fragmentación del tallo; c) por esporulación.

En el primer tipo de reproducción (a) una célula se divide por clivaje en dos mitades idénticas. La célula hija resultante crece enseguida hasta quedar semejante a la célula madre y puede dividirse a su vez. Este tipo de reproducción es el que se observa en el material estudiado.

Consideraciones estratigráficas, paleontológicas y biológicas

El precámbrico fosilífero ha sido dividido, de acuerdo a los últimos estudios realizados por Barghoorn (1971), en tres grandes divisiones que corresponden a etapas biológicas bien definidas.

Estas divisiones se efectuaron en base al estudio de los microfósiles hallados en tres formaciones distintas, portadoras de elementos definidos.

La etapa más antigua (a), está representada por los microfósiles hallados en la Formación Fig Tree, del distrito minero de Barberton, cerca de Transvaal, en el límite de la República Sudafricana con Swaziland.

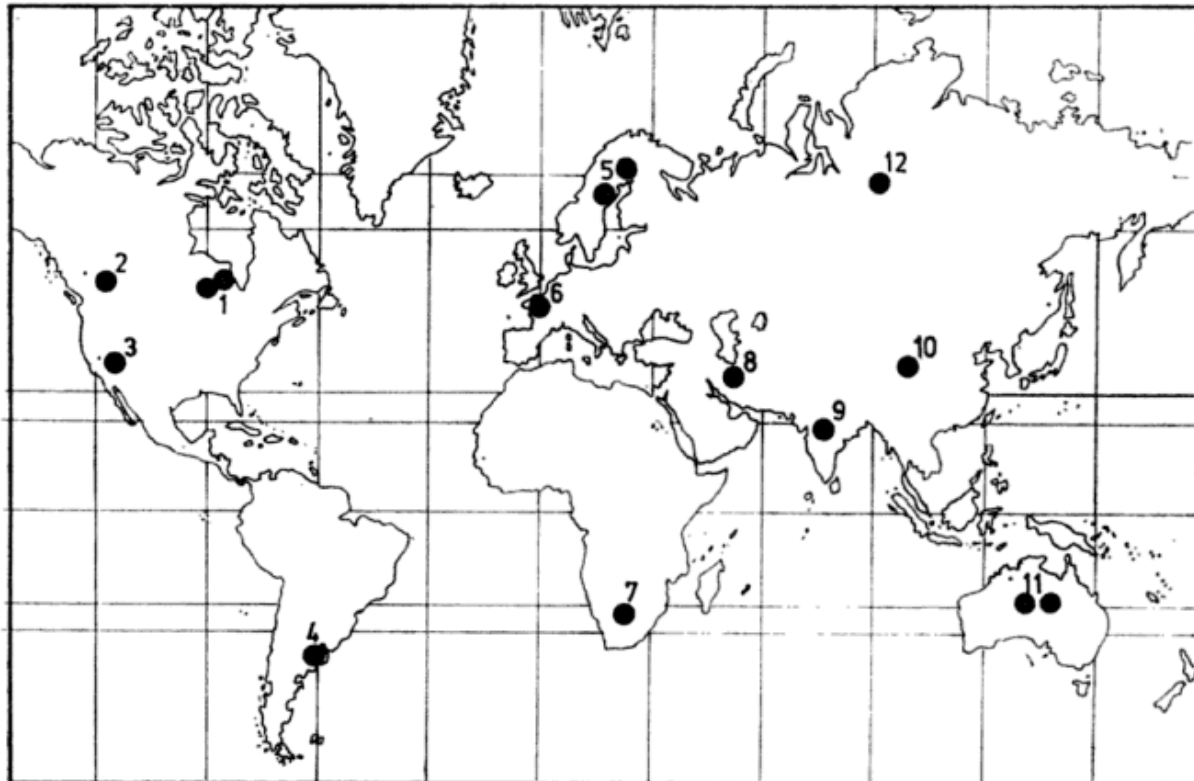
Las rocas de esta formación consisten en cherts negros, grises y verdosos. Dataciones Rb/Sr darían como probable una edad de 3.200 millones de años. Los microorganismos encontrados fueron bacterias asignadas a la género *Eobacterium* y algunos cuerpos esféricos asignados a *Archaeosphaeridia barbertonensis*. Estas esferas aparentemente no serían muy distintas de algunas algas azul-verdosas del grupo de los coccoides actuales. Si se acepta la evidencia de que los organismos de tipo algal fueron fotosintéticos, debe haber ocurrido una importantísima etapa geoquímica que incidió tanto biológicamente como geológicamente en la historia terrestre. Es la etapa de utilización de energía solar más anhídrido carbónico para su alimentación (fotosíntesis).

Ya anteriormente a la aparición de ciertas formas, tuvo que haber sucedido el paso más importante en la evolución biológica: el pasaje de evolución química a evolución orgánica.

La etapa media (b) en la división del Precámbrico corresponde a la aparición de verdaderos organismos fotosintetizadores, con una gran abundancia de algas cianofíceas (azul-verdosas). Estas formas se encuentran muy bien representadas en los cherts de la Formación Gunflint Iron, de Ontario, Canadá. Esta formación se apoya discordantemente en un granito cuya biotita indicaría, por análisis K/Ar: $2,5 \pm 0,75$ mil millones de años; otra datación Rb/Sr indicaría $\pm 0,70$ mil millones de años. Por razones técnicas se admite una edad de 2.000 millones de años.

Los microfósiles más abundantes en Gunflint son algas cianofíceas filamentosas que pueden ser comparadas con *Oscillatoria*. En esta formación se encuentran las algas cianofíceas del género *Paleorivularia* que también se hallan en nuestro país.

La etapa más evolucionada (c) corresponde a la aparición de algas verdes, que presentan un núcleo definido, pertenecientes al grupo Eucariota. Estas formas fueron halladas en la Formación Bitter Springs de la cuenca de Amadeus, en el norte de Australia.



LOCALIDADES FOSILIFERAS

- 1. Ontario
- 2. Banf Nat. Park
- 3. Grand Canyon
- 4. Olavarría

- 5. Norte de Suecia
- 6. Normandía
- 7. Suddfrica
- 8. Norte de Irán

- 9. Neemuch
- 10. Yenliao
- 11. Amadeus
- 12. Siberia

CUADRO DE DISTRIBUCION DE PRINCIPALES FOSILES PRECAMBRICOS DEL MUNDO

LOCALIDADES TIPO FOSIL	Ontario - CANADA Fm. Gunflint	Banf Nat. Park - CANADA Fm. Hector	Grand Canyon - USA Grupo Chuar	SUECIA Fms. Visigö - Varegian	Normandía - FRANCIA (Briaveriano)	SUDAFRICA Fm. Fig Tree	Norte de IRAN Fm. Chapoghlu	Neemuch - INDIA Sistema Vindgian	Yenliao - CHINA	Amadeus - AUSTRALIA Fm. Bitter Springs	Siberia - URSS	Olavarría - ARGENTINA Fm. La Tinta
OSCILLATORIA	●									●		
PALEORIVULARIA	●											●
NOSTOC										●		
GLENOBOTRIDION										●		
CIANOF. NO IDENTIFIC.	●								●			●
CHUARIA		●	●	●	●		●	●			●	●
PROTOLEIOSPHAERIDIUM	●					●				●		●

La Formación Bitter Springs está ubicada debajo de sedimentos precámbricos datados por Rb/Sr en 820 millones de años.

Los sedimentos contienen restos de algas filamentosas similares a formas actuales como *Oscillatoria* y *Nostoc*, como así también bacterias, algas azul verdosas y algas verdes.

En esta etapa, el paso más importante es la aparición de algas verdes con un núcleo celular capaz de efectuar reproducción sexual.

En la Formación Bitter Springs, Schopf (1968) ha encontrado un alga verde *Glenobotrydion aenigmatis* en varias etapas de reproducción mitótica.

A partir de la etapa intermedia (b), la atmósfera en el Precámbrico comienza a enriquecerse en oxígeno debido a la fotosíntesis realizada por las algas azul verdosas y verdes.

Con las dos condiciones que aparecen en la tercer etapa de evolución biológica: diferenciación nuclear que permitirá la división sexual y el mayor espesor de la capa atmosférica debido al aumento de organismos fotosintetizadores, se producirá la eclosión de organismos más complejos en forma y función en todos los niveles de organización que aparecerá en el Cámbrico.

En la región de Yenliao, en China, los autores Sin Yu-Sheng y Liu Kui-Chih (1972), han hecho una división del Precámbrico en el período Siniano. En la parte inferior del período Siniano predominan las algas *cianofíceas*, mientras que en la parte superior del Siniano predominan las *phaeofíceas*, con clorofila dispuesta en cloroplastos.

Formas del Grupo B

Las formas de discos algales carbonosos halladas en planos de estratificación se asignan al género *Chuar*.

Antecedentes:

En el año 1899 Walcott describe y figura una conchilla asimilable a un grupo fósil, en el Grupo Chuar de la Serie Powell del Grand Canyon (U.S.A.), denominándolo *Chuar* *circularis*, refiriéndolo a un grupo de braquiópodo discinoide. Sugirió también que podrían ser opérculos de hyolithidos.

Posteriormente Wenz (1938) lo incluyó dentro de la superfamilia *Tryblidiacea* (gastropoda) con dudas excluyendo la posibilidad de que fuesen braquiópodos.

En el volumen "Miscellanea" del Treatise

on Invertebrate Paleontology, Häntzchel (1962, p. W 232), lo clasifica como "fósiles de origen probablemente inorgánico", siguiendo el punto de vista de Schindewolf (1956).

En 1928, David White sugiere que el fósil mencionado por Walcott como *Chuar* representaría un tipo de alga. Es el primer autor que sugiere que estos discos pudieran ser de origen algal. Glaessner en 1966 y Cloud en 1968, refieren a *Chuar* como un alga.

Ford y Breed (1969) consideraron las posibilidades de que este fósil pudiera ser un foraminífero quitinoso o un alga. Posteriormente, en 1972, estos autores describieron la secuencia estratigráfica del Grupo Chuar y, con Mitchell en 1982, demostraron una edad probable de menos de 1.000 millones de años. Eisenack, en 1951, refiere otra especie a este género, *Ch. wimani* Brotzen 1941, a *Leiosphaera* del grupo acritarca. En 1966, Tisenach, basándose en análisis químicos, revisa su anterior opinión y compara *Ch. wimani* con *Archaeochitina gotländica*, un foraminífero quitinoso.

Timofeev, en 1970, menciona la existencia de un microplancton "sphaeromorphid" similar a *Ch. wimani*, que obtuvo disolviendo rocas del Ripheano (Precámbrico superior) de Siberia; sin embargo no publica su descripción.

Nuestros ejemplares pertenecen al género *Chuar* acorde a la diagnosis genérica, pero a una especie distinta de las ya descritas.

El material es claramente carbonoso y en partes se ve reemplazado por S_2Fe (pirita).

Se toma en cuenta la discusión realizada por Ford y Breed (1973), para su ubicación sistemática, ya que el presente autor (E.P. B.) considera su probable afinidad algal y su relación con la familia *Leiosphaeridae*.

Descripción sistemática

Grupo ACRTARCA

"Grupo" Megasphaeromorphida

Tim. 1969

Subgrupo SPHAEROMORPHITAE

D. E. y S. 1963

Familia Leiosphaeridae Eisenack 1959

Género CHUARIA Walcott 1899

Chuar *olavarriensis* n. sp.

(Lám. I, figs. 1 a 3, 10)

Diagnosis: Discos aplanados por compresión, originalmente globosos, de composición carbonosa, de contorno circular a elíptico de diámetros de 400 μ , 500 μ a 600 μ . Excepcionalmente 3 mm. Presenta estrías concéntricas, de 4-5 estrías.

Observaciones: La nueva especie es comparable solamente con *Chuaría circularis* y difiere de ella en la presencia de estrías concéntricas, en vez de pliegues concéntricos.

En los ejemplares mejor conservados puede observarse el material carbonoso, de aspecto vítreo, que se encuentra reemplazado parcialmente por S₂Fe (pirita). En general varios ejemplares se encuentran reemplazados totalmente por pirita, perdiendo casi completamente su estructura concéntrica.

Holotipo: SGN. Sección palinología.

Repositorio: Colección de tipos del Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires, Argentina.

Consideraciones estratigráficas: Haremos referencia, en base a las observaciones de Ford y Breed (1973), a la ocurrencia estratigráfica del género solamente. Walcott, en 1899, encontró por primera vez *Chuaría* en la parte más alta del Grupo Chuar en el Valle Kwagunt del Gran Cañón, aparentemente cerca del Miembro Walcott de la Formación Kwagunt, definida posteriormente por Ford y Breed (1972 a 1973). Ford *et al.* (1972), Ford y Breed (1972 a, 1973) discuten la edad del Grupo Chuar encontrando que puede tener menos de 1.000 millones de años, pero que pertenece al Precámbrico.

Otra especie de *Chuaría* se encuentra en la Formación Visingsö, en Suecia, asimilable a la Formación Vargian, de 950 millones de años de edad (Magnusson, 1965).

En Irán, un género asimilable había sido recolectado de la "Chapoghlu Shale" considerada Precámbrica.

Otros fósiles, considerados como esporomorfos de gran tamaño, han sido considerados como pequeños *Chuaría*, coleccionados en el Brioveriano de Normandía por Roblot (1964), considerado como Precámbrico.

Hofmann (1971) describe *Chuaría*, encontrado por Allan en 1913 en el techo de la Formación Héctor (Precámbrico superior) en el Banff National Park de Canadá.

De lo expuesto precedentemente se concluye que el rango estratigráfico del género está limitado al Precámbrico superior (Ri-

phheano superior) en Arizona (EE.UU.), Suecia, Canadá, Francia, Siberia, Irán y que probablemente existirían formas asimilables en India y Australia, en rocas de edad similar.

Chuaría es un fósil guía para esta edad y acota a la Formación Sierra Baya en el Precámbrico superior.

Formas del grupo C

Las formas microplanctónicas halladas por tratamiento palinológico, se atribuyen a la familia *Leiosphaeridaceae* Eis. 1954 y *Protoleiosphaeridae* Tim 1959.

Antecedentes: La primera mención que se conoce de estos microorganismos fue realizada por Dawson 1863, que los describe con el nombre de *Sporangites huronensis*, encontrados por él en las lutitas negras del Devónico del lago Hurón.

En 1938 Eisenack crea la especie *Leiosphaera solida* basada en *Bion solidum*, para pequeñas esferas de material orgánico encontradas en el Silúrico del Báltico y que considera como algas.

Eisenack, en 1954, coloca este género en la familia *Leiosphaeridaceae* dentro del grupo de los histricosféridos (acritarcas).

Timofeev, por su parte, en el año 1959, describe la flora precámbrica y cámbrica de la plataforma rusa, mencionando *Leiosphaeridium eisenacki* y crea la subfamilia *Protoleiosphaeridae* para designar formas de 20 μ -30 μ , con o sin ornamentación, sin marca de dehiscencia.

Domnie *et al.*, en 1963, basándose en los trabajos de Wall que considera a *Leiosphaeridia* como perteneciente a las *Chlorophyceae*, incluye a este género dentro de las *Sphaeromorphitae*.

En líneas generales todos los autores que han estudiado estas formas tienden a considerarlas de origen algal.

En este trabajo, a fin de simplificar la nomenclatura sistemática, emplearemos el sistema adoptado por Combaz (1967) que considera los géneros *Protoleiosphaeridium* para formas de hasta 30 μ y *Leiosphaeridia* para formas morfológicamente similares pero de tamaño mayor (50 μ -60 μ).

Se adopta este criterio ya que la índole de este trabajo no permite la revisión del subgrupo con la extensa variedad de géneros creados anteriormente.

Descripciones sistemáticas

Grupo ACRITARCA

Subgrupo SPHAEROMORPHITAE D. E.S.

Familia Leiosphaeridaceae Eis. 1954

Género LEIOSPHAERIDIA Eis. 1958

Leiosphaeridia sp. A

(Lám. I, figs. 4, 5, 6, másulas de L.: 8, 9)

Diagnosis: Formas circulares, con pliegues a veces presentes, debido a compresión. Membrana delgada, lisa o con escultura menor.

Observaciones: Estas formas han sido descritas frecuentemente para todo el Precámbrico y Paleozoico mundial. Es probable que, debido a la poca variación existente en escultura, muchas de estas formas puedan caer en sinonimia. Es por esta razón que se deja sin nombrar la especie.

La familia *Leiosphaeridaceae*, Eis 1954, tiene representantes desde el Precámbrico, conocidos en el Escudo Báltico; en Sud Africa la Formación Fig Tree, considerada de 3.000 millones de años, es portadora de microfósiles de origen algal pertenecientes, probablemente, a esta familia. Se hallan también en la Formación Gunflint de Canadá, considerada Precámbrico medio y en la Formación Bitter Springs del Precámbrico alto de Australia. Formas similares se han encontrado en el Precámbrico de India y en el Grupo Siniano en China, considerados como Precámbrico medio y alto.

El subgrupo *Sphaeromorphitae* es característico del Precámbrico, luego, durante el Cámbrico y los períodos siguientes, comienzan a aparecer los distintos subgrupos de acritarcas. En otras palabras, la presencia solamente de elementos del subgrupo *Sphaeromorphitae* y más aún de la familia *Leiosphaeridae* indicaría una edad precámbrica para las sedimentitas portantes.

Conclusiones cronoestratigráficas

La asociación microflorística de las lutitas de Olavarría aquí descritas constituye el pri-

mer hallazgo de organismos en la Formación Sierras Bayas en la comarca de Olavarría.

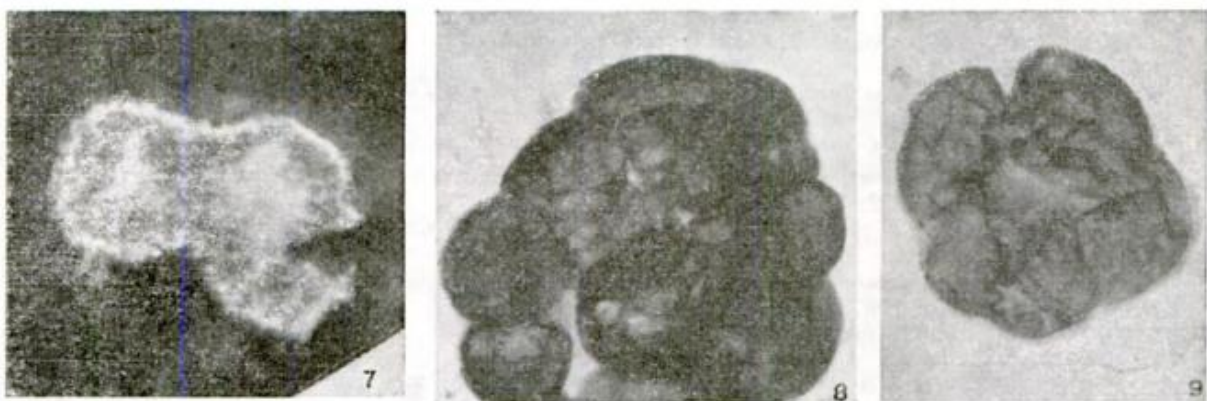
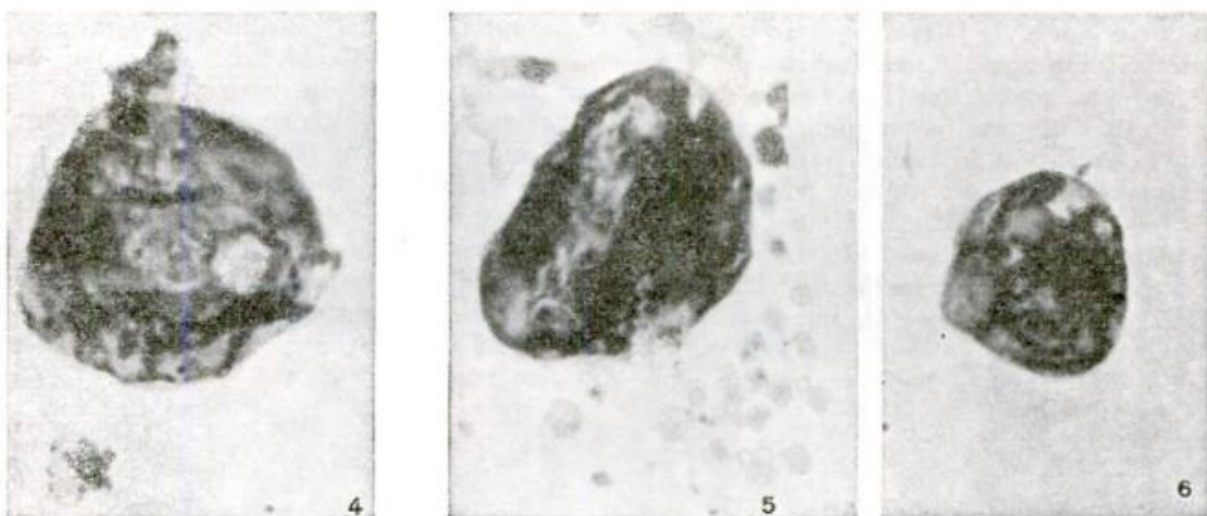
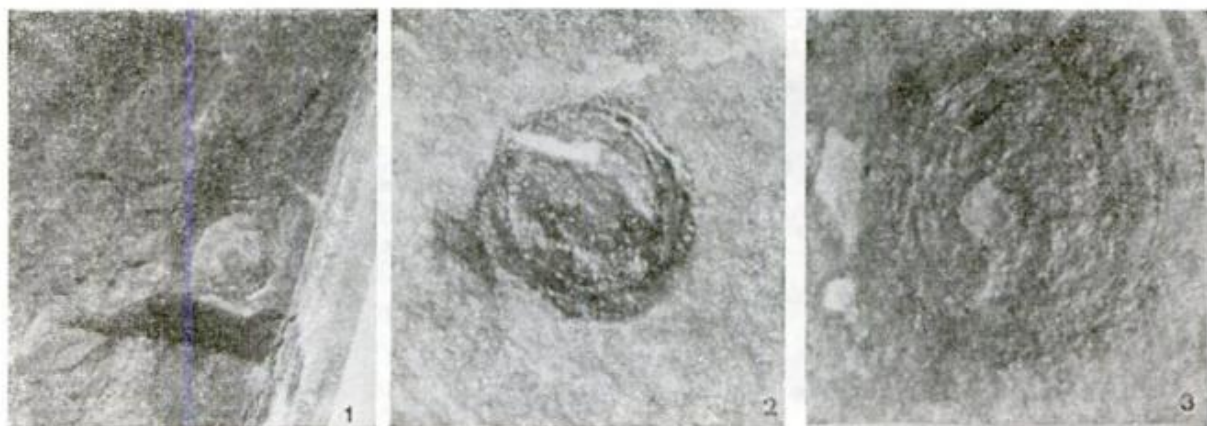
Constituye "per se" una asociación típicamente Precámbrica. La posición estratigráfica de cada forma ha sido discutida individualmente, pudiendo sintetizarse el conjunto con los siguientes parámetros cronoestratigráficos:

- I) Las algas cianofíceas pertenecen al género *Paleorivularia*, dentro del grupo *Procaryota*; es decir que no presentan núcleo diferenciado. La clorofila no se encuentra dispuesta en cloroplastos, sino que se encuentra distribuida en toda la superficie del alga. No se han encontrado representantes de grupos eucariotes, es decir que tengan un núcleo definido y que su clorofila se encuentre concentrada en cloroplastos. Formas similares se han encontrado en la Formación Gunflint de Ontario, Canadá, de edad Precámbrica.
- II) El género *Chuaría* es una forma característica y exclusiva del Precámbrico superior, con distribución cosmopolita.
- III) El tercer grupo de la asociación, las acritarcas del subgrupo *Sphaeromorphitae*, es morfológicamente muy simple, sin escultura o con escultura menor. Si bien estas formas pueden encontrarse desde el Precámbrico hasta el Pérmico, en el Paleozoico se asocian siempre con otros elementos microplanctónicos característicos de cada período. Es decir, la carencia de otros géneros microplanctónicos asociados, como en nuestro caso, no es índice de condiciones paleoecológicas, sino de primitivismo de edad.

Basándonos en las características individuales de los grupos analizados surgen las siguientes conclusiones de conjunto:

- A: La columna estratigráfica de la Sierra Baya presenta una litología ideal para el hallazgo de formas fósiles "clásicas" y, sin embargo, han sido infructuosas las intensas búsquedas realizadas hasta el presente.

Lámm. I. — 1) *Chuaría olavarriensis* n. sp. Paratipo (x 15); 2) *Chuaría olavarriensis* n. sp. Holotipo (x 35); 3) *Chuaría olavarriensis* n. sp. Paratipo (x 55); 4), 5), 6): *Leiosphaeridia* sp. A (x 1000); 7) *Paleorivularia ontarica* Barghoorn y Tyler (x 600); 8, 9): *Leiosphaeridia* sp. A. Másulas (x 1000); 10) *Chuaría olavarriensis* n. sp. Paratipo (x 20); 11) *Paleorivularia ontarica* Barghoorn y Tyler (x 400).



- B: La microflora determinada constituye el primer aporte de formas palinomórficas con rango específico en las sedimentitas de la Formación Sierras Bayas.
- C: Los géneros *Paleorivularia*, *Leiosphaeridia* y *Protoleiosphaeridium*, son formas frecuentes en el Precámbrico mundial; y el género *Chuarina* es considerado "Fósil guía" para el Precámbrico superior con extensión mundial.

En la figura 2 se han ubicado en un planisferio las localidades precámbricas superiores de importancia mundial. Surge aquí la importancia de Olavarría como punto de interpolación mundial para la distribución de algas y microplancton. Del cuadro de distribución de formas que se incluye se infiere que la asociación de Sierras Bayas es una de las más variadas del globo y adquiere mayor valor para aplicar a los esquemas de interconexión con Sud Africa, apoyando los bosquejos efectuados por Dalla Salda (1979) para una conexión intercontinental de cuencas.

Con referencia a las hace tiempo cono-

cidas formas del Precámbrico de la Formación Bambuí de Brasil diremos que las mismas siempre han sido mencionadas por su morfología, sin aproximación a clasificaciones sistemáticas, perdiendo así desgraciadamente su valor paleontológico. Así podemos asegurar que la Sierra Baya se convierte en una comarca de América del Sur de valor mundial para la correlación paleontológica del Precámbrico superior.

Agradecimientos

La autora (EDDP) expresa su agradecimiento al Servicio Geológico Nacional por el permiso de publicación de este trabajo.

Los autores expresan su agradecimiento a los doctores Guillermo Tell, Natalia Rossi y Milka K. de Brodtkorb por su ayuda, consejo y opiniones en distintas fases investigativas, al señor A. Mendoza por la confección de los dibujos, a la licenciada Silvia González por la compaginación del manuscrito y al señor J. C. Rodríguez por el trabajo fotográfico realizado.

Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J., 1974. *Los estromatolitos del Precámbrico de la "Formación La Tinta"*, Lemit, Serie II, 269: 152-155.
- Amos, A. J., Quartino, B. J. y Zardini, R. A., 1971. *El "Grupo La Tinta" (Provincia de Buenos Aires, Argentina) Paleozoico o Precámbrico?*, Ann. XXV Congr. Bras. Geol., I, 211-221.
- Barghoorn, E. S., 1971. *The Oldest fossils*, Scientific American, 224 (5).
- Barghoorn, E. S. y J. W. Schopf, 1966. *Microorganism three Billion years old from the Precambrian of South Africa*, Science 152: 758-763.
- Barghoorn, E. y S. Tyler, 1965. *Microorganism from the Gunflint Chert*, Science, 147 (3658).
- Bonhomme, M. G. y C. A. Cingolani, 1978. *First isotopic dating of Upper Precambrian sediments in the Prov. of B. Aires, Argentina*, Sht. papers on 4 th Int. Conf. Geocron. Cosm. Isot. Geol., Colo. USA. Open file Rep. USGS, 78-101.
- Brotzen, F., 1941. *Nagra Bedrog till Visingso formationens stratigrafi och Tektonik*, Geol. For. Stockholm, 63, 245-261.
- Cloud, P. E., 1968. *Premetazoan evolution and the origins of Metazoan*, in: Drake (ed.), *Evolution and environment*, 1-72, N. H. Yale Univ. Press.
- Cuomo, J., E. D. Pothé de Baldis y N. Rossi, 1975. *La edad precámbrica de la Serie de La Tinta, Olavarría, Buenos Aires*, Vol. de Resúmenes VI Congr. Geol. Arg., pág. 18.
- Dalla Salda, L. H., 1979. *Nama and La Tinta Groups. A Common Southern Africa-Argentine Basin*, 16 th. An. Rep. Ch. of Mines, Prec. Res. Unit., Cape Town Univ., in press.
- Dalla Salda, L. y A. M. Iñiguez, 1978. *La Tinta, Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*, Actas VII Congr. Geol. Arg., I, 539-550.
- Di Paola, E. y Marchese, H., 1974. *Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta*, AMPS, Rev. V: (3-4).
- Downie, C., W. R. F. FEwitt y W. A. S. Sargent, 1963. *Dinoflagellates and Hystrichospheres and the classification of the achrtrancs*, Staf. Univ., Publ. Geol. Sci., 7, 3.
- Eisenack, A., 1951. *Über Hystrichosphaerideen und andere Kleinformen aus Baltischen Silur und Kambrian*. Senckemberg., 32: 187-204.
- Fairchild, T. R., 1978. *Vestiges of Late Precambrian (or younger) microfossils in the chert of the La Tinta Formation*, Bol. Geociencias USP, V (9): 57-152, São Paulo.
- Ford, T. D. y W. J. Breed, 1969. *Preliminary Geological Repport of the Chuar Group, Grand Canyon, Arizona*, In: Baars (ed.), Four Corners, Geol. Soc. Grand Canyon Grideb., 114-122.

- 1972. *The problematical Precambrian fossil Chuaria*, Proc. 24 th Int. Geol. Congr., Montreal, 1, 11-18.
- 1973. *The problematical Precambrian fossil Chuaria*, Paleont., 16 (3), Londres.
- Ford, T. D., W. J. Breed y Mitchell, 1972. *Name and age of the Upper Precambrian Basalts in the Eastern Grand Canyon*, Bull. Geol. Soc. of America, 83- 223-226.
- Glaessner, M. F., 1966. *Predambrian Paleontology*, Earth Sci. Rev. 1, 29-50.
- González Bonorino, F., 1954. *Geología de las Sierras Bayas, Partido de Olavarría (Bs. Aires)*, Lemit, Serie II, 55, 5-37 (La Plata).
- Hantzschel, W., 1962. *Trace fossils and Problematics*, In: Moore, R. C. (ed.). *Treatise on Invert. Paleont. part W (Miscellanea)*, W. 177-245, Univ. Kansas.
- Hofmann, H. J., 1971. *Precambrian fossils, pseudofossils and Problematica in Canadá*. Bull. Geol. Survey Can., 189, 149 págs.
- Holmberg, H., 1972. *Tandilia*, in: *Geología Regional Argetina*, A F. Leanza, edit., Ac. Nac. Cs., Córdoba.
- Irwing, M., 1965. *General theory of epeiric clear wather sedimentation*, Bull. Am. As. Petrol. Geol., 49: 445-459.
- La Berge Gene, 1967. *Microfossils and Precambrian Iron-Formations*, págs. 331-342, 2 figs., 4 pls., Dept. Geol. Wisconsin State Univ. Oshkosh, Wisconsin, 78 (3).
- Magnusson, N. H., 1965. *The Precambrian History of Sweden*, Quat. Journ. Geol. Soc., 121: 1-29.
- Manum, Svein, 1967. *Microfossils from late Precambrian sediments around Mjisa, Southern Norway*, Norges Geologiske Undersokelse, N° 251 (5).
- Nágera, J. J., 1932. *Primera Carta Geológica General de Tandilia, Buenos Aires*.
- Pflug, H. D., 1966. *Structured organic remains from the Fig Tree Series of the Barberton Mountain Land*. Univ. Witwatersrand Johannesburg-Economic Geology Information Circular N° 28.
- Roblot, M. M., 1964. *Sporomorphes du Precambrian Armoricaín*, Ann. Paleont., 50 (2), 105-110.
- Schidlowski, M., 1966. *Zellular strukturierte Elemente aus dem Prakambrium des Witwatersrand - System (Sudafrika)*, Z. deutsch Geol. Ges. Bd. 115 (2, 3) Hann.
- 1971. *Probleme der atmospherischen Evolution in Prakambrium*, Geol. Rund. Bd., 60 (4).
- Schindewolf, O., 1956. *Uber Prakambrische fossilien*, In: Lotze (edit.), Geotekton. Symp., 20 H Stille, 455-480.
- Teruggi, M. y J. Kilmurray, 1975. *Tandilia*, Relatorio VI Congr. Geol., Arg., 55-77.
- Timofeev, B. V., 1963. *On organic remains in the Eocambrian of Norway*, Norsk Geol. Tidsskr. 43 (4).
- Tyler, S. A., y E. S. Barghoorn, 1954. *Occurence of Structural y Preserved plants in Precambrian rocks of the Canadian Shield*, Science 119: 606-608.
- Valencio, D., A. M. Sinito y J. F. Vilas, 1980. *Paleomagnetism of U. Precambrian rocks of the La Tinta Fm., Argentina*, Geophys. J. R. astr. Soc. 62, 563-575.
- Wenz, 1938. *Gastropoda*, In: Schindewolf (ed.): *Handbuch der Palaozoologie*, 6 (1): 240.
- White, D., 1928. *Study of the fossil floras of the Grand Canyon*, Carn. Inst. Yearb., 27: 389-390.
- Yu-Sheng Sin, y Kui-Chilu Liu, 1972. *On Sinian Micropalaeo-flora in Yenliao region of China, Peking, China*, August, 1972.

Recibido: 19 de julio, 1982.

Aceptado: 2 de junio, 1983.

ELBA D. POTHE DE BALDIS
Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548, 2º
1060 Buenos Aires.

BRUNO A. BALDIS
Museo Argentino de Ciencia Naturales,
CONICET,
Av. Angel Gallardo 470
Buenos Aires.

JORGE CUOMO
Subsecretaría de Minería.
Av. Santa Fe 1548, 14
1060 Buenos Aires.

DEPOSITOS VOLCANICLASTICOS HOLOCENOS DE FONDOS LACUSTRES

MARIO M. MAZZONI

Resumen

Se estudian las características sedimentológicas de numerosas unidades sedimentarias pertenecientes a dos testigos de fondo de alrededor de 4,2 m de longitud, de los lagos Trébol y Moreno, Prov. de Río Negro, República Argentina. Entre los diferentes rasgos descriptos, se dan a conocer los caracteres texturales (porcentil 1, porcentos de arena mediana y gruesa, medidas de tendencia central, desviación standard, histogramas y gráficas acumulativas) y composicionales de las fracciones arenas gruesa y fina (porcientos minerales de especies livianas y pesadas) que denotan carácter francamente piroclástico.

Se observa en ambos testigos la repetición de los mismos tipos litológicos, los que sin embargo, son difíciles de correlacionar por la variabilidad de microfácies, espesores y litologías. Se discute la posible génesis y clasificación de los sedimentos, considerándose que los mismos pueden haberse originado bajo un conjunto de condiciones variadas, con fuerte incidencia de procesos selectivos dentro de los cuerpos lacustres.

En base a la información obtenida, el Trébol manifiesta un ritmo sedimentario más activo que el Moreno.

Introducción

La presente contribución tiene por objetivo la ampliación de la información sedimentológica aportada en dos estudios anteriores (Valencio *et al.*, 1982; Sinito y Mazzoni, 1982), los que por su naturaleza interdisciplinaria sólo incluyeron datos sedimentológicos generales. En esos trabajos se dieron a conocer además la información geográfica, geológica y rasgos generales de los lagos Moreno y Trébol, por lo que a ellas se remite al lector interesado en esos temas.

Es nuestra opinión que los conocimientos aquí aportados revisten considerable interés bajo diversos aspectos. Entre ellos destacamos el escaso conocimiento de detalle de las características de los depósitos lacustres, especialmente en lo que hace a sus distribuciones granulométricas, y aún más por tratarse de sedimentos de origen netamente piroclástico-volcánico, carácter netamente com-

Abstract

Sedimentological characters from many sedimentary units belonging to two lake bottom cores (Trébol and Moreno, province of Río Negro, Rep. Argentina) 4,2 m long. are studied. Among other features, textural (1 percentile, medium and coarse sand percentages, central tendency measures, standard deviation, histograms and grain size cumulative distributions) and compositional ones, (percentages of heavy and light components) are analyzed. They mainly suggest a predominant pyroclastic provenance.

Both cores are characterized by the recurrence of similar lithologic units; in spite of this fact, correlation is not simple because of microfácies, thicknesses, and lithologic variability.

Classification and genesis of deposits are discussed. It is concluded that sediments may have been deposited through a complex set of conditions, among which selective processes within the lake may have played an important role.

Additional information is coherent with our results referring to a higher rate of sedimentation for Trébol lake.

plejante de la sedimentación que aquí se analiza, y que, a excepción del trabajo de Allison, 1945 cuenta con pocos antecedentes bibliográficos específicos.

Es intención de este trabajo, además de la caracterización de los depósitos, analizar la influencia del ambiente sobre la sedimentación piroclástica.

En este sentido, y al contarse con testigos de dos lagos diferentes, es posible analizar asimismo la repercusión regional o local de eventos geológicos y la probable correlación de los mismos. Debemos dejar aclarado, sin embargo, que la correlación estratigráfica entre los testigos será encarada en una tarea interdisciplinaria y que será resultado de la evaluación de toda la información obtenida (paleomagnética, isotópica, micropaleontológica y sedimentológica) que se dará a conocer en una próxima contribución.

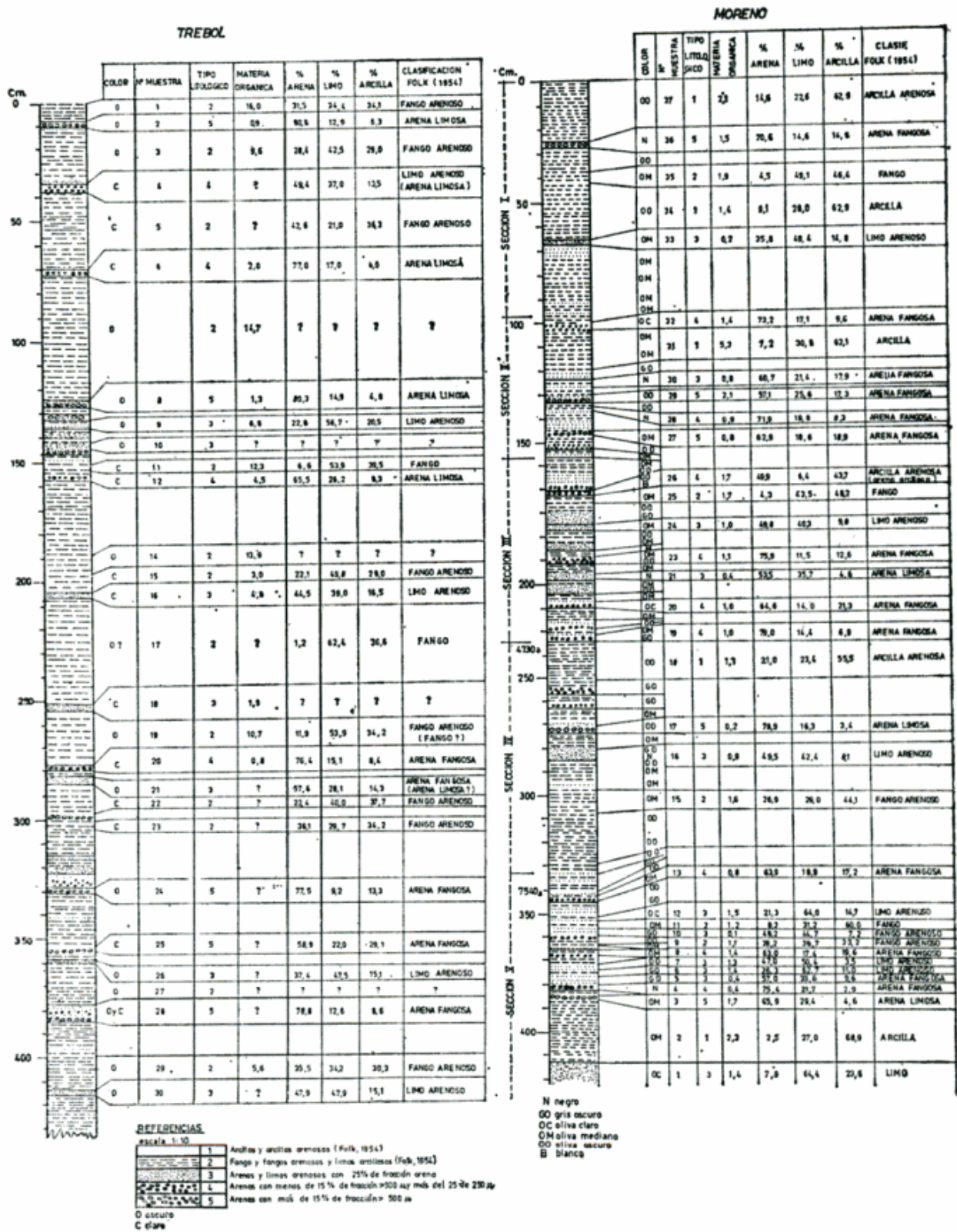


Fig. 1. — Columnas litológicas de los testigos Trébol y Moreno.

CUADRO 1

LAGO TREBOL									LAGO MORENO									
M.	P ₁	% 500	% 250	Md \oplus	Mo	% 30	% 1	STD	M.	P ₁	% 500	% 250	Md \oplus	Mo	% 30	% 1	STD	
1	1,1	0,9	10,3	4,9	16-32	49,6	25,0	-										
2	-0,2	42,1	69,1	1,1	500-1000	16,7	5,1	2,5	37	1,5	0,2	3,1	10,5	2-4	78,0	52,6	-	
3	0,7	2,1	16,4	5,5	32-64	55,8	18,0	-	36	0,2	25,7	70,1	1,4	250-500	26,8	9,2	3,3	
4	-0,6	16,0	27,3	4,1	125-250	39,4	8,5	3,2	35	2,3	0,4	0,84	7,6	31-62	78,7	25,3	-	
5	1,2	0,8	8,1	5,2	125-250	51,1	21,7	-	34	1,5	0,3	2,1	8,7	2-4	78,1	43,3	-	
6	0,2	5,2	53,4	1,9	250-500	13,8	1,2	-	33	0,7	1,8	8,0	5,1	125-250	51,2	7,4	2,6	
8	-0,4	17,9	35,8	2,4	125-250	11,7	4,2	1,9	32	0,8	1,4	55,8	1,9	250-500	17,6	4,5	2,2	
9	0,9	0,9	4,2	4,4	32-64	35,7	17,8	-	31	2,1	0,2	1,2	9,3	16-32	84,4	45,3	-	
11	2,7	0,0	0,5	7,6	4-8	86,1	29,1	-	30	1,4	0,9	15,5	3,2	125-250	29,3	12,0	3,0	
12	0,7	1,8	39,0	2,1	250-500	30,6	0,0	2,4	29	1,2	23,1	33,7	3,6	63-125	32,2	12,4	3,9	
15	2,0	0,2	0,9	5,4	32-62	57,8	15,9	3,1	28	1,0	0,8	39,5	2,2	250-500	19,2	5,2	1,8	
16	0,7	2,0	11,3	4,4	62-125	44,0	11,2	3,1	27	0,3	26,7	50,1	2,0	250-500	30,0	13,4	3,9	
17	4,0	0,0	0,4	7,1	4-8	82,6	13,8	2,1	26	0,5	7,7	25,5	3,5	250-500	27,0	30,6	-	
19	1,8	0,3	1,3	6,6	16-32	79,2	28,0	2,7	25	3,1	0,0	0,3	7,9	16-32	86,4	37,0	-	
20	0,5	4,1	50,8	2,0	250-500	17,0	7,5	1,7	24	1,6	0,2	6,1	4,0	250-125	31,7	1,5	1,8	
21	0,9	1,4	17,5	3,4	125-250	30,2	7,5	2,3	23	0,9	1,5	46,0	2,1	250-500	18,7	8,1	2,3	
22	0,2	2,0	4,0	6,7	2-4	63,2	20,0	-	22	1,1	0,6	14,1	2,8	125-250	31,1	2,8	2,1	
23	0,4	2,4	8,1	6,2	4-8	58,2	19,0	-	21	1,2	0,5	12,5	3,8	125-250	29,8	5,1	2,2	
24	0,1	15,1	57,0	1,7	250-500	18,6	18,0	2,7	20	1,0	0,8	34,0	2,2	250-500	31,0	12,3	3,5	
25	0,3	18,2	50,1	2,0	250-500	37,8	24,1	-	19	0,3	8,1	56,5	1,8	250-500	15,8	3,5	1,6	
26	1,6	0,2	2,9	5,0	16-32	52,2	6,5	2,5	18	1,4	0,3	55,5	8,3	2-4	76,6	33,1	-	
28	-0,1	35,8	64,9	0,6	500-1000	16,1	5,0	3,5	17	0,4	29,3	52,1	1,8	500-1000	13,2	1,3	2,1	
29	-0,1	2,9	10,2	5,9	125-250	60,8	15,0	-	16	0,6	2,3	11,6	4,0	63-125	32,3	0,3	2,0	
30	1,1	0,8	3,7	4,0	125-250	38,1	9,5	3,6	15	1,3	0,5	6,2	7,3	1-2	61,0	28,0	-	
Pm.	0,82	7,51	22,8	4,17	125-250	43,6	13,6	2,7	14	2,2	0,0	0,7	9,3	31-62	84,4	44,6	-	
Máx.	0,4	42	69,1	7,6	500-1000	86,1	25	1,9	13	0,7	4,3	31,5	2,6	250-500	24,7	10,5	2,9	
Min	2,7	0	0,4	0,6	2-4	11,7	0	3,6	12	2,6	0,1	0,4	5,4	16-32	58,3	7,4	1,9	
									11	1,7	0,2	2,0	9,1	31-62	78,1	45,5	-	
									10	1,7	0,1	2,6	4,1	62-125	35,5	2,5	1,7	
									9	1,6	0,7	5,0	5,4	62-125	54,8	16,8	3,5	
									8	1,3	0,1	32,1	2,4	250-500	31-1	7,4	3,1	
									7	1,8	0,3	1,4	4,0	62-125	17,7	1,5	1,3	
									6	0,6	2,1	11,7	5,8	8-16	67,7	2,1	2,3	
									5	0,8	2,5	23,9	3,5	250-500	23,6	3,0	2,1	
									4	1,2	0,9	29,8	2,2	125,250	14,3	1,0	1,5	
									3	0,2	14,3	38,0	2,6	250-500	23,8	0,1	2,4	
									2	2,5	0,0	0,7	9,1	2-4	91,6	37,8	-	
									1	3,00	0,1	0,3	6,1	16-31	79,6	37,7	1,9	
									Min	1,2	0,0	0,3	1,8	1-2	32	0,0	1,3	
									Max	3,60	29,3	70,1	10,5	250-500	91,8	52,6	3,9	
									Pm.	1,18	4,41	19,75	4,90		45,6	16,5	3,41	

M: Muestra; P₁: porcentil 1; % 500: Porcentaje mayor a 500 micrones; % 250: Porcentaje mayor a 250 micrones; Md \oplus : Mediana Phi; Mo: Moda en micrones; % 30: Porcentaje menor a 30 micrones; % 1: Porcentaje menor a 1 micron; STD: Desviación Standard (Inman, 1949); Pm: Promedio; Máx: Valor máximo; Min: Valor mínimo; Pm.: Valor promedio.

Características granulométricas de los sedimentos

En la figura 1 se reproducen los contenidos de las clases granulométricas mayores de los sedimentos de ambos lagos, como así también los contenidos de materia orgánica, los

que han sido analizados, junto a las estructuras sedimentarias, en contribuciones anteriores (Valencio *et al.*, 1982; Mazzoni y Sinito, 1982).

La información provista en esta contribución se presenta resumida en el cuadro 1, y que obtenida mediante las técnicas y meto-

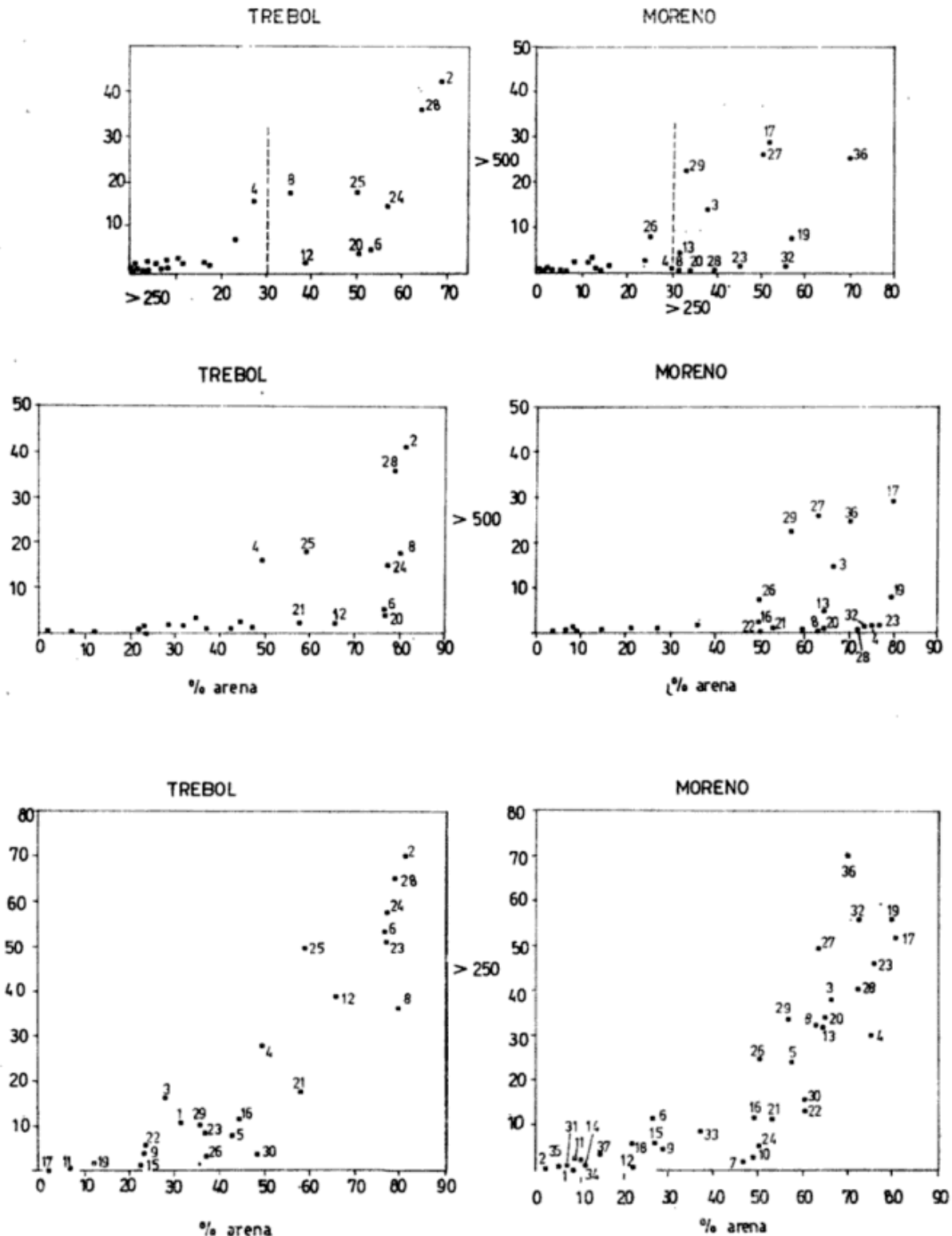


Fig. 2. — Relación entre % > 500 μ , % > 250 μ y % de arena.

dologías detalladas en Valencio *et al.* (*op. cit.*), se pasa a analizar a continuación.

Porcentil 1 (P 1)

Ha sido utilizado, junto con los valores de porcentos más gruesos a 500 micrones y de porcentos más gruesos a 250 micrones como elementos expresivos de cambios granulométricos marcados en el extremo grueso de las distribuciones de tamaño, no siempre reflejados con justeza por las medidas de tendencia central. A este respecto, se señala que la casi permanente presencia de fracciones finas en casi todas las muestras, obliga a buscar diferencias en el extremo grueso de las distribuciones donde se presentan cambios texturales, y aún composicionales en el sedimento.

Los valores registrados indican un rango de variación muy amplio —de -1,2 a 3,0 \emptyset — y frecuente presencia de porcentiles 1 bastante gruesos para el ambiente (cuadro 1). Se advierte de la comparación de los valores obtenidos para ambos lagos, que los del Moreno son algo más finos.

Porcentaje de material más grueso a 500 micrones ($\% > 500$) y a 250 micrones ($\% > 250$)

Estos valores, en el caso de los testigos estudiados reflejan en mayor medida los cambios granulométricos megascópicos que la mediana, y han sido utilizados como elementos determinativos de arenas finas, medianas y gruesas (Valencio *et al.*, 1981). Al respecto se advierte la ausencia de correlación lineal entre contenido de arena y estos parámetros. En efecto, de la confrontación entre los porcentos mayores a 250 y 500 micrones y los de estos con los contenidos de arena (fig. 2), se advierte que para porcentos de arena importantes existen dos grupos de muestras bastante diferenciados. Por un lado, las que tienen porcentos altos de la fracción mayor a 500 micrones, que serían las arenas más gruesas del perfil, y el otro, las que presentan alto contenido de fracción mayor a 250 (más del 25 %) y baja por encima de 500 (cuadro 2), que representan respectivamente los tipos litológicos 5 y 4 de la figura 1. El resto de las arenas representan las litologías N° 3 de la misma ilustración.

En la figura 2 queda evidenciada la existencia de dos comportamientos al crecer el contenido de arena. Por un lado, los sedi-

CUADRO 2. — Tipos texturales para porcentos más gruesos que 500 μ .

% 500 μ > 15 %		% 500 μ < 15 %	
Trébol	Moreno	Trébol	Moreno
2	17	6	19
28	36	20	32
25	27	12	23
24	29	8?	8
8	3	4?	13
4			20
			4
			28

mentos que aumentan sus fracciones mayores de 250 v 500 μ en baja proporción, y por otro, las que lo hacen bruscamente sin existir aumento ostensible con contenidos de arena total.

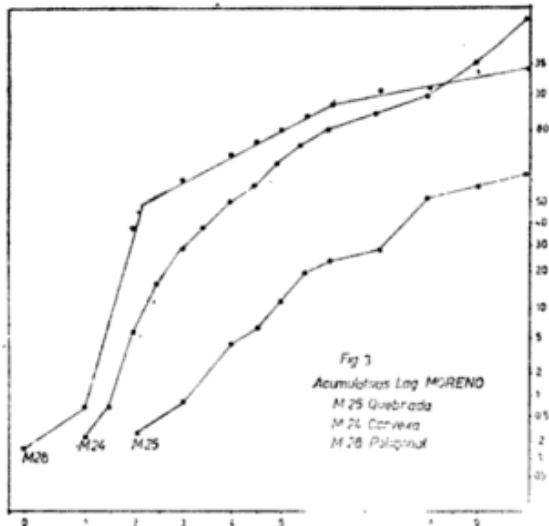
La franca separación de ambos grupos con contenidos de arena total semejantes, permite suponer la actividad de mecanismos sedimentarios bastante diferentes para unas y otras arenas. La misma segregación queda también ilustrada en el gráfico $\% > 500\mu / \% > 250\mu$ (fig. 2). Como se verá más adelante, las muestras ubicadas en el lado derecho del cuadro 2 corresponden, en gran parte, a tipos composicionales bien definidos (piroarenitas y cenizas cristalinas; cf. composición).

La media de ambas fracciones (cuadro 1) señalan la menor granulometría del Trébol.

Mediana

Debido a que gran parte de las muestras analizadas son de grano sumamente fino (cuadro 1) y han debido dejarse de analizar granulométricamente en acumulativos muchas veces bastante inferiores al 100 %, se ha considerado este parámetro en lugar de la media. No obstante, en el cuadro 1, aparte de la mediana, se incluyen los valores de media de Folk y Ward (1957) en los sedimentos donde fue posible establecerla. Al respecto, es remarcable la sistemática y constante mayor fineza que expresa las media respecto a la mediana. Esta característica refleja la abundancia de finos, ya comentada anteriormente, que queda graficada por largas colas pelíticas en las gráficas acumulativas (M28, fig. 3), que desplazan asimétricamente el porcentil 84 en esa dirección.

El rango de variabilidad de la mediana es



también amplio ya que sus valores van de 0,6 a 7,6 ϕ ; su valor promedio es de 4,17 ϕ ; los del Trébol vuelven a mostrar valores más gruesos que los del Moreno (cuadro 1).

Histogramas y modas

Los histogramas y modas reúnen caracteres bastante semejantes para ambos cuerpos lacustres por lo que también se analizarán en conjunto.

Uno de los rasgos que más llama la atención es la alta heterogeneidad granulométrica de los sedimentos, los que se manifiestan, en la mayoría de los casos como gráficos de frecuencia de tipo bi o polimodal (a escala 1 ϕ), con modas primarias y secundarias en limo y/o arena. Las modas principales son casi siempre de tipo poco marcado y prácticamente la mitad de las veces corresponden a arena fina o mediana (cuadro 3).

Llama la atención dentro del conjunto de muestras analizadas, la existencia de un conjunto de muestras con moda y admixturas proximales abundantes hacia la zona gruesa de al distribución —que podríamos definir groseramente como de asimetría positiva— que son evidentemente y de acuerdo con el muestreo realizado, muy minoritarias (cuadro 4).

Las muestras que no se incluyen en este cuadro tienen distribuciones muy heterogéneas con ubicación dudosa en el esquema.

Las muestras de asimetría positiva coinciden casi exactamente con las presentadas en el cuadro 2, que corresponden a los tipos litológicos más gruesos (litologías 4 y 5 de Valencio *et al.*, 1981).

Las distribuciones asimétricas negativas son bastante más comunes en el Moreno, lo que denotaría condiciones de sedimentación menos activas, que han permitido la mejor segregación de los materiales finos. Debemos señalar que la mayoría de las muestras con asimetrías positivas presentan moda principal en arena mediana; las excepciones a esta regla están dadas por las muestras M17 (arena gruesa), M4 (arena fina), M3 (arena muy fina); T8 (arena fina), T28 (arena gruesa) y T30 (arena fina).

Las distribuciones asimétricas negativas son características de los sedimentos más finos, y tal como acontece con las simétricas de grano intermedio, parecen corresponder a tipos litológicos de variada composición.

Porciento menor a 30 micrones

Los valores promedio bastante parecidos para ambos lagos (cuadro 1) denotan la alta participación general de finos en las muestras. Aún las arenas más gruesas llevan vo-

CUADRO 3. — Frecuencia de grados modales.

Clases de tamaño	Trébol Porciento de casos	Moreno Porciento de casos
Arena gruesa	8,3	2,7
Arena mediana	20,8	32,4
Arena fina	25,0	16,2
Arena muy fina	4,1	13,5
Limo grueso	12,5	8,1
Limo mediano	12,5	10,8
Limo fino	—	2,7
Limo muy fino	12,5	—
Arcilla	4,1	13,5

CUADRO 4. — Simetría de las distribuciones en base a la morfología de histogramas.

	Asimétrica positiva	Simétrica	Asimétrica negativa
Trébol	2, 6, 8, 12, 20, 25, 28, 30 ?	1, 2, 8, 9, 15 16, 19, 26	19, 22, 29, 26
Moreno	36, 32, 28, 23, 20, 19 17, 13, 8, 5, 4, 3	29, 16, 12, 10, 9, 7, 1	37, 35, 34, 31, 25, 18, 15, 14, 11, 2

lúmenes apreciables de este material, cuyos mínimos son también semejantes (11,7 para T8 y 13,2 para M17). Los máximos corresponden a 86,1 (T11) y 88,9 (M2). Los valores más altos y más bajos encontrados se dan a conocer en el cuadro 5.

Desde el punto de vista textural los volúmenes de material menor a 30μ hace que todas las arenas presentes adquieran una configuración textural equivalente a las de las wackes de Williams *et al.* (1954) o las grauvacas de Pettijohn (1957).

Material coloidal

Siguiendo el criterio de Reid (1963), hemos designado como tal a todo el material de grano más fino a 1μ , al que no hemos analizado granulométricamente. Debemos señalar al respecto, que desconocemos cualquier otra característica de este material, que alcanza en numerosas muestras, especialmente en el Moreno, cantidades sorprendentemente altas (cuadro 1). Las muestras con valores límites para ambos lagos se dan a conocer en el cuadro 6.

La confrontación de valores de ambos lagos, demuestra la menor granulometría

general de los correspondientes al Moreno (cuadro 1).

Desviación Standard

Los valores determinados, tanto para las pelitas como para las psamitas, son bastante altos, ilustrativos del escaso seleccionamiento general de los sedimentos (cuadro 1) ya anticipados en otros acápites. Los coeficientes que se detallan corresponden a los de Inmann (1949). Al respecto se señala, tal como fuera hecho para las medidas de tendencia central, que no se utilizaron los convencionales de Folk y Ward (1957) en virtud de que numerosas muestras no alcanzan el 95 % de la distribución de tamaños hasta 1 micrón, límite de nuestro análisis granulométrico. Con todo, faltan valores para algunas muestras que presentan percentil 84 indeterminado. Sin embargo, esta circunstancia no cambia lo anteriormente expresado puesto que esas muestras son seguramente aún menos seleccionadas.

Gráficas acumulativas

Fueron representadas en papel probabilístico para cada una de las muestras de

CUADRO 5. — Muestras con valores máximos y mínimos de material más finos a 30μ .

Trébol	Máximos		Trébol	Mínimos	
	Trébol	Moreno		Trébol	Moreno
11, 17, 19, 22, 29	2, 19, 31, 14, 1, 4, 5		8, 6, 28, 2, 20	17, 19, 32, 7, 4, 28	

CUADRO 6. — Muestras con valores máximos y mínimos de material más fino a 1μ .

Trébol	Máximos		Trébol	Mínimos	
	Trébol	Moreno		Trébol	Moreno
1,5,22,3,24,9	37,11,9,14,5		12,6,8,28,2	3,16,4,17,24	

ambos testigos; a partir de las mismas se calcularon los parámetros anteriormente comentados.

De acuerdo a los caracteres generales se advierte que gran número de muestras se apartan de los diseños típicos de 2 ó 3 segmentos rectos, que han sido atribuidos a poblaciones de tamaño originadas en diferentes mecanismos de transporte y/o sedimentación (Moss, 1962, 1963; Visher, 1965, 1969; Mazzoni, 1977) que aquí designaremos como *poligonales*. En efecto, en los sedimentos analizados aparecen otras configuraciones distintas que hemos denominado *quebradas* —con gran número de segmentos cortos y de pendiente bastante dispar— y *convexas*, donde los puntos tienden a alinearse según un trazo curvo más que según tramos rectos (figuras 3 y 4). Estos últimos se hacen particularmente más comunes en las muestras del lago el Trébol (cuadro 7).

CUADRO 7. — Frecuencia de los diferentes diseños acumulativos.

	Poligonales	Convexas	Quebradas
Moreno	56,7	16,2	27,0
Trébol	37,5	12,5	50,0

Los diseños anteriormente citados se han analizado en función de otras variables, con

las que se han encontrado relaciones de tipo estadístico. Así, en el cuadro 8, puede confrontarse la establecida con el tamaño de grano y la composición (véase composición y clasificación) de la clase granulométrica 125-250 micrones. A través de ellas se advierte que las distribuciones granulométricas más normales corresponden a las arenas de granulometría más gruesa y con escasa participación de vitroclastos; las tobas s.st. ácidas —a excepción de la Moreno 1, única ceniza vítrea típica— configuran distribuciones no *poligonales*. Debemos señalar asimismo que las arenas medianas y finas se caracterizan por la constancia de un truncamiento grueso alrededor de 2,0 ϕ —varía de 1,5 a 2,6 ϕ — y otro más fino, alrededor de 6 ϕ (fig. 3, M28) a veces ausente, u otras veces cercano a 9 ϕ aproximadamente. Las gruesas en cambio son de 3 ó 4 segmentos, con el primer punto de inflexión más grueso (entre -0,4 y 1,7 ϕ ; fig. 3, M28).

En base a los resultados hallados se considera que gran parte de los sedimentos más gruesos y más desprovistos de vitroclastos, por sus distribuciones regulares y afines con modelos establecidos, han estado sometidos a condiciones cinéticas, cuyo resultado son las diferentes poblaciones que en ellos aparecen. En nuestra opinión, los diseños *quebrados* y *convexos* pueden representar depósitos poco o nada elaborados, que reflejarían esencial-

CUADRO 8. — Frecuencia de diseños acumulativos según granulometría y composición.

	Granulometría				Composición			
	Polig.	Conv.	Quebr.		Polig.	Conv.	Quebr.	
Moreno	60	—	40	Sensu stricto	Moreno	33	—	66
Trébol	—	—	—	(ácida)	Trébol	—	—	100
Moreno	—	20	80	Sensu stricto	Moreno	60	20	20
Trébol	—	—	—	(básica)	Trébol	50	25	25
Moreno	64	9	27					
Trébol	60	20	20	Cenizas y piroar. Lític.	Moreno	53	16	31
					Trébol	50	10	40
Moreno	70	20	10	Cenizas y piroar.	Moreno	78	11	11
Trébol	20	—	80	Crist.	Trébol	33	17	50
Moreno	67	33	—					
Trébol	60	20	20					

1: arcillas y arcillas arenosas; 2: fangos, fangos arenosos y limos arcillosos; 3: arenas finas y limos arenosos; 4: arenas medianas; 5: arenas gruesas.

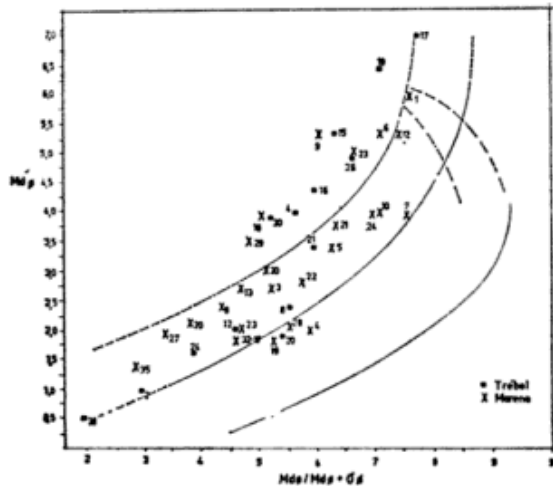


Fig. 4. — Ubicación de muestras del Trébol y de Moreno en el diagrama de Fisher (1966).

mente la distribución de tamaños del material aportado a la cuenca de sedimentación. No se descarta tampoco que buena parte de los mismos esté reflejando mezcla de unidades sedimentarias, habida cuenta de la extrema delgadez de las mismas y a pesar de las precauciones tomadas con el muestreo.

Composición mineralógica

Fue determinada sobre dos fracciones granulométricas diferentes. La gruesa fue observada bajo lupa binocular en la de 500-1000 micrones, o en la inmediatamente más fina cuando faltaba o escaseaba. La fina, en cambio se analizó siempre microscópicamente sobre la fracción 125-250 micrones. En el cuadro 9 se dan a conocer las relaciones porcentuales de los distintos componentes encontrados. A este respecto, debemos consignar el alcance semicuantitativo de los valores presentados, ya que los mismos no responden a conteos de cada espécimen mineral o petrográfico en cada una de las muestras, sino a apreciaciones de los contenidos en el total del preparado. Si bien la subjetividad implícita del método lo hace susceptible a un margen amplio de error, el elevado número de muestras analizadas, y el objetivo del análisis composicional, destinado a la detección de cambios mineralógicos conspicuos, fueron los factores condicionantes en el empleo de esta forma de trabajo, más que el reconocimiento de cambios sutiles en los contenidos minerales. Por otra parte, por tratarse siempre del mismo operador, muy probablemente los errores de apreciación tu-

vieron el mismo sentido o signo para todas las muestras.

Los componentes más abundantes y continuos en ambos testigos son prácticamente los mismos que determinara Laya (1977) para el equivalente subaéreo de estos sedimentos y coinciden muchas veces con los de efusiones recientes; otros discontinuos y escasos no han sido evaluados por las características anteriormente apuntadas de este análisis. Los componentes principales se detallan a continuación. *Líticos volcánicos*. Son muy abundantes en gran parte de las muestras (Cf. cuadro 9) y responsables, junto con la materia orgánica, de la coloración grisácea o negruzca de los sedimentos ricos en estos componentes. En su mayor parte corresponden a fragmentos de basaltos macizos, a veces poco alveolares afaníticos, poco traslúcidos al microscopio donde se advierten microlitos de plagioclasa y olivina. Se han observado asimismo líticos de carácter más porfírico de coloración grisácea y morada con fenocristales de plagioclasa e hipersteno. Esta variedad petrográfica se asigna comúnmente como taquilita (Heiken, 1978).

En la fracción de 500 micrones se han separado de este grupo las *escorias*, componentes altamente vesiculares de coloración gris oscura a negra, raramente rojizas. Esta distinción es dificultosa en la fracción 125-250 micrones, motivo por el cual se agrupan ambos tipos como líticos volcánicos.

Vidrio básico: su participación en la fracción de 500 micrones es escasa, a excepción de las muestras más superficiales; por este motivo y por la dificultad de diferenciarlo muchas veces de las escorias sus porcentajes se han contado como tales en las fracciones gruesas. Este componente se presenta como fragmentos de coloración castaño verdosa oscura, con aspecto brillante y numerosas burbujas y canalículos interiores. Son de formas irregulares pero no angulosas, con aspecto que muchas veces recuerda la superficie cordada de las coladas basálticas, otras veces ahusados con formas de gotas (achnelitos), todas morfologías afines con la de eyectos de baja viscosidad. Estas variedades de vitroclastos se designan comúnmente como sideromelano (Heiken, *op. cit.*). Muchas veces la superficie de estos fragmentos aparece con aspecto muy finamente esmerilado, que contrasta con el fuertemente vítreo o resinoso que se observa en la superficie de fracturas frescas del mismo individuo, donde es fácil advertir

CUADRO 9. — Composición del grado arena - Lago El Trébol.

Muest.	Fracción mayor a 500 micrones										Fracción 125-250 micrones										Clasificación TextiComposicional	
	Lit.	Esc.+ V. Bas	Vidrio		Plg	Litic. Volc.	Vid. Bas.	Vid. Púm.		Mac.	Plag.	Min. Pes.	Hp.	Au. Ol.	Hn.	(1)	Pettijohn 1957					
			Blanca	Mac.				Mac.	ác.													
1	65	20	10	1	5	30	62	x	x	8	x	1,5	-	x	CP	S. st. (bás.)	Vítrea (bás.)					
2	95	1	3	-	1	19	65	-	-	13	-	1,0	0,5	x	C	S. st. (bás.)	Vítrea (bás.)					
3	29	70	x	-	x	30	73	x	x	5	x	1,0	1,0	-	CP	S. st. (bás.)	Vítrea (bás.)					
4	5	2	45	23	25	3	3	51	29	9	41	4,5	1,5	-	C	S. st. (ác.)	Vítrea (ác.)					
5	1	1	80	13	2	x	x	50	41	7	1	1	1	-	CP	S. st. (ác.)	Vítrea (ác.)					
6	2	2	92	-	6	x	-	4	1	32	63	63	-	-	C	Cristalina	Cristalina					
8	50	.48	1	-	1	80	15	-	-	4	1	-	-	x	C	Piroar. (lit)	Lítica					
9	92	2	1	2	3	77	15	x	x	6	2	-	1	x	PC	Piroar. (lit)	Lítica					
12	-	-	95	-	5	4	-	-	-	20	76	73	3	-	C	Cristalina	Cristalina					
14	52	37	-	-	5	63	25	3	x	6	3	-	3	-	? Lítica	Lítica	Lítica					
15	40	.40	4	15	1	47	8	13	12	18	2	1,25	0,5	0,25	PC	Lítica	Lítica					
16	3	3	94	-	x	65	10	4	3	12	6	2	2	-	C	Piroar. (lit)	Lítica					
17	6	4	87	x	3	5	15	56	2	10	2	1	-	-	P	S. st. (ác.)	Vítrea (ác.)					
18	6	4	87	-	3	66	7	7	x	18	6	5	1	-	? Piroar. (lit)	Lítica	Lítica					
19	32	55	x	-	12	62	20	6	2	8	2	0,8	0,8	0,4	PC	Lítica	Lítica					
20	2	x	97	-	x	13	1	3	1	57	25	20	5	-	C	Piroar. (cr)	Cristalina					
21	38	60	x	-	2	55	22	2	-	15	7	7	2	5	C	Piroar. (lit)	Lítica					
22	25	10	60	-	4	60	5	x	x	22	12	7	-	-	PC	Piroar. (lit)	Lítica					
23	70	12	2	2	10	25	x	37	2	25	10	6	2	-	CP	Cristalina	Vítrea (ác.)					
24	49	49	2	-	-	60	35	-	-	4	2	-	0,4	1,6	C	Lítica	Lítica					
25	60	5	-	-	-	36	45	4	1	8	6	x	1	2	C	S. st. (bás)	Vítrea (bás)					
26	85	x	-	-	15	76	15	x	-	15	6	1	2	3	CP	Piroar. (lit)	Lítica					
27	-	-	-	-	-	18	-	4,5	34	10	4	x	x	-	? S. st. (ác.)	Vítrea (ác.)	Vítrea (ác.)					
28	67	18	-	-	0	50	36	x	-	9	15	0,5	0,5	3	? Piroar. (lit)	Lítica	Lítica					
29	-	15	35	1	20	42	x	8	-	35	4	7	4	3	C	Piroar. (cr)	Cristalina					
30	63	10	15	x	10	76	18	-	-	4	2	1	0,5	0,5	CP	Piroar. (lit)	Lítica					

Referencias: Muest.: Muestra; Lit.: Líticos. Esc. + V. Bás.: Escoria + vidrio básico; Vid. Mac.: Vidrio macizo; Min. Pes.: Minerales pesados; Plg.: Plagioclasa; Lític. Volc.: Líticos volcánicos; Vid. Bas.: Vidrio básico; Pum.: Pumiceo; Mac. Maciza; Hp.: Hipersteno; Au.: Augita; Ol.: Olivina; Hn.: Hornblenda; Text.: Textural; CP.: Ceniza Púlvica; C.: Ceniza; P.: Polvo; (1): Según clasificación de Teruggi et al. (1978), Piroar.: Piroarenita; Bás.: Básica; S. st.: Sensu stricto; Lít.: Lítica; Cr.: Cristalina; ácid.: ácida.

también numerosas burbujas. El índice de refracción de este material es cercano a 1,57.

Vidrio ácido: Se presenta en ambas fracciones granulométricas tanto en las variedades macizas como pumíticas, las primeras mucho más abundantes en las fracciones de tamaño más finas. Las trizas pumíticas gruesas son de color blanquecino, forma subcuante, aparentemente bastante redondeadas y aspecto esponjoso. Llevan frecuentemente en su seno fenocristales de hipersteno y de plagioclasa.

Las trizas macizas (bubble-wall shards), Fisher (1963), en cambio, cuando presentes en la fracción de 500 micrones son altamente angulosas y bien traslúcidas, de muy baja esfericidad y por lo general incoloras. En cambio en la fracción más fina se hacen más comunes las trizas vítreas de coloración castaño pálida u oscura de textura pumítica las más de las veces. El índice de refracción del vidrio incoloro es cercano a 1,50 y el del coloreado ligeramente más alto. Es bastante frecuente la presencia de adherencias vítreas sobre fenocristales de plagioclasa o hipersteno (cristales mixtos de Peltz, 1972) en numerosas muestras; en otras, en cambio, y en general en aquellas con alguna señal de elaboración epiclástica, los cristales aparecen totalmente libres de ellas.

Feldespatos

Las *plagioclasas* constituyen los livianos estadísticamente más abundantes en las muestras de ambos lagos siendo su presencia casi continua a través de ambos registros, con grandes variaciones en sus porcentajes (cuadros 9 y 10). Aparecen comúnmente como granos tabulares, subedrales y euedrales, de aspecto vítreo, traslúcidos e incoloros bajo lupa binocular. Son muy frecuentes los granos de aspecto fragmentario y también las zonaciones normales y en parte recurrentes. Hacia la parte inferior de ambos testigos parecen hacerse algo más frecuentes, —pero siempre en proporciones exiguas— granos más alterados (aspecto lechoso a la lupa, aspecto “sucio” al microscopio), los que más parecen corresponder a un aporte diferente que a una degradación progresiva. En efecto, en esas muestras se advierte simultáneamente con este fenómeno, una mayor participación —siempre en términos exiguos— de otros componentes tales como ortoclasa, líticos metamórficos y plutónicos y cuarzo, que esta-

rían marcando un pequeño aporte de las áreas de basamento.

En los granos de plagioclasas son muy comunes las texturas superficiales del tipo de burbuja (bubble-wall texture, Fisher, 1963) desgastadas y también con aspecto esmerilado, que constituirían elementos expresivos del origen piroclástico primario de esos individuos (Fisher, *op. cit.*). Además son muy comunes las inclusiones de vidrio y de fluidos globulares apenas coloreadas. Su composición determinada por índices y macas de albita, pese a no haberse realizado un examen de detalle de la misma, señala la predominancia de andesina por sobre labradorita; los de bytownita y oligoclasa son escasos, y los últimos corresponden casi siempre a individuos algo alterados.

Se han observado escasos cristaloclastos de *sanidina*, en muestras ricas en vitroclastos ácidos, y de *ortoclasa* en las muestras más antiguas de los perfiles, especialmente en el perteneciente al lago Moreno (muestras 4 y 5).

Cuarzo: Llama la atención su baja participación general y aún su ausencia en numerosos casos. Su contenido no supera el 1 % salvo muy escasas muestras (Trébol 19, Moreno 4,5 y 11). A la lupa es fácilmente diferenciable de las plagioclasas por su alto redondeamiento y esfericidad y por su lustre bien brillante. Estas características apuntan muy probablemente a una procedencia diferente de este componente, muy probablemente epiclástica. Como fuera expresado con anterioridad, sus pequeños aumentos coinciden en general con aumentos equivalentes en otros componentes, los que también indican una tenue participación epiclástica.

Minerales pesados

El contenido de estos componentes, evaluados en forma semicuantitativa (Cf. cuadros 9 y 10) demuestra la amplia variabilidad de su participación en el grado 125-250. No obstante esta variabilidad, se advierte que sus concentraciones son bastante mayores que las equivalentes a sedimentos epiclásticos. Esta característica se observa también en la fracción arena gruesa, donde en algunos casos (Trébol 15, Moreno 17 y 19) alcanzan una representación de hasta 5 %. En este sentido, sobresalen algunas muestras que por el volumen de especies pesadas denotan mecanismos sedimentarios peculiares, que han provocado verdaderas concentraciones

CUADRO 10. — Composición del grado arena - Lago Moreno.

Fracción mayor a 500 micrones				Fracción 125-250 micrones										Clasificación		
Muest.	Lit.	Esc. + V. Bas.	Lit. Ac.	Pumita Vid. Blanca Mac.	Min. Pes.	Plg.	Litic. Volc.	Vid. Bas.	Vid. ác.		Hp.	Au. Ol.	Hn.	Text.	Composicional (1)	Pettijohn
									Pum.	Mac.						
37	2	92	-	-	-	6	25	60	-	-	15	15	-	PC	S. st. (bas)	Vítrea (bás)
36	6	28	-	-	-	2	53	20	-	-	15	1,1	-	C	Piroar. (lft)	Lítica
35	-	-	-	-	-	-	65	23	-	-	9	0,4	-	P	Piroar. (lft)	Lítica
34	10	81	-	-	3	4	56	34	1	1,3	7	1,3	0,7	PC	Lítica	Lítica
33	10	7	35	31	x	17	-	-	29	2,5	15	3,5	-	CP	S. st. (ác.)	Lítica
32	14	48	30	-	4	20	x	34	2	65	25	8	-	C	Piroar. (cr.)	Cristalina
31	6	30	40	-	-	5	84	15	x	26	36	4	-	PC	Cristalina	Cristalina
30	10	80	5	-	-	8	93	2	-	-	x	1	-	C	Piroar. (lft)	Lítica
29	8	55	-	-	4	3	80	7	-	-	10	1	-	C	Piroar. (lft)	Lítica
28	42	80	-	-	4	9	70	1	-	-	8	1,5	2	C	Piroar. (lft)	Lítica
27	7	4	95	-	-	1	63	7	-	-	19	1	-	C	Piroar. (lft)	Lítica
26	-	-	-	-	-	-	25	-	-	-	10	1	-	P	Piroar. (lft)	Lítica
25	8	10	50	31	-	1	-	-	20	3	15	1	-	C	S. st. (ác.)	Vítrea (ác.)
24	-	6	90	-	-	3	12	-	32	3	60	1	-	C	Piroar. (cr.)	Vítrea (ác.)
23	78	15	-	-	-	4	81	3	x	25	9	3	-	C	Piroar. (cr.)	Cristalina
22	20	10	50	-	1	12	78	5	-	7	9	2	4	C	Piroar. (lft)	Lítica
21	10	25	61	-	5	4	30	5	-	7	9	2	4	C	Piroar. (lft)	Lítica
20	10	20	-	-	4	5	72	12	-	22	43	2	1	C	Piroar. (cr.)	Cristalina
19	72	20	-	-	-	11	19	2	-	x	8	2	6	C	Piroar. (lft)	Lítica
18	9	80	x	-	x	10	66	70	-	1	7	3	-	PC	S. st. (bás)	Vítrea (bás)
17	61	20	-	-	7	10	66	8	-	x	8	1	-	C	Piroar. (lft)	Lítica
16	63	25	-	-	1	6	58	4	-	x	16	1	15	C	Piroar. (lft)	Lítica
15	40	35	5	-	2	18	30	4	4	x	42	4	6	C	Piroar. (lft)	Lítica
14	50	9	x	-	1	40	64	2	3	8	22	1	1	CP	Piroar. (cr.)	Cristalina
13	20	25	35	-	1	20	9	2	15	26	50	1	-	?	Piroar. (lft)	Lítica
12	28	26	61	-	-	7	12	x	78	1	9	-	-	C	Piroar. (cr.)	Cristalina
11	10	3	-	-	4	20	9	-	5	19	35	-	-	PC	S. st. (ác.)	Vítrea (ác.)
10	55	40	x	-	3	20	38	-	5	1	19	-	-	PC	Piroar. (cr.)	Cristalina
9	25	10	30	5	10	3	89	6	1	3,2	2	0,5	3,3	C	Piroar. (lft)	Lítica
8	11	2	60	x	3	27	71	x	7	3,3	11	3,3	1,3	CP	Piroar. (lft)	Lítica
7	10	2	-	-	3	75	15	13	2	45	20	5	-	C	Piroar. (cr.)	Cristalina
6	65	15	-	-	-	14	74	2	10	15	55	15	-	C	Piroar. (cr.)	Cristalina
5	62	6	-	-	-	25	73	3	-	-	15	3	3	CP	Piroar. (lft)	Lítica
4	68	17	-	-	-	15	68	3	-	-	16	6	5	C	Piroar. (lft)	Lítica
3	20	70	-	15	-	10	17	69	-	-	18	1,5	4,5	C	Piroar. (lft)	Lítica
2	60	5	-	-	3	10	60	25	1	1,2	10	2,8	-	C	S. st. (bás.)	Vítrea (bás)
1	-	-	-	-	-	3	0	3	1	x	11	x	-	P	Lítica	Lítica
									90	0	3	0	-	PC	Vítrea	Vítrea

Referencias: Muest.: Muestra; Lit.: Líticos; Esc. + V. Bas.: Escoria + vidrio básico; Vid. Mac.: Vidrio macizo; Min. Pes.: Minerales pesados; Plg.: Plagioclasa; Lític. Volc.: Líticos volcánicos; Vid. Bas.: Vidrio básico; Pum.: Pumiceo; Mac.: Maciza; Hp.: Hipersteno; Au.: Augita; Ol.: Olivina; Hn.: Hornblenda; Text.: Textural; CP.: Ceniza púlvica; C.: Ceniza; P.: Polvo; (1): Según clasificación de Teruggi et al. (1978); Piroar.: Piroarenita; Bás.: Básica; S. st.: Sensu stricto; Lít.: Lítica; Cr.: Cristalina; ácido.: ácida.

de estos componentes. Este fenómeno es común a ambos cuerpos lacustres, con emplazamiento a variados niveles de los mismos concentrados (Trébol 6, 12, 20; Moreno 32, 31, 23, 20, 13, 8 y 6) los que señalan la recurrencia del citado fenómeno. Es de hacer notar que estas muestras con muchos pesados, coinciden con abundancia de plagioclasas en las mismas, y por lo común corresponden a arenas medianas (tipo litológico 4) con moda emplazada en arena mediana.

Entre los pesados traslúcidos —los opacos no se han evaluado, pero son muy abundantes especialmente en las muestras con muchos pesados— se destaca netamente el *hipersteno*, fuertemente paleocroico y prismático, angulosos o subangulosos y con abundantes inclusiones globulares. Sin embargo, en algunas muestras —p.c. Trébol 20— se observa alto contenido de fragmentos ecuanter y más redondeados; en la Trébol 15, en cambio, se registra un mayor grado de alteración de estos granos. Es de destacar que el hipersteno (junto con los opacos) constituye la casi totalidad de los pesados en aquellas muestras con contenidos inusualmente grandes de estos componentes (ver cuadros 9 y 10), y ha sido detectado en casi todas las muestras (excepto Trébol 1 y Moreno 37 y 1).

Le sigue en abundancia la *olivina*, con formas anedrales a subedrales ecuanter, otras veces altamente fragmentarias, en general bastante frescas. Este mineral falta o escasea en numerosas muestras; en otras alcanza volúmenes significativos y se constituye en el pesado más abundante. En este sentido debemos señalar que su abundancia coincide con la de líticos volcánico y de vidrio básico. Además, su contenido es mucho más o mucho menos que el de hipersteno, mostrando de esta forma un comportamiento sedimentario totalmente contrastado con el del piroxeno rómbico. Las muestras de grano más grueso presentan por lo general abundancia de este mineral pesado. La mayor concentración corresponde a la muestra Moreno 17 (15 %).

El tercer mineral por su abundancia es la *augita*, la que se presenta con formas más ecuanter que el hipersteno, con coloración verde botella y frecuentes señales de fragmentación. Si bien aparece en gran cantidad de muestras (Cf. cuadros 9 y 10), su volumen es siempre bajo y bastante inferior al del hipersteno. Casi siempre es el segundo mineral en importancia en las muestras con predominancia de hipersteno y/o de oli-

vina. La mayor concentración de este componente se produce en las muestras Trébol 12, 20 y 29 y en Moreno 3, y 5 y no supera el 8 % del total de la fracción.

El resto de los pesados participa en forma mucho más reducida e intermitente a lo largo de las dos columnas estratigráficas. Entre ellos se encuentran *epidotos*, *biotitas*, *lamprobolita* y *hornblenda*. Sólo esta última alcanza esporádicamente participación relevante. En estos casos (Trébol 22 y 25, Moreno 27 y 16) suelen alcanzar porcentajes iguales o superiores a los de los piroxenos u olivina. Aparecen en ambos perfiles y a distintas alturas, tanto la variedad verde como la castaña, las que no muestran aparentemente ningún ordenamiento vertical e incluso llegan a mezclarse en una misma unidad de sedimentación. Las formas más típicas son granos tabulares o prismáticos casi siempre angulosos, muchas veces de aspecto fragmentario. A diferencia de los piroxenos llevan pocas inclusiones fluidas. Por último, en ambos perfiles y a diferentes alturas, se ha detectado la presencia de frústulos de diatomeas, particularmente en la muestra Trébol 23. En el cuadro 9 se detallan aquellas muestras con contenidos importantes de estos microorganismos, los que aparecen bastante fragmentados.

Discusión

En base a la información presentada, se hace necesario un comentario acerca de las posibles condiciones genéticas bajo las cuales ha operado la sedimentación lacustre aquí analizada. Lamentablemente, se carece de mayor número de registros sedimentarios, como así también de observaciones sobre la dinámica de estos cuerpos ácuos, motivo por el cual todas las interpretaciones que se comentarán son en buena parte de tipo especulativo.

Si bien en base a la composición y a la frecuencia de detritos gruesos y heterogéneos —poco compatibles con sedimentación lacustre epiclástica— es indudable el origen piroclástico-volcánico de los materiales presentes, existen una serie de caracteres no suficientemente claros que merecen ser analizados con algún detalle.

En primer lugar, debemos señalar que si bien los tipos litológicos son prácticamente los mismos, es muy difícil y complicado establecer líneas de correlación entre ambos testigos. Esto a pesar de las composiciones y

texturas altamente variadas, como lo son las cenizas blancas finas o las arenas gruesas negruzcas, bien conspicuas a nivel megascópico. Esta circunstancia se repite cuando se analizan cada uno de los parámetros texturales o los componentes minerales de los que nos hemos ocupado en esta contribución, las microfacies y aún, cuando se tratan de combinar dos o más caracteres. Las líneas de correlación trazadas a partir de una propiedad casi siempre terminan cruzándose con las correspondientes a otra u otras. Esta tarea se ve a su vez complicada por el hecho frecuente de la recurrencia de unidades litológicas prácticamente idénticas que se reiteran con ritmos variables para ambos testigos. Esta particularidad se hace bastante llamativa dado que, como es sabido, los depósitos piroclásticos constituyen excelentes niveles guías del Cuartario, especialmente las tobas vítreas o *sensu strictu*, que por su coloración clara son fácilmente reconocibles. A priori, su sedimentación en cuerpos de agua estancos de baja profundidad, constituirían ambientes muy favorables para su preservación. Sin embargo, este no parece ser el caso de nuestros sedimentos. Al respecto, señalamos que Gilbert y Shaw (1981) indican un fenómeno semejante al presentado aquí, para testigos muy próximos de un mismo lago, motivo por el cual creemos, luego de evaluar las circunstancias que producen tal fenómeno, que la desemejanza por nosotros encontrada no es un hecho demasiado peculiar.

Otra característica poco compatible con la simple acumulación de cenizas en cuerpos lénticos, es la falta de correspondencia entre los espesores de las unidades y de los ritmos sedimentarios para cuerpos lacustres muy próximos y con gran similitud geológica y dinámica. Esta última característica ha quedado puntualizada con las dataciones radiocarbónicas preliminares (Valencio *et al.*, 1981), las que han permitido establecer una mayor velocidad de sedimentación para el Trébol.

Estos rasgos llevan a pensar que buena parte de los materiales piroclásticos depositados en estos cuerpos no responden en todos los casos a acumulaciones directas de cenizas en los fondos lacustres, sino más bien a procesos sedimentarios complejos, muchas veces de incidencia local, que han provocado la segregación de los diferentes componentes texturales y composición de las tefras. Creemos, en base al tamaño reducido y la ausencia de tributarios importantes que —si las condiciones geológicas han sido más o menos

permanentes— la redepositación de los materiales puede haber operado dentro de los mismos cuerpos lacustres. No se descarta la posibilidad de que esporádicamente hubieren actuado corrientes de densidad como resultado de aportes ácuos excepcionales, ya que son frecuentes los estratos de grano grueso y gradado tanto en el Trébol como en el Moreno, ni tampoco el aporte eólico normal, aunque de menor expresión.

Cabe señalar que, si bien se ha intentado registrar cualitativamente las variaciones en el redondeamiento, las diferencias son difíciles de registrar pues los procesos abrasivos no han sido intensos. Además, la abundancia de materiales muy porosos como pumitas y escorias dificultan esta determinación.

A este respecto, debemos señalar en base a lo expuesto por Fisher (1963), que los piroclastos primarios pueden presentar signos de redondeamiento como resultado de la actividad de procesos abrasivos en el conducto volcánico.

A nuestro entender, las pruebas más claras referidas al movimiento de los materiales están dadas por arenas medianas seleccionadas con alta participación de granos de plagioclasas y minerales pesados, en general todos ellos bastante ecuantes. Si bien estas últimas han sido también explicadas como depósitos originados por retraso de los materiales con menores velocidades de decantación (pumitas, vidrios tabulares, escorias) Allison, 1945, Steen-McIntyre, 1977) creemos que la irregularidad de los aportes piroclásticos y la escasa profundidad de los cuerpos sería factores negativos para explicar esta segregación. En efecto, para una profundidad estimada de 15 metros la diferencia de tiempo de caída entre un vidrio pumíceo y de una plagioclasa —con diámetro de 180 micrones—, calculada a través de los valores suministrados por Fisher (1965) sería menor a 9 minutos, lapso que consideramos exiguo, frente a la posibilidad de fluctuación natural de las numerosas variables puestas en juego durante la eyección y acumulación de las tefras, para explicar los citados tipos litológicos. Además, es sintomático también que estas arenas medianas son las que mejor se adecúan, por sus distribuciones probabilísticas acumulativas, a los modelos de mezclas de poblaciones originadas en diferentes mecanismos de transporte.

Vale decir entonces que es muy probable que buena parte de los sedimentos de ambos lagos han sufrido efectos dinámicos dentro de los mismos, que pueden haber operado a

distintos tiempos, y con distintas intensidades en cada uno de ellos. Nuestra opinión es que diferentes fenómenos de naturaleza climática pueden haber provocado la modificación de los detritos tanto en el seno como en los fondos, con incidencia diaria, estacional, o variable, en forma semejante a la que han determinado Gilbert y Shaw (1981) para el lago Sunwapta. La baja profundidad de los cuerpos ácuos constituye un factor altamente favorable para una dinámica de fondo activa, altamente influenciada por la circulación de los vientos.

Debemos advertir también que se han empleado otros recursos texturales con la finalidad de dilucidar la génesis de los depósitos. Así se han utilizado los empleados por Fisher (1966) para la distinción entre piroclastitas primarias y secundarias. El correspondiente a desviación standard/mediana demuestra escasa relación entre ambos parámetros, con gran dispersión de valores. Probablemente la naturaleza bastante más gruesa de nuestras muestras constituye un factor negativo en su expresividad. En cambio, a pesar de circunstancia, en el diagrama mediana/mediana + desviación standar, se observa que buena parte de las muestras de nuestros lagos sigue la distribución de cenizas primarias de este autor (fig. 4). No obstante, la mitad de las muestras Trébol y la cuarta parte de las Moreno caen fuera de la misma. En cuanto a los diseños de Passega (1957-1964), señalamos que la mayoría de las muestras de ambos lagos se ubican en los campos de suspensiones uniformas y pelágicas. También son frecuentes las muestras con variable participación de fracciones transportadas por roldo. El "grain-size image" (Passega y Byramjee, 1969), para ambos lagos parece también indicar mecanismos sedimentarios diferentes entre sedimentos finos y gruesos.

Finalmente, y para dar una mejor idea de la complejidad de las interpretaciones, debemos señalar que las capas de cenizas vítreas finas y macizas pueden haberse originado por corrientes de turbidez verticales (Bradley, 1965, Kuenen, 1968) y las arenas con concentraciones elevadas de feldespatos y pesados también por la acción de mecanismos selectivos descriptos para el lago Gutiérrez por Mazzoni (1977 b).

Clasificación de las muestras

Si bien se considera que buena parte de los sedimentos de ambos lagos han sufrido

variados grados de seleccionamiento hídrico, como fuera comentado anteriormente, no es posible hasta el momento establecer fehacientemente si el mismo responde a redepositaciones o a procesos de seleccionamiento de los piroclastos primarios durante su sedimentación en los cuerpos de agua.

Vale decir que a los fines clasificatorios podría tanto tratarse de piroclastitas primarias; en cuyo caso los nombres serían los de cenizas, cenizas púlvicas, polvo cinéreo y polvo (Teruggi, *et al.*, 1978) (Cf. cuadro 9), como secundarias, en cuyo caso debería anteponerse a los citados términos el prefijo "tufo". Prácticamente se descarta la posibilidad de que se trate de tufitas, en virtud de la escasa participación de materiales no volcánicos. La gran dificultad general de evaluar caracteres de primer y segundo grado (Cf. Teruggi *et al.*, *op. cit.*) claramente ejemplificado por las muestras de ambos lagos y la abundancia de granos finos, que dificultan aún más ésta discriminación, nos hacen prácticamente ineludible el empleo del término volcánico (Fisher, 1961) para éste conjunto de sedimentos, dada la imposibilidad de discriminar con precisión la génesis de las unidades sedimentarias, la que por otra parte, como fuera analizado anteriormente parece ser altamente variada. De cualquier modo y teniendo en cuenta que, de alguna forma conviene hacer alusión a la composición de estos sedimentos, en los cuadros 9 y 10 se ha agregado el término clasificatorio para tobos primarias que resulta de la composición mineral de la fracción 125-250 según las clasificaciones de Teruggi, *et al.* (1975) y la de Pettijohn (1957). Al respecto se señala que para las muestras con predominancia de la fracción polvo, esta última sistematización no es del todo correcta, ya que debería haberse expresado la composición en base al contenido de la fracción fina (preferentemente la modal) y no en base a una clase arenosa. De la confrontación de la clasificación textural con la composicional surge la falta de relación inequívoca entre ambas, e importantes diferencias entre los lagos al confrontar sedimentos de granulometría semejantes. Tan sólo podría comentarse un ligero aumento de la fracción cristalina en los sedimentos más gruesos (cenizas).

Conclusiones

Los depósitos de fondo de ambos lagos están constituidos por polvos y cenizas —y sus mezclas correspondiente— con compo-

ciones muy variadas (baja proporción de cenizas y polvos vítreos o *sensu stricto*), entre las que predominan las composiciones ricas en cenizas y polvos vítreos o *sensu stricto*) predominan las composiciones ricas en litoclastos volcánicos en sentido amplio. Son frecuentes también las unidades sedimentarias con abundancia de cristales, representados por plagioclasas, minerales pesados (especialmente hipersteno y opacos) de indudable origen piroclástico. El material no volcánico es escaso y falta en numerosas muestras y está representado por fracciones terrígenas como no terrígenas (diatomeas, materia orgánica).

De acuerdo a la energía potencial del ambiente los caracteres texturales evidenciados por esta contribución demuestran exagerada variabilidad, selecciones muy bajas y tamaños muy gruesos. Este último rasgo queda mejor ilustrado, en estas muestras lacustres, por el porcentil 1 y los porcientos de material más grueso a 250 y 500 micrones, que por las medidas de tendencia central. Se advierte además la recurrencia en ambos testigos de litologías perfectamente identificables por una concurrencia muy variada de rasgos texturales y composicionales. Sin embargo, hasta el momento, no ha sido posible establecer ritmos sedimentarios bien definidos.

En nuestra opinión, los rasgos descritos resultarían de la actividad y posiblemente la interacción de diversos procesos sedimentarios cuya materia prima son los eyectos esenciales y accesorios. Estos clastos pueden llegar hasta los cuerpos lacustres bajo la forma de caídas directas de cenizas (génesis primaria) —con posible desarrollo de corrientes verticales de densidad (Bradley, 1965)— como a través de redepositación fluvial o eólica (génesis secundaria). No obstante, y tomando en especial consideración la dificultosa correlación de ambos testigos, otros rasgos enumerados en la presente contribución, y las conclusiones obtenidas por Gilbert y Shaw (1981), creemos que los factores climáticos de incidencia local —especialmente el viento— han influido en la segregación de tipos texturales y/o composicionales en los fondos lacustres. De acuerdo a las características poco maduras tanto texturales como

composicionales de las tefras creemos que la mayor parte de las mismas debería corresponder a depósitos primarios, aunque las pruebas no son concluyentes al respecto.

Debemos agregar que si bien se detectan capas con litologías muy contrastadas, que denotan condiciones estáticas de sedimentación en ciertos casos, y dinámicas en otros, el traslapamiento de esos caracteres en muchas muestras y la carencia de información sobre la sedimentación actual en estos ambientes, hacen altamente especulativas las interpretaciones a escala de mayor detalle, la que podrán encararse en una futura contribución.

Finalmente, se desea señalar que la evidencia sedimentológica reafirma el mayor ritmo sedimentario para el lago el Trébol, evidenciado por los fechados radiocarbónicos (Valencio *et al.*, 1981, Sinito y Mazzoni, 1982). En efecto, el mayor grado de selección puesto de manifiesto por diferentes rasgos texturales para los sedimentos del lago Moreno —todos más finos que los del Trébol— como las asimetrías negativas, y las distribuciones de tipo "poligonal" son compatibles con un aporte menos voluminoso en el Moreno, donde consecuentemente los procesos selectivos —que creemos semejantes para ambos cuerpos— podrían haber actuado mayor tiempo. Las líneas provisionarias de correlación sedimentaria también se adaptan a esta interpretación.

Agradecimientos

El autor desea expresar su reconocimiento a los técnicos Daniel López y Daniel Mártil y a las licenciadas Valera Rovetto y María Cid de la Paz por las tareas de preparación y análisis de las muestras y al Sr. Carlos Brianese por la confección de las ilustraciones.

También se quiere dejar constancia del reconocimiento al Ing. Daniel A. Valencio por la cesión de los testigos y al Dr. Luis A. Spalletti por las valiosas sugerencias volcadas durante el transcurso de esta investigación.

Lista de trabajos citados en el texto

- Allison, I. S., 1945. *Pumice beds at Summer Lake, Oregon*. Bull. Geol. Soc. Am. XX, 56: 784-807.
 Bradley, W. H., 1965. *Vertical density currents*. Science, 150: 1423-1428.
 Fisher, R. W., 1961. *Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., 72: 1407-1414.

- 1963. *Bubble-wall texture and its significance*. Jour. Sed. Petrol., 33: 224-227.
- 1965. *Settling velocity of glass shards*. Deep-See Research 12: 345-353.
- 1966. *Textural comparison of John Day volcanic siltstone with loess and volcanic ash*. Jour. Sed. Petrol., 36: 706-718.
- Folk, R. L. y W. C. Ward, 1957. *Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters*. Jour. Sed. Petrol., 27: 3-26.
- Gilbert, R. y J. Shaw, 1981. *Sedimentation in proglacial Sunwapta lake, Alberta*. Can. J. Earth Sci., 18: 81-93.
- Heiken, G., 1978. *Characteristics of tephra from Linder Lone, Lassen Volcanic National Park, California*. Bull. Volcanol., 42 (2): 1-12.
- Inman, D. L., 1949. *Sorting of sediments in the light of fluid mechanics*. Jour. Sed. Petrol., 19: 51-70.
- Laya, H., 1977. *Edafogénesis y paleosuelos de la formación téfrica Río Pireco (Holoceno)*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXII: 3-23.
- Mazzoni, M. M., 1977a. *El uso de medidas estadísticas texturales en el estudio ambiental de arenas*. Obra Cent. Mus. La Plata, IV: 179-223.
- 1977. *Minerales pesados en una playa lacustre. II. Caracteres composicionales*. Rev. Asoc. Arg. Min. Petrol. y Sedim. VIII: 1-17.
- Mazzoni, M. M. y A. M. Sinito, 1982. *Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. Parte II. Lago Moreno*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII (3): 348-357.
- Moss, A. J., 1962. *The physical nature of common sandy and pebbly deposits. Part I*. Am. Jour. Sci., 260: 337-373.
- 1963. *The physical nature of common sandy and pebbly deposits. Part II*. Am. Jour. Sci., 261: 1962-1984.
- Passega, R., 1957. *Texture as characteristic of clastic deposition*. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 41: 1962-1984.
- 1964. *Grain size representation by CM patterns as a geological tool*. Jour. Sed. Petrol., 34: 830-347.
- Passega, R. y R. Byramjee, 1969. *Grain-size image of clastic deposits*. Sedimentology 13: 233-252.
- Pittijohn, F., 1957. *Rocas sedimentarias*, Eudeba, Bs. As., 731 pp.
- Reid, J., 1963. *Geology of bottom sediments from Burt Lake Cheboygan County, Michigan*. Jour. Sed. Petrol., 33: 128-137.
- Steen-McIntyre, V., 1977. *A manual tephrochronology*. Colorado School of Mines press, 167 pp.
- Teruggi, M. E., M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti, y R. R. Andreis, 1978. *Rocas piroclásticas, interpretación y sistemática*. Asoc. Geol. Arg. Publ. esp., serie B, (5).
- Valencio, D. A., K. M. Creer, A. M. Sinito, J. F. A. Vilas, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti, E. J. Romero, y C. A. Fernández, 1982. *Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Parte I. Lago El Trébol*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII, (2): 183-204.
- Visher, G. S., 1965. *Fluvial processes as interpreted from ancient and recent fluvial deposits*. In Middleton, G. V. ed., Soc. Ec. Pal. and Min., spec. publ., 12: 116-132.
- 1969. *Grain size distributions and depositional processes*. Jour. Sed. Petrol., 39: 1074-1106.
- Williams, H., F. J. Turner y C. M. Gilbert, 1968. *Petrografía*. Continental, Mexico, 430 pp.

Recibido: 4 de marzo, 1982.

Aceptado: 5 de mayo, 1983.

MARIO M. MAZZONI

Centro de Investigaciones Geológicas
Facultad de Ciencias Naturales y Museo
de La Plata. CONICET
Paseo del Boleque s/n. 1900 La Plata.

SUELOS SODICOS EN LAS SIERRAS AUSTRALES

DANIEL EDUARDO BUSCHIAZZO y NORMAN PEINEMANN

Resumen

Se estudiaron propiedades físicas y químicas de perfiles con altos contenidos de sales, ubicados sobre las barrancas de varios cursos de agua en la zona de Sierra de la Ventana. Entre las sales presentes predominan los cloruros y sulfatos de sodio en las capas de mayor concentración, y bicarbonatos de calcio en las restantes.

El estudio más detallado de un horizonte orgánico-salino permitió establecer la existencia de un ambiente palustre que según la datación con ^{14}C tuvo lugar hace 6170 ± 170 años AP (inicio del Holoceno). Las sales solubles provenientes de la meteorización de las rocas del basamento, probablemente se acumularon bajo estas condiciones de drenaje pobre.

Introducción

La formación y acumulación de sales en suelos se debe a un gran número de procesos geoquímicos que tienen lugar en los estratos superiores de la corteza terrestre. Con la meteorización de las distintas rocas se rompen las uniones entre los elementos químicos, dando lugar a nuevas combinaciones ya sea como minerales de arcilla secundarios, óxidos o compuestos más simples entre los que se incluyen las sales. La geoquímica de las sales en tierra está basada en la solución y extracción de los iones minerales en el curso de la meteorización, seguido de su precipitación y acumulación bajo condiciones fisicogeográficas específicas.

El sodio debido a su valencia y radio iónico pertenece a los iones de bajo coeficiente de nergía y por lo tanto forma sales que presentan gran movilidad y que por lo general se acumulan en grandes cantidades en regiones bajas del relieve. bajo condiciones climáticas en las que predominan fuertemente la evaporación sobre la precipitación.

El cordón de Ventana está constituido casi exclusivamente por sedimentos paleozoicos, existiendo un hiatus entre el Pérmico y el Mioceno, que incluye totalmente al Mesozoico y parte del Terciario (Harrington, 1947). Los materiales originarios de los suelos de esta región son sedimentos eólicos cuaternarios (loessoides) que forman un

Abstract

Physical and chemical properties of soil profiles with high salt contents, located over the cliffs of water courses in the Sierra de la Ventana zone, were studied. Among the salts, sodium chloride and sulfate were predominant in the lowest salty layers, and calcium bicarbonate in the others.

The most detailed study of a saline-organic horizon, seems to confirm the existence of a palustrine environment 6170 ± 170 years BP (early Holocene). The weathering of the basement rock produced the accumulation of the soluble salts, favored by the poor drainage conditions.

manto discontinuo que cubre las rocas del basamento. De estos últimos, los sedimentos más modernos se encuentran preferentemente encauzados en los valles de los arroyos que drenan el cordón serrano formando terrazas que representan las actuales barrancas de los cursos de agua. Estas barrancas exponen sedimentos que han sufrido distintos procesos y que presentan en muchos casos altos contenidos salinos, a veces asociados con elevados tenores de materia orgánica, ambos atípicos para esta región con lluvias anuales de 600 a 900 mm en algunos valles intraserranos (Peinemann *et al.*, 1978).

Debido a que hasta el presente no fueron halladas referencias bibliográficas describiendo este tipo de acumulaciones y a que aparentemente tampoco pudieran encontrarse causas claramente visibles a que poder atribuirse, tales como una napa freática alta, baja permeabilidad, ollas topográficas mal drenadas, etc., se consideró de interés describir este fenómeno y al mismo tiempo intentar alguna explicación sobre su origen.

Materiales y métodos

Para una ubicación y selección de los sitios de muestreo se realizó una determinación "in situ" de la conductividad eléctrica

de una suspensión acuosa con material proveniente de las barrancas de distintos cursos de agua con la finalidad de detectar presencia de sales. En los sitios elegidos la extracción de las muestras se limitó en todos los casos a profundidades no influenciadas por los actuales cursos de agua. En laboratorio fueron determinados aniones solubles y cationes solubles e intercambiables; además fueron efectuadas determinaciones de pH, capacidad de intercambio, materia orgánica, calcáreo y en algunas muestras determinación de diatomeas y edad por medio de ^{14}C (mayores detalles ver Buschiazzo, 1981).

Resultados

A modo de ejemplo se analizarán tres perfiles que difieren en profundidad y que están localizados sobre distintos cursos de agua.

- a) Sobre el arroyo de la Ventana a una altitud de 300 m, 5 km aguas arriba de su confluencia con el arroyo Sauce Chico (fig. 1).

Granulométricamente es un perfil bastante uniforme con elevado contenido de limo y bajo contenido de arcilla (10-15 %), aumentado este último en profundidad. Es ligeramente calcáreo con valores máximos de alrededor de 3 % en la parte media del perfil. Entre los cationes intercambiables el Na^+ aumenta gradualmente en profundidad mientras que el Ca^{++} disminuye en el mismo sentido; el Mg^{++} solamente aumenta en el horizonte más profundo no presentando variaciones considerables en el resto del perfil.

Las sales solubles presentan un aumento en el horizonte más profundo, llegando la CE a 18 mmhos/cm. El Na domina entre los cationes solubles en todo el perfil, aumentando en profundidad a costa de la disminución porcentual de Mg; las cantidades de Ca solubles son bajas (aprox. 5 %). Entre los aniones solubles se distingue una disminución de los cloruros en profundidad (de 50 a 15 %) con un aumento de los bicarbonatos y carbonatos que alcanzan su máximo en el tercer horizonte; en el inferior vuelven a predominar los cloruros netamente (aprox. 90 %).

Se observa que en este perfil existe un gradual proceso de alcalinización con un máximo en el tercer horizonte debido

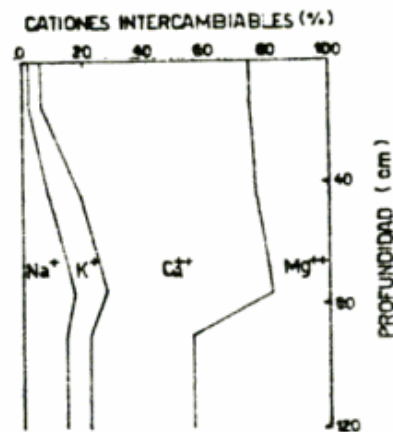
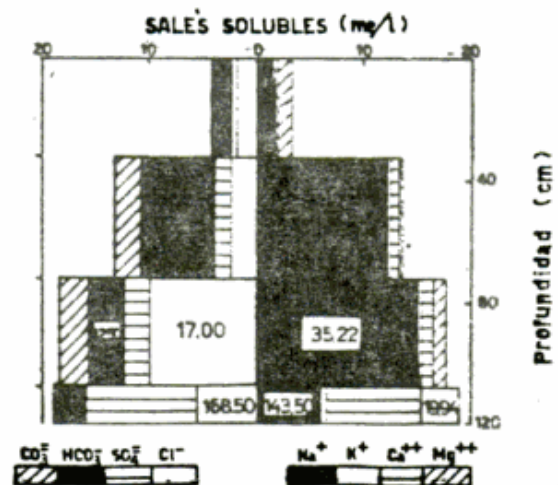
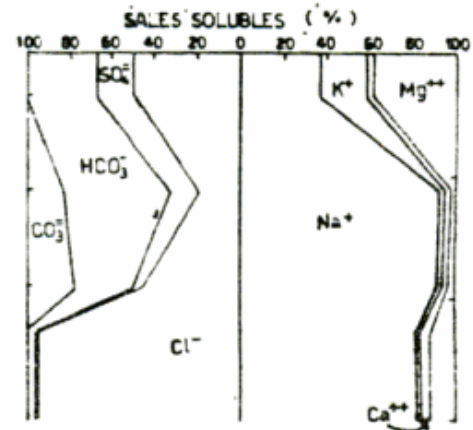


Figura 1

a la formación de Na_2CO_3 (en el mismo el pH llega a 9,5); debajo de éste se encuentra una gran acumulación salina con predominancia de NaCl .

- b) Sobre las barrancas del arroyo el Zanjón, a unos 7 km aguas arriba de su confluencia con el arroyo Napostá Grande y a una altitud de 310 m (fig. 2).

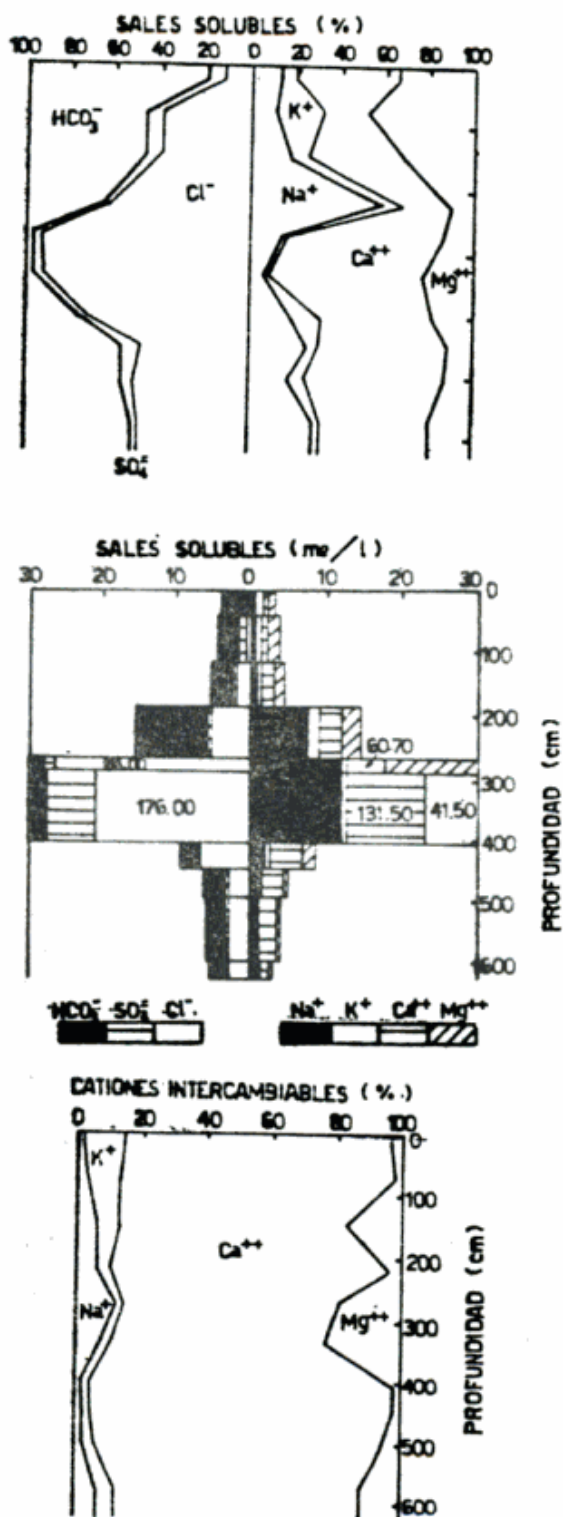


Figura 2

A lo largo de todo el perfil predominan las fracciones gruesas (arena fina), aumentando en profundidad el contenido de materiales más finos. El calcáreo posee dos zonas de acumulación bien definidas a 200 (25 %) y 400 cm de profundidad

(10 %) y los valores de pH en todo el perfil se encuentran próximos a la neutralidad.

Entre los cationes intercambiables el Ca^{++} es el que se encuentra en mayor proporción, siguiéndole el Mg^{++} con picos de hasta un 20 % aproximadamente. El Na^+ se encuentra en bajas proporciones en todos los horizontes excepto en el ubicado entre 270 y 290 cm de profundidad (más de 10 %) y en el más profundo. El contenido de sales solubles presenta un máximo hacia la mitad del perfil (17 mmhos/cm), presentando en los restantes horizontes bajas concentraciones. En la zona de acumulación de sales aumenta la proporción de Na soluble (60 %) al igual que de Cl^- (90 %).

Los altos valores de sodio soluble coincidentes con el mayor contenido de $CaCO_3$ harían pensar que existe actualmente un proceso de alcalinización creciente producido por el reemplazo del Na^+ por el Ca^{++} del calcáreo con formación de Na_2CO_3 . Esta situación también se ve acompañada por un leve aumento de pH; sin embargo las características de este perfil lo ubican como un típico solonchak con predominio de sales neutras.

- c) Sobre las barrancas del arroyo Sauce Chico a la altura de su intersección con la Ruta Nacional 33 y a una altitud de 255 m (fig. 3).

Este perfil presenta tres capas sedimentarias bien diferenciadas: la superior (0-250 cm) e inferior (+ 550 cm) donde predomina arena fina y una intermedia con materiales más finos ($< 50\mu$) y vestigios de una sedimentación producida por acción de agua corriente de poca velocidad (evidenciada por una secuencia arcilla-limo fino - limo grueso de arriba hacia abajo) donde se encuentran las mayores acumulaciones de sales y materia orgánica.

A unos 250 cm de profundidad comienza un horizonte oscuro con elevado contenido de materia orgánica (4 %), baja densidad aparente ($0,9 g cm^{-3}$), altos contenidos salinos (dominancia tanto de sodio soluble como intercambiable) y una proporción de limo fino del 40 %. El espesor de este horizonte es de alrededor de 50-70 cm y ha podido ser seguido a lo largo de las barrancas en una distancia de 70 km.

Debajo de este horizonte se alternan

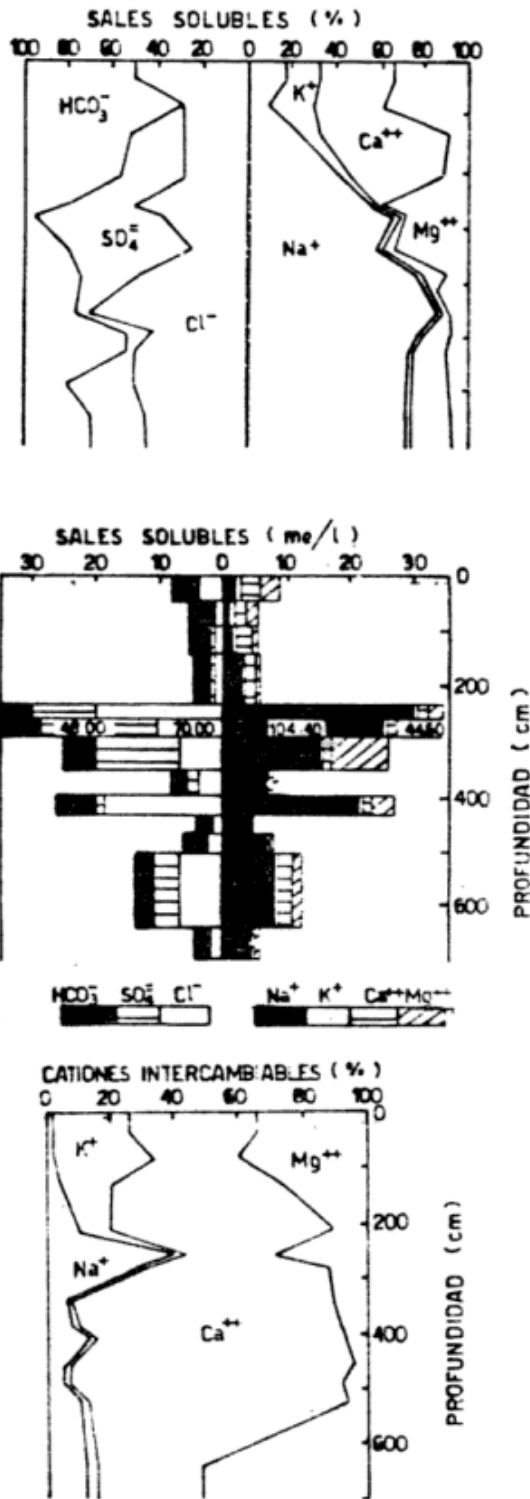


Figura 3

capas de acumulación de calcáreo y sales, apareciendo nuevamente en profundidad otra pequeña elevación en el contenido de materia orgánica (aprox. 1 %) seguida por un nuevo incremento de calcáreo. Entre los cationes intercambiables se aprecia un marcado pico de Na⁺ (aprox.

40 %) coincidente con el horizonte de baja densidad en el que también aparecen elevadas concentraciones de Cl⁻ y SO₄⁼ entre las sales solubles. Dentro de este horizonte morfológicamente aparecen bandas paralelas de tonalidades diferentes que aparentemente indicarían oscilaciones climáticas de menor magnitud. En estas capas fueron detectadas elevadas concentraciones de Fe y Mn que permiten inferir condiciones de bajo potencial redox durante su acumulación.

Como complemento se efectuaron observaciones microscópicas de diatomeas, pudiendo establecerse que la capa superior poseía mayor proporción de este tipo de algas cuya presencia disminuía en profundidad. Los géneros encontrados fueron *Diploneis*, *Pinnularia aff. divergens*, *Nitzschia*, *Navicula* y *Ephitemia*, todas de ambientes acuáticos continentales, lo que delataría la existencia de condiciones de alta humedad durante la formación del mismo.

Discusión

La relación entre materiales de distinta estabilidad en los horizontes de los perfiles estudiados, permite observar variaciones bruscas en función de la profundidad, lo que evidencia que se trata de capas superpuestas de distinta naturaleza debido ya sea a procesos de origen aluvial y/o coluvial.

Del análisis vertical de sales en los perfiles se puede inferir tanto un movimiento ascendente de estas considerando sus diferentes solubilidades; por ejemplo en el caso de la secuencia de abajo hacia arriba de CaCO₃ - Na₂SO₄ - NaCl y CaCO₃ - NaHCO₃ - NaCl (c); acumulación de sales intermedia entre dos acumulaciones de calcáreo evidenciada por una elevación de NaCl (b); o una desalinización progresiva desde la superficie hacia abajo que se traduce en una disminución de concentración brusca de sales fácilmente solubles como NaCl y paralelamente una alcalinización progresiva de los estratos intermedios y superiores evidenciada por la aparición de Na₂CO₃.

Según García y García (1964) el origen de las sales en los horizontes de acumulación de materia orgánica es palustre ya que fueron depositadas durante una etapa de ennegamiento de los causes, producida como consecuencia de un ascenso del nivel base de los mismos durante el Platense de Frenguelli,

período cuyos depósitos se diferencian por una mayor proporción de limo fino y diatomeas tal como se señalara anteriormente para los casos descriptos.

El resultado de la datación de una muestra perteneciente al horizonte orgánico-salino del perfil (c), indica una edad de 6.170 ± 170 años. Esta edad coincide según lo presentado por Tonni y Fidalgo (1978) con el inicio del Reciente, es decir aproximadamente el Dunkerquiano de Tricart (1973). Según estos autores, corresponde a este período un clima propio de una época postglacial, es decir cálido y húmedo, lo que habría favorecido la presencia de un ambiente pantanoso donde se produjera el desarrollo de algas verdes.

En cuanto al origen de las sales en el horizonte en cuestión se descarta una acumulación en forma posterior al momento en que fue sepultado el mismo, debido a que existe sobre este material con bastante proporción de arcilla que habría impedido, debido a su impermeabilidad, la mezcla con materia orgánica. Más lógico es pensar en un fenómeno en cierta forma semejante al descrito por Tricart (1973) para la Pampa Deprimida, en donde se observan en algunos suelos enterrados altos contenidos de sales, principalmente de sodio, debidas a su solubilización por el agua durante un período húmedo que corresponde al Platense, pero no drenadas a causa de la falta de pendiente del terreno. Es decir que presumiblemente durante la permanencia de un ambiente de pantano en el cauce de los arroyos, se habría producido la solubilización de las sales provenientes de la meteorización de las rocas más antiguas, que según Cappannini *et al.* (1971) tienen de esta manera una intervención de tipo geoquímica en la formación de los suelos actuales.

No se puede establecer exactamente si la presencia de capas de mayor contenido de sales dentro de los horizontes salinos se deban o no a variaciones menores del clima, es decir a períodos más secos que habrían pro-

ducido el ascenso y acumulación de las sales en mantos de pequeño espesor. De serlo sin embargo no coinciden completamente con características del clima establecidas por Markgraf (1980) para el norte de la Patagonia, quien por medio de estudios palinológicos comprobó que aproximadamente entre unos 6.000 años AP éste era húmedo y frío y a partir de unos 5.000 años AP cálido y húmedo.

En base a las consideraciones efectuadas hasta el momento se puede intentar una reconstrucción de los procesos y condiciones bajo las cuales se formaron los horizontes diferenciados dentro de los perfiles de la siguiente manera: en primer lugar luego del ascenso serrano se comenzaron a socavar los actuales valles por la acción fluvial. Posteriormente éstos fueron rellenados por sedimentos acarreados por el viento durante las distintas épocas áridas dentro del Cuaternario. Al comienzo del Reciente un clima más húmedo, propio de un período Interglacial o Postglacial, favoreció la formación de un ambiente pantanoso por ascenso de los niveles de base de los arroyos. En este sentido se desarrollaron especies propias (algas verdes), diatomeas, materia orgánica y se acumularon las sales disueltas por el agua, como producto de la meteorización de rocas más antiguas. Posteriormente se siguió depositando material de arrastre fluvial, representado por los sedimentos que se observan al menos hasta el metro de profundidad de las actuales barrancas, siendo los sedimentos suprayacentes de origen eólico (loess), sobre los cuales se desarrollan los suelos actuales. No es seguro que haya existido luego del período húmedo que posibilitó la formación de un ambiente palustre, uno más cálido y seco de corta duración, que haya producido el ascenso de las sales acumuladas, en capas más someras y diferenciadas dentro de los horizontes salinos, aunque un argumento a favor sería la secuencia de las mismas, disponiéndose las menos solubles hacia abajo y las más solubles hacia arriba.

Lista de trabajos citados en el texto

- Cappannini, D. A. C. C. Scoppa, y J. R. Vargas Gil, 1971. *Suelos de las sierras australes de la provincia de Buenos Aires*. Reunión Geol. Sierras Australes Bonaerenses. Bahía Blanca: 205-234.
- Buschiazzo, D. E., 1981. *Acumulaciones salinas en suelos de la región de Sierra de la Ventana (Bs. As.)* Univ. Nac. del Sur. Inédito.
- Frenguelli, J., 1953. *Loess y Límos Pampeanos*. Univ. Nac. La Plata, Fac. Cien. Nat. Mus. La Plata. Serie técnica y didáctica (7).

- García, J. y O. M. García, 1964. *Hidrología de la región de Bahía Blanca (Provincia de Buenos Aires y La Pampa)* Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 96.
- Harrington, H., 1947. *Explicación de las Hojas Geológicas 33 y 34, Sierra de Curumalal y de la Ventana, provincia de Buenos Aires.* Dir. Min. Geol. Bol. 61.
- Markgraff, V., 1980. *Paleoclimatic changes during the last 15.000 years in Subantarctic and arid environments in Argentina (South America).* 5th Int. Conf., Cambridge.
- Peinemann, N., L. M. Quevedo, y D. E. Buschiazzo, 1978. *Interferencias sobre factores que intervienen en la formación de los suelos en el área vecina a la Sierra de la Ventana por estudio de un perfil natural.* 8º Reun. Arg. Cien. del Suelo.
- Tonni, E. P. y F. Fidalgo, 1978. *Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la provincia de Buenos Aires. Aspectos geológicos y zoogeográficos relacionados.* Amegh. XV: 135-153.
- Tricart, J. L., 1973. *Geomorfología de la Pampa Deprimida como base para estudios edafológicos y agronómicos.* INTA, Col. Cien., XII.

Recibido: 4 de marzo, 1982.

Aceptado: 10 de enero, 1983.

DANIEL E. BUSCHIAZZO

NORMAN PEINEMANN

Departamento de Ciencias Agrarias
Universidad Nacional del Sur
8000 Bahía Blanca.

INDALECIA GRANDENSIS GEN. ET SP. NOV. DEL EOCENO TEMPRANO DEL NOROESTE ARGENTINO, TIPO DE UNA NUEVA SUBFAMILIA DE LOS ADIANTHIDAE (MAMMALIA, LITOPTERNA)

MARIANO BOND y MARIA GUIOMAR VUCETICH

Resumen

En este trabajo se describe *Indalecia grandensis* gen. et sp. nov. (Litopterna, Adiantidae) sobre la base de restos craneanos y mandibulares, provenientes de la Formación Lumbrera (Eoceno Inferior) de la localidad de Pampa Grande (Prov. de Salta). Caracteres tales como braquidontia, P²⁻⁴ simples, no molarizados, sin metacono; M¹⁻² con protocono desconectado del metacónulo e hipocono directamente conectado al metacónulo; m₂ con entocónido no transverso, etc., permiten relacionar *Indalecia grandensis* con *Adiantoides leali* Simpson y Minoprio, 1949 de la Formación Divisadero Largo (Eoceno superior?) de Mendoza. Estos caracteres asimismo permiten reunir ambas especies en una nueva familia de los Adiantidae: Indaleciinae.

Sobre la base de las afinidades entre algunas de las especies de las Formaciones Divisadero Largo, Mealla y Lumbrera, se señalan las estrechas relaciones faunísticas existentes entre las áreas de Divisadero Largo y el noroeste argentino.

Introducción

En este trabajo se describe un nuevo mamífero Litopterna de la Formación Lumbrera (Eoceno inferior) de la localidad de Pampa Grande (Salta). Sus características cráneo-dentarias lo relacionan muy estrechamente al Adiantidae *Adiantoides leali* Simpson y Minoprio, 1949 de la Formación Divisadero Largo (Eoceno superior?) de Mendoza.

Los pequeños Litopterna de la Familia Adiantidae se conocen por un reducido número de géneros y especies registrados desde la Edad Divisaderense (Eoceno superior?) hasta la Edad Santacrucense (Mioceno inferior). Sin embargo es necesario recordar que Ameghino (1901) reconocía, con *Pseudadiantus*, la presencia de esta familia a partir del Casamayorensis (Eoceno inferior). Sin embargo, Simpson (1967) consideró a *Pseudadiantus* como un sín-

Abstract

Indalecia grandensis gen. et sp. nov. (Litopterna, Adiantidae) from the Lumbrera Formation (Lower Eocene) in Pampa Grande (Prov. of Salta) is described based on cranial and mandibular remains. Characters such as low crowned cheek teeth; P²⁻⁴ simple, not molarized, without metacone; M¹⁻² with protocone not connected to metacone and hipocone directly connected to metacone; m₂ with entoconid not transversal, etc., relate *Indalecia grandensis* to *Adiantoides leali* Simpson and Minoprio, 1949 from the Divisadero Largo Formation (Upper Eocene?) of Mendoza. These characters enables us to consider both species together in a new subfamily of the Adiantidae: Indaleciinae.

Based on the affinities among some of the species of the Divisadero Largo, Mealla and Lumbrera Formations, the close faunal relationships between areas of Divisadero Largo and northwestern Argentina are pointed out.

nimo del notoungulado *Antepithecus*, por lo que el biocrón de la familia quedaba reducido al indicado más arriba, ya que hasta ahora no se han descrito Adiantidae del Mustersense (Eoceno medio).

Lamentablemente todos los representantes de esta familia se conocen por restos muy escasos y fragmentarios, lo que ha impedido una adecuada comprensión de las relaciones entre los distintos géneros (V. Simpson, et al., 1962; Soria, 1981). El material aquí descrito permite encarar este problema con nuevas evidencias.

Asimismo, este nuevo mamífero, sumado a otros ya descritos provenientes de las Formaciones Mealla (Paleoceno superior) y Lumbrera (Eoceno inferior) permite analizar las relaciones de algunos de los mamíferos de la Formación Divisadero Largo,

que hasta ahora resultaban muy enigmáticos.

Sinopsis geológica

La localidad de Pampa Grande se encuentra situada al sur de la provincia de Salta, en el Dpto. de Guachipas. En sus cercanías, en el área comprendida entre los ríos Bordo y La Cueva, afluentes del río Grande de la Pampa (ver mapa de ubicación en Carbajal et al., 1977, Fig. 1), se han hallado numerosos restos de mamíferos en los sedimentos de la Formación Lumbreira, siempre al E de la ruta nacional N° 9 (en este tramo la ruta corre paralela al rumbo de la Formación Lumbreira).

El área de Pampa Grande se halla ubicada en la región oriental de la subprovincia geológica Cumbres Calchaquies (Baldis et al., 1976), caracterizada por la ausencia de sedimentos paleozoicos intercalados entre el basamento (Formación Puncoviscana) y el Grupo Salta (Cretácico superior-Terciario inferior). Estructuralmente esta subprovincia es una continuación del estilo tectónico de la Cordillera Oriental.

En esta región la relación del Grupo Salta con el basamento infrayacente es de discordancia angular. El Grupo Salta está representado por los Subgrupos Pirgua, Balbuena y Santa Bárbara. Los sedimentos del Subgrupo Pirgua están representados sólo por su unidad superior, la Formación Los Blanquitos. En esta región la Formación Los Blanquitos se inicia con un conglomerado basal al que le siguen areniscas rojo claras con delgados niveles conglomerádicos, e intruida, en parte, por filones capa de andesitas anfibólicas terciarias. En concordancia sobre la Formación Los Blanquitos se apoya el Subgrupo Balbuena representado por las Formaciones Lecho y Yacoraite.

La Formación Lecho se presenta aquí con reducido espesor en facies no típica y escasos bancos de las características areniscas blancas. En concordancia le sucede la Formación Yacoraite con sus características calizas (oolíticas, estromatolíticas, etc.) con regulares intercalaciones de areniscas y pelitas.

El Subgrupo Santa Bárbara sucede en concordancia a la Formación Yacoraite y está representado por sus tres Formaciones: Mealla, Maiz Gordo y Lumbreira. La Formación Mealla se compone fundamentalmente de areniscas rojo claro de granulometría mediana agruesa, se presentan frecuentes estructuras

de entrecruzamiento y escasas intercalaciones pelíticas.

La Formación Maiz Gordo ("Margas Verdes") sucede en concordancia a la anterior. En su porción basal se observan areniscas arcillosas moradas, mientras que el resto se caracteriza por areniscas de grano grueso (a veces sabulíticas) de color predominantemente verde; posee escasos niveles pelíticos y algunos niveles estromatolíticos.

Sobre la Formación Maiz Gordo y en forma concordante continúa la Formación Lumbreira, caracterizada por un predominio de las pelitas rojas. En esta región, la Formación Lumbreira tiene un espesor aproximado de 410 m y presenta en su base una sucesión de 50 m de areniscas rojizas de grano mediano a fino con estratificación entrecruzada. Por encima de las mismas se presentan unas características pelitas (margas) de color rojo ladrillo, muy fragmentosas, de estratificación fina que a veces da lugar a bancos macizos; posee calcáreo diseminado; de la parte superior de estas pelitas rojas proviene la mayor parte de los restos de mamíferos descritos hasta ahora; por encima de estas pelitas rojas se presenta un banco de areniscas calcáreas finas de color blanquecino, con algunas intercalaciones de pelitas verdes a moradas. Este banco se conoce como la "Faja Verde Inferior I"; posee unos 9,5 m de espesor y en su porción basal se hallaron restos de un Astrapotheria. Por encima de esta Faja se suceden unos 57 m de pelitas (margas) de color rojo ladrillo, fragmentosas y de estratificación fina. En estos niveles también se han hallado varios restos de mamíferos (Powell, com. ver.). Por encima de estas capas aparece un banco de pelitas verdosas, con algunas intercalaciones de areniscas y calizas de unos 22,5 m de espesor; en estas capas se han hallado restos de peces. Este banco verde se identifica como la "Faja Verde Superior II" y se corresponde con la Faja Verde de Schlagintweit. Continúa una sucesión de pelitas (margas) de color rojo ladrillo, finamente estratificadas y de fácil fragmentación; de los términos superiores de estas pelitas proviene un único resto craneano de un mamífero (Pascual y Odreman, 1973) hallado en cerro Campanorco, al NE de Carahuasi. Por encima de estas pelitas se presentan unas areniscas micáceas, rosadas de aproximadamente 8 m de espesor (para más detalles de la litología de la Formación Lumbreira en el área de Pampa Grande, véase Carbajal et al., 1977).

Por encima de la Formación Lumbreira se depositan los sedimentos del Grupo Orán. En esta área el Grupo se inicia con la Formación Don Juan (Subgrupo Metán), integrada por areniscas, pelitas y algunos niveles de calizas estromatolíticas.

Si bien se considera que el tope del Grupo Salta está afectado por una discordancia de carácter regional, paralela o de ángulo muy bajo, en el área de Pampa Grande el pasaje de la Formación Lumbreira a la Formación Don Juan aparenta ser gradual.

Por encima de la Formación Don Juan se presenta la Formación Anta en su facies típica.

Sistemática y descripción

Orden LITOPTERNA

Ameghino, 1889

Familia ADIANTHIDAE Ameghino, 1891

Subfamilia INDALECIINAE subfam. nov.

Diagnosis: Litopterna de tamaño pequeño

con dentadura completa, $\frac{3}{3}$, $\frac{1}{1}$, $\frac{4}{4}$, $\frac{3}{3}$

braquidontes; incisivos y caninos pequeños y subiguales; P¹ pequeño y simple; P²-P⁴ subtriangulares a subrectangulares, con protocono mediano y paracono y parastilo bien desarrollado, metacono ausente, metastilo inconspicuo, cingulo anterior y posterior poco desarrollados, sin hipocono; P⁴ no molarizado; M¹⁻² con ectolofa con pliegues del paracono y metacono poco desarrollados; hipocono conectado directamente a la región del metacónulo por una cresta transversa; protocono desligado del metacónulo; fosa central abierta internamente; M³ sin hipocono desarrollado, m₃ con entocónido no transverso, conectado al hipoconúlido por una cresta posterior.

Indalecia gen. nov.

Especie tipo: *Indalecia grandensis* gen. et sp. nov.

Distribución: Eoceno inferior del noroeste argentino.

Derivatio nominis: Dedicado al Mtro. Indalecio Gómez, cuyos descendientes, la familia Gómez Alzaga, propietarios de la Ea. Pampa Grande, gentilmente prestaron ayuda

y alojamiento durante nuestros trabajos de campo.

Diagnosis: Dentición completa y cerrada, braquiodonte, semejante a *Adiantoides* pero: 1) sin espaciamiento entre los I³, C¹, P¹ e i₃, c₁ y p₁; 2) premolares superiores más ovoidales; 3) M¹⁻² notablemente más cuadrangulares, con protocono e hipocono bien separados; 4) M³ triangular; 5) premolares inferiores más molarizados, con talónido más ancho; 6) p₂ con talónido mejor desarrollado y p₃ con el metacónido prolongado hacia atrás; 7) m_{1,3} con paracónido más interno pues se encuentra a la altura del borde interno del metacónido al que se conecta por una cresta muy baja, hipoconúlido y entocónido mejor diferenciados al menos en el m₂, trigónido y talónido más subiguales; 8) m₃ con talónido más alargado posteriormente; 9) la escotadura postpalatina no alcanza el borde posterior del M³.

Indalecia grandensis gen. et sp. nov.

Tipo: PVL 4186, cráneo casi completo, aplastado, con las raíces de los I¹⁻² e I³-M³ izquierdos completos; raíces de los I¹⁻³ y C¹-M³ derechos completos (P¹ de ambos lados algo deteriorados); mandíbula casi completa con los c₁-m₃ derechos e i₃-m₃ izquierdos completos.

Hipodigma: el tipo y PVL-S-12 porción de rama mandibular derecha con el m₃ completo.

Procedencia geográfica y estratigráfica: estancia Pampa Grande, provincia de Salta. Formación Lumbreira (Eoceno inferior), por debajo de la Faja Verde Inferior.

Derivatio nominis: referido a Pampa Grande, localidad del hallazgo.

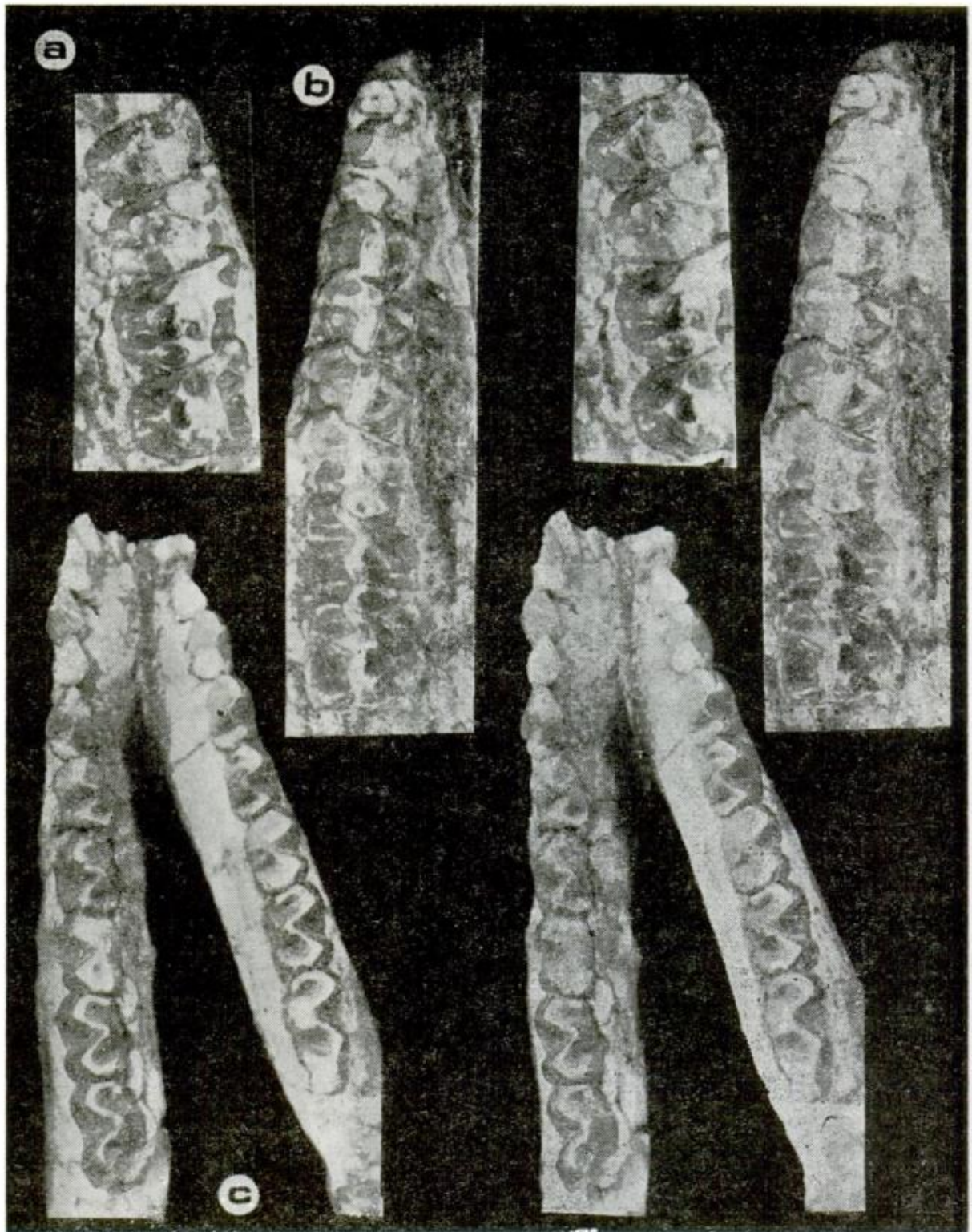
Diagnosis: igual que el género por monotipia.

Descripción

Dentadura superior: los I¹⁻² no se han conservado, pero aparentemente eran pequeños y subiguales.

I³: pequeño, foliforme, de corona baja, con la base alargada en sentido antero-posterior; la cara externa es convexa y la interna más plana; la implantación es ligeramente oblicua.

C¹: muy semejante al I³; en la parte ba-



Lám. I. — *Indalecia grandensis* gen. et sp. nov. (PVL 4186) a) detalle de P⁴ -M³ derechos ap. x 2,60; b) serie I³ - M³ izquierda ap. x 2,665; c) detalle de la dentadura inferior ap. x 2,50.

sal interna se desarrolla una plataforma baja que con el desgaste delimita una pequeña cuenca anterior de esmalte (ver Lám. I, Fig. b); probablemente existía también una segunda cuenca más pequeña en la región posterior. La implantación es oblicua como en el I³ de manera que ambos dientes están imbricados.

P¹: pequeño, ligeramente más ancho que largo, subtriangular; sin cíngulo externo; paracono bien delimitado.

P²⁻⁴: muy similares en estructura, pero progresivamente más grandes; transversos; cíngulo externo vestigial, cíngulo interno ausente; cíngulos anterior y posterior débiles, parastilo y paracono bien desarrollados; sin hipocono; protocono prominente; para- y protofo bien desarrollados, delimitan una foseta central persistente; hay una pequeña foseta anteroexterna entre el paracono y el parastilo relativamente persistente; en el P² esta foseta todavía se mantiene abierta hacia la cara anterior.

M¹⁻²: cuadrangulares, sin cíngulo externo; parastilo muy prominente y proyectado hacia afuera, especialmente marcado en el M²; para- y metacono con sus columnas menos marcadas que las del parastilo; metastilo poco desarrollado; no se observa mesostilo; protocono e hipocono bajos, subiguales, bien separados por un surco en la cara interna, pero con sus bases coalescentes hacia la parte externa; hay una foseta central bifida que tiene su segmento anterior más largo; parafole oblicuo, metalofo transverso; hay una foseta circular posteroexterna; sobre la base de lo observado en el M³ también habría una foseta anteroexterna, que ha quedado evidenciada por un pequeño pozo en la dentina; cíngulo anterior bajo pero algo más desarrollado que en los premolares; cíngulo posterior bien desarrollado y más alto que el anterior, de manera que participa rápidamente en la superficie de masticación y se une al hipocono delimitando así una foseta posterior baja y efímera (ver Lám. I, Figs. a y b); no hay cíngulo interno. A diferencia de lo que se observa en otros Litopterna no hay una cresta que comuniquen el protocono con el área del metacono o metastilo (cresta IV de Hershkovitz, 1971).

M³: subtriangular, más pequeño que el M²; sin hipocono; protocono conectado al ectolofa por un parafole oblicuo y por un metalofo incompleto también oblicuo (ver Lám. I, Figs. a y b); el metalofo está separado del ectolofa por un pequeño valle

que se oblitera con el desgaste; probablemente este valle comunicaba la fosa central con la cavidad delimitada por el cíngulo posterior; hay una foseta anteroexterna bien desarrollada y vestigios de una foseta posteroexterna; el cíngulo posterior es más bajo que en los M¹⁻²; en el flanco posterior del protocono se observa un tubérculo o engrosamiento basal conectado al cíngulo posterior.

Detadura inferior: el i₁ no se conoce.

i₂₋₃: pequeños, algo procumbentes, de sección ovoidal, alargados anteroposteriormente, con una cúspide principal central.

c₁: pequeño, algo más globoso que los i₂₋₃, con una cúspide principal de la que parte una corta cresta anterior y una posterior algo más larga y curvada internamente, que deja un pequeño valle interno.

p₁: algo más largo que ancho; ligeramente más pequeño que el c₁.

p₂: con "trigónido" más alto y desarrollado que el "talónido"; "talónido" conectado al "trigónido" en la región del "metacónido"; valle externo bien desarrollado; no se observa entocónido.

p₃₋₄: de estructura semejante al p₂ pero progresivamente más grandes y molariformes por el mayor desarrollo del talónido y de la cresta anterior del trigónido. El metacónido se hace progresivamente más alto y desarrollado y se prolonga posteriormente (especialmente en el p₄) por una cresta que se aproxima al extremo posterior del talónido (ver lám. I, fig. c).

m₁₋₂: selenodontes, similares en estructura, pero el m₁ más corto, con las cuencas del talónido y del trigónido más cerradas que en el m₂ y la prolongación posterior del metacónido más desarrollada; entocónido lofoide unido al hipoconúlido.

m₃: se diferencia de los m₁₋₂ porque el talónido es muy prolongado hacia atrás, más angosto que el trigónido; en el ejemplar tipo se observa un surco vertical, posterior al hipocónido, bien marcado, que señala el principio de diferenciación de un tercer lóbulo; el entocónido mantiene su conexión con el hipoconúlido por medio de una cresta dirigida hacia atrás.

Cráneo: como todo el material que proviene de la Formación Lumbrera, el cráneo está muy quebrado y deformado; es alargado y grácil, con el rostro suavemente redondeado anteriormente, con las narinas terminales. Nasaes largos expandidos posteriormente. Constricción post-orbitaria poco marcada. El frontal se extiende hacia

adelante entre los nasales hasta poco por delante del borde anterior de la órbita. El foramen infraorbitario es pequeño, Cresta sagital aparentemente baja.

Los premaxilares parecen ser pequeños; en su porción palatal la sutura premaxilomaxilar es parcialmente observable: su porción posterior corre en forma paralela al I³ para girar mesialmente a la altura del límite I²⁻³.

El paladar es amplio y no excavado posteriormente ya que la escotadura postpalatina no alcanza el borde posterior del M³.

Crestas aparentemente más bajas que en *Adiantoides* corren desde los pterigoides hacia la región auditiva. En el límite posteroexterno de estas crestas se encuentra el foramen oval.

La región auditiva presenta un timpánico pequeño, aplanado, de contorno irregular, que mesialmente no alcanza a contactar con el basioccipital y el basiesfenoides. Está adosado al cráneo por el extremo anterior y el posterior del *porus acusticus externus* y es libre en el resto del contorno. No hay evidencias de un *meatus acusticus externus* óseo. Debajo del timpánico hay un petroso globoso, grande, acuminado hacia adelante, que aparentemente llega a sobrepasar la sutura basioccipital-basiesfenoides. Este petroso grande parece ser homólogo de la cavidad descrita por Simpson y Minoprio (1949:16) para *Adiantoides*. El borde interno del petroso contacta en toda su extensión con el basioccipital y el basiesfenoides de manera que aparentemente no habría un gran foramen *lacerum medium*. Sin embargo no es descartable que la gran deformación del cráneo esté alterando la verdadera relación entre estos elementos. De todas maneras en *Adiantoides* el petroso parece estar en contacto con los huesos del basicráneo.

En el extremo postero externo del petroso hay dos forámenes, uno orientado externamente y otro en posición más ventroposterior que probablemente corresponden a las fenestras *vestibuli* y *cochlearis* respectivamente.

Por detrás del petroso el basioccipital forma un ala muy expandida que lo cubre parcialmente. El foramen condilar se encuentra próximo al borde interno del cóndilo (lám. II, fig. b).

Mandíbula: cuerpo bajo y grácil de altura uniforme, con la región sinfisaria pro-cumbente, extendida hasta el límite p₃-p₄.

Proceso postero-interno al m₃ menos marcado que en los Notoungulata *Notioprognonia*. El proceso angular es extendido posteriormente (lám. II, fig. c).

Discusión

1. Afinidades de *Indalecia grandensis* gen. et sp. nov.

Indalecia grandensis gen. et sp. nov. de la Formación Lumbrera (Eoceno temprano) de la provincia de Salta es un primitivo Litopterna que por sus características craneanas y dentarias se halla estructuralmente relacionada a *Adiantoides leali* Simpson y Minoprio, 1949, de la Formación Divisadero Largo (Eoceno tardío?) de Mendoza.

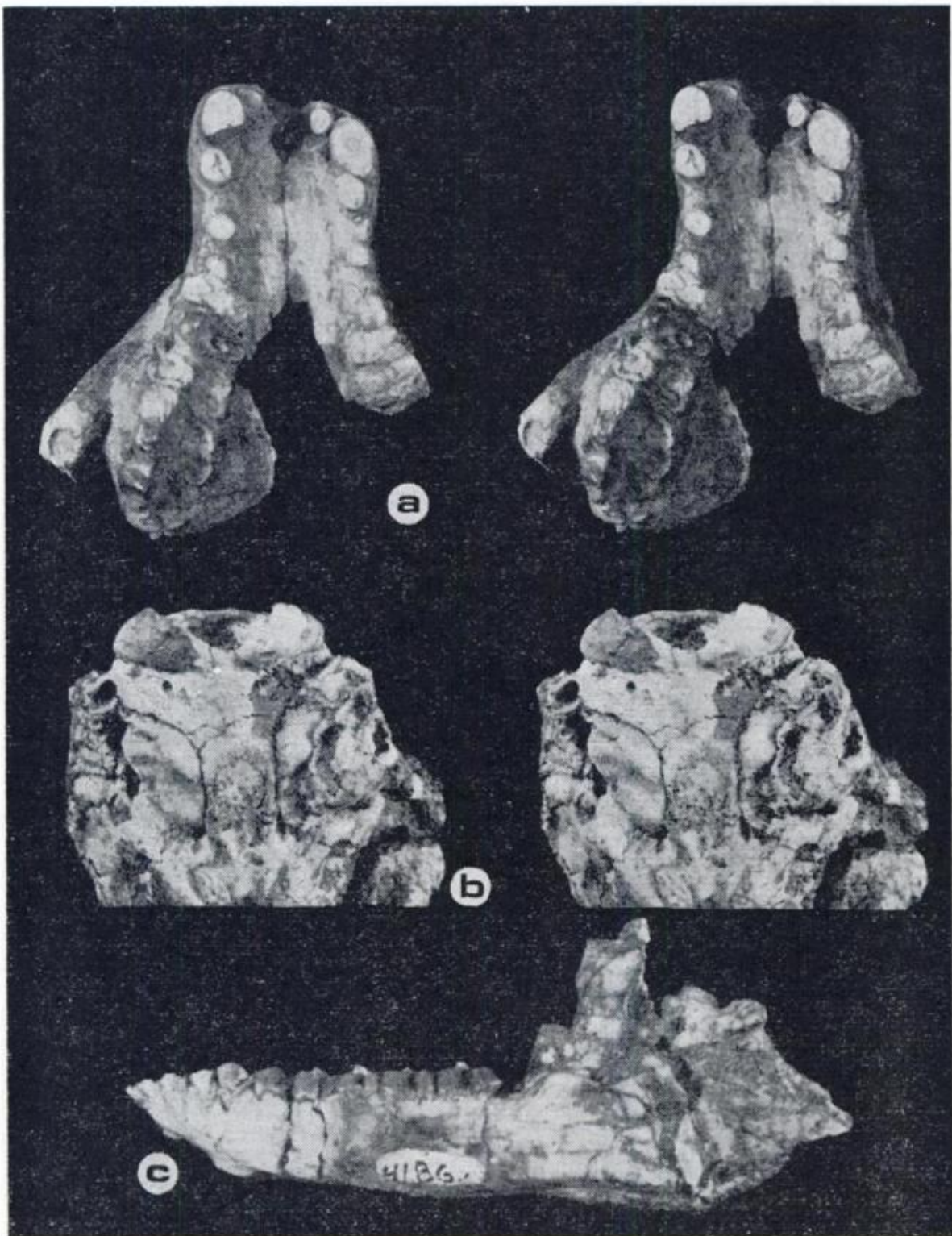
Indalecia se diferencia de *Adiantoides* por presentar dentadura más cerrada; M¹⁻² notablemente más cuadrangulares; M³ triangular; premolares inferiores más molarizados, con talónidos más anchos; m₁₋₃ con paracónido más prolongado internamente, hipoconúlido y entocónido mejor diferenciados en m₁₋₂; m₃ con talónido más alargado posteriormente, etc.

Los caracteres que presentan en común *Indalecia* y *Adiantoides* resultan significativos cuando se los compara con los otros representantes de la familia Adiantidae, especialmente con *Proadiantus* Ameghino, 1897 (Deseadense de Patagonia) y *Proheptaconus* Bordas, 1936 (Colhuehuapense de Patagonia) que son los mejor conocidos. Téngase en cuenta que *Adiantus* Ameghino 1891 (Santacruzense de Patagonia) es, paradójicamente, el género menos conocido de la Familia (V. Simpson et al., 1962; Soria, 1981).

Entre estos caracteres se destacan los siguientes:

1) Tanto *Indalecia* como *Adiantoides* presentan una marcada braquiodoncia mientras que los otros géneros presentan una clara tendencia a la hipsodoncia.

2) Los P²⁻⁴ de *Indalecia* y *Adiantoides* presentan una estructura triangular sin hipocóno, con una foseta central y una anteroexterna bien definidas y un ectolofa sencillo con paracono y parastilo prominentes pero sin metacono y con metastilo inconspicuo. En *Proadiantus* hay un ectolofa más complejo con pilar del metacono y con un me-



Lám. II. — a) *Simpsonotus* sp. (MLP) 82-VI-1-1) vista palatal con I² - M³ derechos muy deteriorados y raíces de I² - P¹ izquierdos ap. x 1,05; *Indalecia grandensis* gen. et sp. nov. (PVL 4186); b) detalle de la región auditiva ap. x 1,60; c) rama mandibular izquierda en vista lateral ap. x 1,35.

TABLA DE MEDIDAS DE *INDALECIA GRANDENSIS* GEN. ET SP. NOV. (EN MM)

PVL 4186			PVL 4186		PVL 4186			PVL-S-12	
	L	A			L	A	L	A	
P ¹	2,5	2,7	I ¹ - M ³	41	p ₁	2,6	2,5		
P ²	4,1	5,3	p ¹ - P ⁴	14,3	p ₂	4,2	2,8		
P ³	4,4	6,2	M ¹ - M ³	16,65	p ₃	4,65	3,3		
P ⁴	4,6	6,9	p ¹ - M ³	29,8	p ₄	4,6	3,5		
M ¹	5,8	6,8	i ₁ - m ₃	40	m ₁	5	3,85		
M ²	6,7	7,1	p ₁ - p ₄	16,3	m ₂	5,3	3,7		
M ³	6,8	7,1	m ₁ - m ₃	16,7	m ₃	7,2	5,2	6,95	3,7
			p ₁ - m ₃	33,15					

tastilo que, aunque pequeño, está claramente desarrollado. En la superficie coronaria existe una foseta antero-externa que está separada por una pequeña cresta de una foseta más interna que no es claramente central (V. Patterson, 1940, fig. 6). Es probable que exista una desproporción en el desarrollo de la región posterior del diente con respecto a la parte anterior, de manera que la foseta central quede desplazada hacia adelante. El P⁴ de *Proadiantus* es más molarizado, con el ectolofa semejante al de los molares, con un cíngulo posterior bien desarrollado con un hipocono distinto. Aparece además una foseta postero-externa. En *Proheptaconus* sólo se conoce la parte interna del P⁴ que es muy semejante a la de *Proadiantus*.

3) Los M¹⁻² de *Indalecia* presentan el hipocono conectado a la región del metacono por medio de una cresta transversal del tipo de la hallada en los Notoungulata; además, el protocono está desconectado de la región del metacono de manera que la fosa central está abierta internamente, al menos en las etapas iniciales del desgaste (en el M¹ ya se ha cerrado); en *Adiantoides* los molares tendrían una estructura semejante, ya que en el M¹ derecho (V. Simpson y Minoprio, 1949-15, fig. 5) la fosa es abierta. Estos caracteres son especialmente notables pues aparentemente falta un elemento (cresta IV de Hershkovitz, 1971) que está presente en los demás Litopterna, incluyendo al resto de los Adianthidae.

4) En *Indalecia* el M³ no tiene hipocono desarrollado, en tanto en *Proheptaconus* y *Proadiantus* está bien desarrollado determinando una estructura más semejante a la de los M¹⁻². En *Adiantoides* este diente está muy deteriorado y no se puede observar su estructura.

5) El m₃ de *Indalecia* y *Adiantoides* no posee entocónido transverso, sino que se halla conectado al hipoconúlido por una cresta posterior. Por el contrario, en *Proadiantus* el entocónido es transverso y no conectado al hipoconúlido. Este diente no se conoce en *Proheptaconus* y *Adianthus*.

La Familia Adianthidae es uno de los grupos menos conocidos entre los Litopterna debido tanto a su escasez en el registro como a lo fragmentario del material. Sin embargo, los caracteres mencionados más arriba, especialmente en los puntos 1, 2 y 3, sugieren que *Indalecia grandensis* y *Adiantoides leali* representan una línea filogenéticamente separada de los demás integrantes de la familia. Sin embargo, las evidencias disponibles no son suficientes todavía como para separar estas dos especies en una familia propia, por lo que se mantiene su inclusión en la Familia Adianthidae pero diferenciando ambos grupos en dos subfamilias distintas: Indaleciinae para *Indalecia* y *Adiantoides* y Adianthinae para *Proadiantus*, *Proheptaconus* y *Adianthus*.

Si este criterio es correcto, la subfamilia Adianthinae, Ameghino, 1891 quedaría definida de la siguiente manera, con los límites que impone lo fragmentario del material: fórmula dentaria probablemente completa; molariformes mesodontes a hipsodontes; incisivos y caninos pequeños y subiguales; P¹ y simple; P²-P³ con protocono algo desplazado anteriormente, paracono y metacono bien desarrollados, parastilo bien marcado, metastilo poco desarrollado, foseta antero-externa alargada y dividida por una pequeña cresta; cíngulo posterior bien desarrollado (*Proadiantus*); P⁴ molariforme, con cíngulo posterior bien desarrollado e hipocono pequeño (*Proadiantus* y *Proheptaconus*); M¹⁻² con octolofa con pliegues del paracono y metacono de regular a bien desa-

rollados, con mesostilo (*Proadiantus*) o sin mesostilo (*Proheptaconus*), protocono ligado a la región del metacónulo por una cresta oblicua, fosa central cerrada internamente; M^3 con hipocono bien desarrollado; m_3 con entocónido transverso (*Proadiantus*).

2. Consideraciones sobre las faunas de las Formaciones Divisadero Largo, Mealla y Lumbrera

Durante muchos años la fauna de Divisadero Largo de Mendoza resultó enigmática en muchos aspectos. Según Simpson et al. (1962) la gran mayoría de los taxa de esta fauna son únicos y ninguno de ellos parece pertenecer, o estar cercano, a los linajes conocidos de las faunas anteriores y posteriores de América del Sur. Inclusive señalan no conocer otra fauna de mamíferos tan aberrante en otros continentes. Como conclusión, suponen que la fauna de Divisadero Largo representaría una suerte de enclave, aislado de alguna manera y probablemente peculiar en su ecología. Por otra parte, debido a la especial asociación faunística, con elementos que sugieren una antigüedad desde Casamayorensis hasta Deseadense, estos autores consideran que la antigüedad de esta Formación es pre-Deseadense tardío o Deseadense temprano. Pascual et al. (1965) consideran que esta fauna llena razonablemente bien el hiato reconocido entre las Edades Mustersense (Eoceno medio) y Deseadense (Oligoceno temprano) y proponen una nueva Edad-mamífero, Divisaderense, atribuyéndole una antigüedad Eoceno tardío.

El conocimiento que tenemos actualmente de los mamíferos de las Formaciones Mealla (Paleoceno superior) y Lumbrera (Eoceno inferior) del noroeste argentino, permite reinterpretar ahora las afinidades de algunos de los mamíferos provenientes de Divisadero Largo.

Brachystephanus postremus Simpson et al., 1962; *Xenostephanus chiottii* Simpson et al., 1962 y *Allalmeia atalaensis* Rusconi, 1946, fueron asignados tentativamente, y con muchas reservas, a la familia Oldfieldthomasiidae (Simpson et al., 1962) ya que no presentan caracteres que permitan asociarlos indudablemente a los géneros patagónicos que sirvieron de base para definir dicha familia. Bond (1981) ha señalado las estrechas semejanzas de estos géneros con *Colbertia*

Paula Couto, 1952, registrado en las Formaciones Itaborai (Paleoceno superior, Brasil) y Lumbrera. Estas relaciones son especialmente marcadas entre *C. lumbrerensis* Bond, 1981 (Formación Lumbrera) y *B. postremus*. Según Bon (op. cit.) todos estos géneros extra patagónicos forman un grupo separado del resto de los Oldfieldthomasiidae pues comparten algunos caracteres propios como por ejemplo una mayor braquiodoncia. En este grupo incluye con dudas un solo género patagónico, *Maxschlosseria* Ameghino, 1901.

Otro de los mamíferos enigmáticos de la fauna de Divisadero Largo es *Acamana ambiguus* Simpson et al., 1962. Los escasos y fragmentarios restos de esta especie no permitían establecer sus afinidades, de manera que no se la asignó originalmente a ningún Orden ni Familia. Simpson et al. (op. cit.) ponen especial énfasis en la disposición de los dientes anteriores con I^3 agrandados, I^{1-2} reducidos y ubicados transversalmente entre los I^3 , C^1 reducido y diastema. Esta disposición no se conocía hasta ese momento en ningún otro mamífero sudamericano. Al margen de que la disposición de los incisivos superiores se desconoce en ciertos grupos (v. gr. *Astrapotheria sensu lato*), actualmente se han descrito Notoungulata con una disposición de estos dientes semejante a la de *Acamana*. Se trata del Henricosborniidae *Simpsonotus* Pascual y Vucetich, 1979 (en Pascual et al., 1979) de la Formación Mealla de la provincia de Jujuy. Al igual que en *Acamana*, en *Simpsonotus* los I^3 están agrandados y el C^1 está proporcionalmente menos desarrollado. Esta peculiar disposición de los I^3 y C^1 , desconocida hasta ahora en otros mamíferos sudamericanos, indicaría una probable relación filogenética entre ambos géneros. De ser real esta relación, diferencias tales como I^{1-2} ubicados algo por delante de los I^3 y caninos proporcionalmente más desarrollados en *Simpsonotus*, representarían una etapa estructural previa dentro de una línea evolutiva de Notoungulata, caracterizada por la hipertrofia de los I^3 , proceso que habría alcanzado su máximo desarrollo en *Acamana*. Esta hipótesis concuerda con la gran diferencia temporal existente entre los sedimentos portadores de ambos géneros. La inferencia de una posible relación filogenética entre *Acamana* y *Simpsonotus* estaría reforzada por el hallazgo de un ejemplar de *Simpsonotus* sp. (MLP 82-VI-1-1) proveniente con ciertas dudas de la Formación Maiz Gordo, que suprayace a la For-

mación Mealla (V. Pascual et al., 1981), con caracteres tales como mayor robustez, I² de posición más transversa y C¹ ligeramente más desarrollados que en *S. major* Pascual y Vucetich, 1979, que en conjunto conforman una estructura más parecida a la de *Acamana* (lám. II, fig. a).

Adiantoides leali, como ya se ha discutido en este trabajo, presenta sus mayores afinidades con *Indalecia grandensis* gen. et sp. nov. de la Formación Lumbrera.

La presencia en la Formación Divisadero Largo de *Brachystephanus*, *Xenostephanus*, *Allalmeia* y *Adiantoides* de abolengo noroesteño, a los que se podría sumar *Acamana*, indica que en algún momento del Terciario inferior existió una relación entre las faunas del área de Divisadero Largo y del noroeste argentino. Por otra parte, en la Formación Divisadero Largo también se han registrado Litopterna y Notoungulata de abolengo patagónico (v. gr. *Phoradiadus*, *Ethegothehium* y *Trachytherus*?), pero más escasos en diversidad y frecuencia. Esto indicaría que las relaciones faunísticas con Patagonia eran menos estrechas que con el noroeste.

Si bien la fauna de Divisadero Largo ya no resulta tan enigmática como antes de conocerse los mamíferos de las Formaciones Mealla y Lumbrera, aun restan muchas cuestiones para resolver como su ubicación temporal, ecología, etc.

Abreviaturas usadas

MLP, División Paleontología Vertebrados, Museo de La Plata; PVL, Paleontología Vertebrados, Fundación Miguel Lillo.

Agradecimientos

Los autores desean agradecer a la familia Gómez Alzaga la amable ayuda brindada durante los trabajos de campo en la Ea. Pampa Grande; al Geol. Jaime Powell el préstamo del material de la Fundación Miguel Lillo; al Dr. Juan C. Quiroga la obtención de las fotografías; al Sr. Omar J. Molina la preparación del material y al PRDCyT (OEA) la ayuda para la publicación de este trabajo.

Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F., 1891. *Caracteres diagnósticos de cincuenta especies nuevas de mamíferos fósiles argentinos*. Rev. Arg. Hist. Nat. 1: 129-167.
- 1897. *Mammifères Crétacés de l'Argentine. Deuxième contribution à la connaissance de la faune mammalogique des couches à Pyrotherium*. Bol. Inst. Geol. Arg. 18: 406-521.
- 1901. *Notices préliminaires sur des ongulés nouveaux des terrains crétacés de Patagonie*. Bol. Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 16: 350-426.
- Baldis, B. A., A. Gorroño, J. V. Ploszkiewicz y R. M. Sarudiansky, 1976. *Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes*. VI Congr. Geol. Arg. Bahía Blanca, I: 3-22.
- Bond, M., 1981. *Un nuevo Oldfieldthomasiidae (Mammalia, Notoungulata) del Eoceno inferior (Fm. Lumbrera, Grupo Salta) del NO argentino*. II Congr. Latino-Amer. Paleont., Brasil. II: 521-536.
- Bordas, A. F., 1936. *Un nuevo mamífero del Colpodon de Gaiman (Proheptacomus trelewensis gen. et sp. nov.)*. Physis XII: 110-112.
- Carbajal, E., R. Pascual, R. Pinedo, J. A. Salfity y M. G. Vucetich, 1977. *Un nuevo mamífero de la Formación Lumbrera (Grupo Salta) de la Comarca de Carahuasi (Salta, Argentina). Edad y correlaciones*. Publ. Mus. Mun. Cien. Nat. Mar del Plata "L. Scaglia" 2 (7): 148-163.
- Herskovitz, P., 1971. *Basic Crown Patterns and Cusp Homologies of Mammalian Teeth*. en A. A. Dahlberg (ed.) *Dental Morphology and Evolution*: 95-150.
- Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo y L. Cazau, 1979. *Sierras Subandinas*. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cien. Córdoba I: 95-137.
- Pascual, R., E. J. Ortega Hinojosa, D. Gondar y E. Tonni, 1965. *Las Edades del Cenozoico Mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del Territorio Bonaerense*. An. Com. Invest. Cient. Bs. As. VI: 165-193.
- Pascual, R., M. Bond y M. G. Vucetich, 1981. *El Subgrupo Santa Bárbara (Grupo Salta) y sus vertebrados. Cronología, Paleoambientes y Paleobiogeografía*. VIII Congr. Geol. Arg. San Luis, 743-758.
- Pascual, R., M. G. Vucetich y J. Fernández, 1979. *Los primeros mamíferos (Notoungulata, Henricobornidae) de la Formación Mealla (Grupo Salta, Subgrupo Santa Bárbara). Sus implicancias filogenéticas, taxonómicas y cronológicas*. Ameghiniana XV (3-4): 366-390.

- Patterson, B., 1940. *An Adianthine Litoptern from the Deseado Formation of Patagonia*. Fields Mus. Nat. Hist. Geol. Series 8 (2): 13-20.
- Paula Couto, C. de, 1952. *Fossil mammals from the beginning of the Cenozoic in Brasil. Notoungulata*. Amer. Mus. Nov. 1963: 1-5.
- Rusconi, C., 1946. *Nuevo mamífero fósil de Mendoza*. Bol. Paleont. Buenos Aires 20, 2 pp.
- Simpson, G. G., 1967. *The Beginning of the Age of Mammals in South America*. Part. 2. Bull. Amer. Mus Nat. Hist. 137: 1-259.
- Simpson, G. G. y J. L. Minoprio, 1949. *A new Adianthine Litoptern and associated mammals from a Deseadan faunule in Mendoza, Argentina*. Am. Mus. Nov. 1434: 1-27.
- Simpson, G. G., J. L. Minoprio y B. Patterson, 1962. *The mammalian fauna of the Divisadero Largo Formation, Mendoza, Argentina*. Bull. Mus. Comp. Zool. 127 (4): 239-293.
- Soria, M. F., 1981. *Los Litopterna del Colhuehuapense (Oligoceno tardío) de la Argentina*. Rev. Mus. Arg. Cien. Nat. "B. Rivadavia", Paleont. III (1): 1-54.
- Turner, J. C. M. y R. Mon, 1979. *Cordillera Oriental*. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cien. Córdoba I: 57-94.

Recibido: 15 de julio, 1982.

Aceptado: 30 de diciembre, 1982.

MARIANO BOND, MARIA G. VUCETICH
CONICET,

Facultad de Ciencias Naturales y Museo,
Paseo del Bosque, 1900 La Plata.

NOTAS BREVES

FORMACION PESCADO (RIO IRUYA - SALTA),
SU EDAD Y CORRELACION

BELARMINO ANTELO PEREZ

El angosto San Ignacio se encuentra en el curso medio del Río Iruya, a 17 km agua arriba de la localidad Isla de Cañas, entre los parajes Limoncito y Monoyoc.

En el lugar, Agua y Energía Eléctrica ha realizado una serie de estudios, con el fin de establecer posibles obras hidroeléctricas, siguiendo un plan denominado Aprovechamiento Integral del Río Bermejo - Sistema Iruya-Pescado.

En la campaña realizada en el segundo semestre de 1981, se encontraron fósiles de edad devónica en los estratos que se encuentran a unos 700 m agua abajo del eje previsto para la implantación de la futura presa de embalse.

El interés de este hallazgo es de carácter netamente estratigráfico, por tal motivo el autor hace conocer el mismo, pensando además, que puede ser una contribución al proyecto 44 de la P.I.C.G. - Paleozoico inferior de América del Sur.

Estratigrafía

En una extensión de 25 km del río Iruya, entre las localidades de Matancillas e Isla de Cañas se observan afloramientos de rocas pertenecientes al Precámbrico, Paleozoico y Terciario.

El angosto San Ignacio, se encuentra en este tramo y comprende a rocas de edad devónica del Grupo Picachos.

La Formación Baritú corresponde a areniscas cuarcíticas y cuarcitas y delgados estratos de limolitas, con espesor total de 600 metros.

Concordantemente aparecen potentes estratos de conglomerados oligomícticos, compactos, constituidos esencialmente por clastos de cuarzo, redondeados, no mayores de 3 cm,

matriz arenosa y cemento silíceo y una potencia de 80 metros. Esta unidad litológica corresponde a la Formación Porongal o Conglomerado Porongal (Padula, *et al.*, 1967).

Sobre esta unidad se asientan 100 m de lutitas negras, finamente estratificadas, con presencia de ondulitas, fósiles y trazas orgánicas, luego se van alternando estratos de areniscas finas, micáceas, hasta llegar a predominar éstas sobre las lutitas.

Estas unidades litológicas corresponden a la Formación Pescado (Padula *op. cit.*).

Presencia de fósiles en la
Formación Pescado

En los primeros 20 m de las lutitas se han encontrado fragmentos de impresiones de costillas de braquiópodos, que por sus caracteres se asemejan a *Australocoelia* y *Scaphiocoelia*. Debido a la facilidad con que se disgrega la roca fue imposible extraer muestras de estos fósiles. También se han hallado impresiones de *Zoophycos* en todo el espesor del paquete.

Continúan 4 m de areniscas de *Australospirifer* sp., *Australocoelia* sp., y *Proboscidina* sp.

Por encima de este banco vuelven las lutitas hasta concluir con el perfil, con la presencia de *Australocoelia* sp., *Australospirifer* sp., y *Notiochonetes* sp. en menor proporción que en el primer banco.

El material coleccionado se encuentra depositado en la Colección Museo de La Plata con los números que se detallan:

MLP 11714 - 16. - *Australospirifer antarcticus* Morris y Sharpe.

MLP 11725 - . - *Proboscidina arcei* (Ulrich).

MLP - 11722 - 24. - *Australocoelia tourteloti* Boucot y Gill.

MLP 11717 - 20. - *Notiochonetes falklandica* (Morris y Sharpe).

Consideraciones sobre correlación estratigráfica

El contacto entre las Formaciones Lipeón y Baritú en esta zona está dada por falla (Antelo, 1981 y 1982).

En las rocas correspondientes a la Formación Baritú no se han encontrado fósiles, tampoco se han realizado estudios micropaleontológicos o palinológicos que determinen la edad.

Con referencia a la edad de las rocas de la Formación Pescado, la presencia de los fósiles mencionados, coincide plenamente con los hallados en las Formaciones Gamoneda de Tarija; Icla de Icla, Presto, Pojo y Quilco; Belén de Belén y Ayo-Ayo de la localidad homónima de Bolivia (Isaacson,

1977). Este autor ubica las mismas en el Devónico inferior (Siegeniano-Emsiano).

Mc Gregor, D.C. (com. epis.) del Servicio Geológico de Canadá, ha realizado estudios palinológicos en la Formación Santa Rosa de Bolivia, determinando que la misma pertenece al Pridoliano-Gediniano. Esta Formación es correlacionable con la Formación Baritú de Argentina, por lo tanto se propone adoptar esta edad para la misma hasta tanto no se realicen otros estudios específicos para determinar fehacientemente su edad.

Por otra parte, siguiendo los estudios de Mc Gregor, éste establece una discordancia entre el Gediniano y Emsiano, no apareciendo el Siegeniano.

En opinión de Isaacson (com. epis.) compartida por el autor, en el perfil de San Ignacio, el Conglomerado Porongal estaría comprendido en esta edad; considerando que en Bolivia no aparece esta unidad litológica en las localidades estudiadas por Isaacson (*op. cit.*).

Lista de trabajos citados en el texto

Antelo, B., 1981. *Rasgos geológicos de los aprovechamientos hidroeléctricos de San José y San Ignacio, Río Iruya, Provincia de Salta*. Inéd. A. y E.E.

— 1982. *Informe geológico-Geotécnico del Cierre San Ignacio, Río Iruya, Provincia de Salta*. Inéd. A. y E.E.

Isaacson, P. E., 1977. *Devonian stratigraphy and brachiopod paleontology of Bolivia*. *Palaontographica*, Sonder-Abdruck, Abt. A. Band 155-156: 133-192. y 168-217.

Padula, E., E. Roller, A. Mingramm, P. Criado Roqué, M. Flores y B. Baldis, 1967. *Devonian of Argentina*. *Intern. Sym. Dev. Syst., Proceed., II*: 165-199, Canadá.

Recibido: 19 de julio, 1982.

Aceptado: 20 de marzo, 1983.

BELARMINO ANTELO PEREZ

Agua y Energía Eléctrica
Sector Geotécnica
Leandro Alem 1134 - 5º Piso
Buenos Aires.

DEPOSITOS GLACIARIOS DEL GRUPO DE ISLAS JAMES ROSS, ANTARTIDA

EDUARDO C. MALAGNINO, EDUARDO B. OLIVERO,
CARLOS A. RINALDI y JUAN P. SPIKERMANN

El Grupo de islas James Ross comprende un conjunto de islas situadas en el extremo NE de la península Antártica, en el Sector Antártico Argentino y en el mar de Wedell.

Estas islas presentan considerable interés no solamente desde el punto de vista geológico, por sus magníficos afloramiento de rocas cretácicas y terciarias —únicos por sus características dentro de lo conocido geológicamente en la península Antártica— sino también por razones históricas para nuestro país, relacionadas con el rescate de la expedición científica del Dr. O. Nordenskjöld por la corbeta Uruguay de bandera argentina.

En forma sintética, el Grupo de islas en lo principal se compone geológicamente de sedimentitas marinas cretácicas, que comprenden una secuencia del Cretácico inferior tardío y otra del Cretácico superior (principalmente del Campaniano); una secuencia sedimentaria del Terciario inferior; un importante conjunto vulcanógeno basáltico, submarino en su mayor parte, de edad terciaria superior-pleistocena y sedimentos más modernos, en su mayoría de origen glaciario. Al conocimiento de esta síntesis geológica han contribuido numerosos trabajos, comenzando por el original de Andersson (1906) —integrante de la expedición de Nordenskjöld— en el cual quedan asentadas las bases del conocimiento stratigráfico de este Grupo de Islas, posteriormente ampliados y estudiados con más detalles por Bibby (1966) en lo relacionado con la secuencia cretácica y Nelson (1975) y Rex (1972) en lo relativo al vulcanismo del Terciario superior-Pleistoceno.

Más recientemente un grupo de geólogos argentinos integrantes del plan GEOANTAR y pertenecientes a diversas instituciones —Universidad de Buenos Aires, Instituto

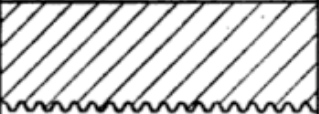
Antártico Argentino, Comisión Nacional de Energía Atómica y Yacimientos Petrolíferos Fiscales— han aportado datos de interés y ampliado el conocimiento sobre la geología de este sector (Rinaldi *et al.*, 1978; Malagnino *et al.*, 1978; Malagnino *et al.*, 1981; Rinaldi, 1982, Del Valle *et al.*, 1982; Medina y Rinaldi, 1982 entre otros).

A los mismos se suman contribuciones por parte de investigadores del Instituto de Estudios Polares de Estados Unidos de Norteamérica (Elliot *et al.*, 1975; Elliot, 1981; Zinsmeister, 1980 entre otros).

Esta breve introducción al desarrollo del conocimiento geológico del Grupo de Islas James Ross se efectúa a raíz de un trabajo sobre los depósitos glaciarios de este sector, recientemente publicado por Rabassa (1982), en el cual, además de los aspectos estrictamente relacionados con el tema principal, se adoptan nuevos criterios sobre la nomenclatura, división, estructura y génesis de la secuencia cretácica.

Dado que tales criterios no se basan en nuevos datos, sino que constituyen meras opiniones subjetivas del autor (Rabassa, 1982) establecidas sin brindar la necesaria y correcta fundamentación que explique por qué se desechan y omiten datos, conclusiones y criterios establecidos anteriormente y por qué se adoptan otros en su lugar, deseamos comentar algunos aspectos del trabajo en vista de que constituyen la última referencia sobre el tema, señalando los criterios sostenidos que creemos incorrectos y aportando a tal fin datos nuevos y otros establecidos anteriormente por los autores y omitidos en el trabajo que se comenta, no solamente en relación con las sedimentitas cretácicas sino también con respecto al resto de la secuencia.

UNIDADES ESTRATIGRAFICAS RECONOCIDAS EN LAS SEDIMENTITAS CRETACICAS DEL GRUPO DE ISLAS JAMES ROSS s/distintos autores

Sistema	Serie	ANDERSSON (1906)	BIBBY (1966)	RINALDI et al. (1978)	MEDINA y RINALDI (1982) MEDINA et al. (en prensa)
CRETACICO	SUPERIOR	Older Seymour Island Beds Snow Hill Beds	Snow Hill Island Series Hidden Lake Beds Stoneley point conglomerates Upper kotick point beds Lower kotick point beds Lagrelius point conglomerates	F. Sobral F. Lopez de Bertodano GRUPO MARAMBIO	F. Sobral F. Lopez de Bertodano F. Hidden Lake F. Stoneley point F. Upper kotick point GRUPO MARAMBIO
	INFERIOR				 F. Lower kotick point F. Lagrelius point

Sobre las sedimentitas cretácicas

La evolución del conocimiento geológico de las sedimentitas cretácicas del Grupo de Islas James Ross ha ido progresando con el aporte de nuevos datos a partir del esquema propuesto por Andersson (1906) como se puede ver en el Cuadro que se acompaña. Si bien el conocimiento de tales sedimentitas dista mucho de ser completo, por lo que se sabe hasta el momento el conjunto de unidades asignadas originalmente, en parte tentativamente, al Cretácico superior (Bibby, 1966; Rinaldi et al, 1978) puede dividirse en dos secuencias: una del Cretácico inferior (Aptiano) —que comprende parte de las unidades basales originalmente estudiadas por Bibby (1966) (Formaciones Lower Kotic Point y Lagrelius Point)— y otra del Cretácico superior (Campaniano en su mayor parte) que comprende al Grupo Marambio (Rinaldi et al

1978, Medina y Rinaldi, 1982 y Medina et al en prensa).

La subdivisión de las sedimentitas cretácicas en dos unidades: Serie Príncipe Gustavo y Serie Cerro Nevado, creada por Rabassa (1982) es incorrecta e inapropiada. En primer lugar porque suplanta a la nomenclatura vigente sin fundamentación alguna y, en segundo lugar, porque el término "Serie" no tiene cabida en la subdivisión de unidades lito-estratigráficas; aún en el caso de que hubiera sido usado con sentido de unidad de estratigrafía histórica, o cronoestratigráfica si se quiere, se daría el curioso caso de que la Serie Cretácico superior estaría subdividida en dos Series (Príncipe Gustavo y Cerro Nevado).

En otro orden de cosas la estructura de las sedimentitas cretácicas aflorantes en Bahía Brandy (Bahía Bonita en la nomenclatura de Rabassa, 1982) es la de un homoclinal de rumbo cercano a N-S (N 10°-20°

E, magnéticos) e inclinación suave hacia el naciente, entre 7°-10°, salvo en el sector costero del Canal Príncipe Gustavo donde —probablemente por el efecto de arrastre producido por la fractura situada en el canal— las inclinaciones son un poco más fuertes —entre 20°-25°— (Bibby, 1966; Malagnino *et al.*, 1978).

De tal manera en el perfil realizado por Rabassa (1982) en bahía Brandy, las capas deberían observarse horizontales y no inclinadas y plegadas como figuran, ya que la dirección en que se ha levantado el perfil es paralela al rumbo de la estructura. Esta errónea interpretación de la estructura unida a la omisión de la descripción de la secuencia cretácica realizada por Malagnino *et al.*, (1978) en las cercanías del Refugio San Carlos (Bahía Brandy), tiene importancia en la interpretación de lo que Rabassa denomina Drift Refugio San Carlos, ya que la localidad de afloramientos de este Drift indicada por este autor (Localidad 3) coincide justamente con el punto A 1 del perfil de la figura N° 2 descrito por Malagnino *et al.* (1978) en el cual estos autores señalan a la secuencia cretácica aflorante como compuesta por: “conglomerados gruesos, estratificados en bancos de 10-15 m de espesor, polimícticos, poco litificados, de color gris, compuestos por clastos bien redondeados de rocas volcánicas, plutónicas, esquistos y cuarzo, con tamaños que oscilan entre 1-60 cm, y por escasos bloques angulosos de lutitas y areniscas que llegan a medir hasta 1,5 metros”. Estas capas están *intercaladas* en la secuencia del Cretácico superior por lo que se infiere que la atribución de las mismas a un cuerpo de drift de edad pleistocena por parte de Rabassa (1982) es errónea.

Sobre las diamictitas en el Grupo Volcánico Isla James Ross

Rabassa (1982) menciona el hallazgo de una diamictita en un bloque errático de Bahía Brandy (bahía Bonita según este autor) y asume que corresponde a la unidad del epígrafe, si bien menciona que no le fue posible ubicar sus afloramientos, interpretando que “desde el punto de vista genético, esta diamictita podría haber sido depositada por corrientes de barro volcánico vinculadas a la evolución del volcán Haddington o bien por glaciares procedentes de la península Antártica”, aclarando que su inter-

pretación correcta requiere, sin duda, estudios más detallados, pero sin mencionar ninguna referencia sobre el tema.

Si bien parecería ser que tanto el hallazgo como la interpretación genética de estas rocas mencionadas por Rabassa son originales de este autor, en realidad esto no es así, ya que las mismas —que corresponden, a juzgar por la descripción realizada, al conglomerado tobáceo situado en la base de la secuencia vulcanógena— tienen una larga e interesante historia debido a que fueron tomados, como se verá luego, como una de las primeras pruebas de la ocurrencia de glaciaciones terciarias en la Antártida.

Estas rocas fueron descritas por varios investigadores anteriores, en *afloramientos* y en diversos lugares de la isla James Ross, que fueron ubicados en mapas, comenzando por Andersson (1906), quien las menciona por primera vez en cabo Hamilton describiéndolas como una masa de sedimentos parecidos a una morena, que se sitúan en discordancia por encima del Cretácico e infrayen a las vulcanitas. Se componen de una matriz arcillosa y numerosos fragmentos angulosos, no mayores de 50 cm, de rocas cristalinas y pelitas, no aflorantes en la isla.

Sobre esta mención de Andersson (1906) —conjuntamente con otros afloramientos de conglomerados en la Península Antártica— Wright y Priestley (1922) basaron su idea de que la glaciación comenzó en la Antártida en el Terciario.

Si bien en la actualidad hay consenso entre diversos investigadores en aceptar que la glaciación antártica comenzó en el Terciario (véase por ejemplo los diversos trabajos sobre el tema en Antarctic Geology and Geophysics, 1972 y Antarctic Geoscience, 1982), una de las primeras evidencias que motivó esta idea —los conglomerados tobáceos de la isla James Ross— nunca volvió a ser considerada como tal en los diversos trabajos que se ocuparon posteriormente de estos depósitos.

Así Nichols (1960) establece que dichos conglomerados tobáceos no constituyen una evidencia concreta de ambiente glaciario ya que sus características texturales y litológicas corresponden también a depósitos de corrientes de barro, brechas volcánicas y fanconglomerados. Bibby (1966) describe estos depósitos en las puntas Bibby y Rabot como conglomerados gruesos, mal seleccionados, con clastos subangulosos a subredondeados y matriz arenosa con detrito volcánico, estableciendo que el agente de transporte más proba-

ble fue ácuo. Nelson (1975) menciona también estos depósitos en varios lugares de la isla James Ross ubicándolos en un mapa, los describe como conglomerados tobáceos y cita en los mismos la presencia de fósiles marinos (*?Panopea* sp.) Malagnino *et al.* (1978) describen también estos depósitos en las bahías Villar Fabre y Brandy, indicando que la matriz de estos conglomerados presenta en parte, fina laminación y ondulitas. Recientemente estos conglomerados fueron descritos también por del Valle *et al.* (1982) en el sector N de la isla James Ross.

Finalmente cabe acotar que el bloque errático en el cual Rabassa (1982) menciona las "diamictitas" debe provenir de la escarpa de basaltos y brechas palagoníticas, que circunscriben a la bahía Brandy (Bahía Bonita), correspondientes a la Fase Eruptiva II de Nelson (1975), que son justamente las rocas en cuya base se encuentra el conglomerado tobáceo descrito, situado entre las vulcanitas y la superficie de erosión labrada en las sedimentitas del Cretácico superior.

Sobre los depósitos glaciares de la meseta Marambio

Rabassa (1982) en el cuadro estratigráfico que propone para los depósitos glaciares de este sector, define una serie de bloques erráticos como la unidad más antigua (Pleistoceno inferior - Pleistoceno medio?), edad fundamentada en base a la relación morfológica que guardan dichos cuerpos —ubicados entre otras localidades sobre la meseta Lachman, a 280 m de altura— con otros depósitos de drift de edad Wisconsin, localizados en cotas inferiores a la indicada.

La existencia de los referidos bloques (verdaderos indicadores ya que se componen en gran parte de esquistos y rocas plutónicas, tipos litológicos éstos aflorantes solamente en la península Antártica) ya había sido anteriormente localizada y acotada a muy diversas alturas (Bibby, 1966; Malagnino *et al.* 1978, entre otros). Se destacan principalmente los que se agrupan por debajo de los 280 m de altura, fundamentalmente los ubicados en los actuales niveles de playa cercanos al refugio San Carlos y playas elevadas cercanas al actual nivel del mar, ya que constituyen una clara evidencia de que la llegada de dichos indicadores de la península Antártica hasta la isla James Ross ha sido de una persistencia continua hasta la actualidad.

Por tal motivo no es aceptable establecer una edad definida para los mismos, basada solamente en la posición topográfica, más aún teniendo en cuenta que en una de las superficies de abrasión marina más elevadas (isla Cockburn, 250-270 metros) se obtuvo, como se verá más adelante, una edad de 36.000 años.

No obstante Rabassa (1982) correlaciona estos bloques localizados en la superficie de la meseta Lachman, e incluso otros ubicados en cotas inferiores (235 m), con la delgada cubierta de depósitos glaciares marinos (Malagnino *et al.*, 1981) que corona la meseta de Marambio, asignándoles de esta forma igual edad (Pleistoceno inferior - medio?). Asimismo supone para estos depósitos un doble origen al definirlos como un till basal depositado sobre un till glacimarinero, indicando que la falta de relieve y la regularidad de su superficie se deben a la acción de procesos periglaciares. No surge del trabajo, sin embargo, con qué elementos de juicio se estableció dicha subdivisión, ya que si se invocan perturbaciones propias de procesos periglaciares —que sin duda existen en la superficie de la meseta de Marambio (Rinaldi *et al.*, 1978; Malagnino *et al.*, 1981)— la fábrica y estructura original de los cuerpos de drift postulados tendrían, igualmente, que estar profundamente perturbados e irreconocibles.

Mayores dudas surgen aún en los que respecta a la objetividad de las observaciones realizadas en el drift que corona la meseta de Marambio cuando expresa dicho autor que "la escasez de bloques de vulcanitas en el drift de la isla Marambio sugiere que las corrientes de hielo procedente de la península se desarrollaban en forma relativamente periférica a la isla James Ross, la cual habría mantenido englasamientos locales de menor competencia frente a los grandes glaciares de la península" (Rabassa, 1982).

Al respecto cabe señalar la importancia con la cual el material volcánico de composición basáltica y probablemente proveniente del Grupo Volcánico de la isla James Ross, ha participado en la composición del drift de Marambio, en el cual las fracciones clásicas mayores, incluidos bloques, se componen fundamentalmente de vulcanitas y en menor proporción metamorfitas y plutonitas (Malagnino *et al.*, 1981). Asimismo son destacables los valores que Elliot (1981) refiere en un muestreo realizado en tres localidades de la meseta de Marambio, los que pa-

ra las fracciones más gruesas arrojaron respectivamente valores de 56, 53 y 51 % de clastos de vulcanitas basálticas en relación a otros de naturaleza metamórfica, plutónica y sedimentaria.

Finalmente es conveniente analizar el esquema mediante el cual Rabassa (1982) explica la preservación posterior del drift que corona la meseta de Marambio al indicar que luego de su acumulación "habría sucedido un episodio de glaciación más restringida (interglaciación ?) en el cual se habría producido la elevación glacioisostática (parcialmente tectónica ?) de la isla Marambio, en particular, y de las restantes islas. Playas elevadas a 275 m s.n.m. en las islas Shetland corresponderían al momento de esta deglaciación parcial".

Resulta curioso que en la referida interpretación se seleccione una localidad distante a más de 250 km (islas Shetland del Sur), del área en estudio, península Antártica de por medio, teniendo en cuenta los numerosos niveles de abrasión marina y playas elevadas que gran número de investigadores han descrito y publicado en los últimos años en el Grupo de islas James Ross y áreas cercanas (Bibby, 1965; Aitkenhead, 1975; Malagnino et al 1978 y Malagnino et al 1981; Zinsmeister 1980). De todas estas superficies elevadas es sin duda la de mayor interés la ubicada en el S-SE de la isla Cockburn (Medina y Del Valle en Malagnino et al 1981), situada a menos de 8 km de la isla Marambio. Esta plataforma dispuesta entre 250-270 m de altura ha sido labrada en las rocas del Grupo volcánico de la isla James Ross y sobre ella apoya un reducido asomo de conglomerados con restos de pectínidos, braquiópodos, Balanus, foraminíferos y ostrácodos (Andersson, 1906). Recientemente conchillas de pectínidos provenientes de estos depósitos fueron datados por el método de C 14 obteniéndose para los mis-

mos una edad de 36.000 * años (Medina y del Valle, comunicación verbal).

La continuidad que manifiesta la terraza marina de Marambio situada actualmente a una altura de 200 m sobre el nivel del mar con la plataforma de abrasión marina de Cockburn, según una pendiente de inclinación regular en dirección a mar abierto, sumada al hecho de que en un pasado cercano ambas islas estaban unidas (Malagnino et al., 1981), permiten definir para el drift de origen marino que corona la meseta de Marambio una edad no mayor que la obtenida para los pectínidos datados (36.000 años).

Aun en el caso de que los depósitos marinos de las islas Cockburn y Marambio no constituyan una misma terraza marina, los depósitos de Marambio por estar a una cota inferior deberían ser más jóvenes que la edad obtenida.

Por tal motivo la asignación por parte de Rabassa (1982) de una edad pleistocena inferior a media ? para los depósitos de la meseta de Marambio es incorrecta y no se puede fundamentar. Y esto resulta también de un buen criterio geológico, ya que es altamente improbable que depósitos tan antiguos queden preservados en zona cercana a los centros de glaciación, las que se presume ocurrieron reiteradas veces.

Cabe expresar finalmente, en relación con la estratigrafía de los depósitos glaciares del Grupo de islas James Ross, y de acuerdo con los datos de que se dispone hasta el momento, que los depósitos glaciares reconocidos corresponden a la última glaciación. Obviamente los depósitos glaciares de Marambio, contrariamente al criterio de mayor antigüedad expresado por Rabassa, gozan de la arriba señalada juventud.

* Datos analíticos: Laboratorio INGEIS. Actividad de la Muestra: $11,40 \pm 0,09$ cpm. Actividad del patrón NBS: $58,94 \pm 10$ cpm; Actividad de fondo: $10,85 \pm 0,09$ cpm. $\delta^{13}C$ o/oo muestra: $2,3 \pm 0,2$ $\delta^{13}C$ o/oo Patrón NBS-19,0 $\pm 0,2$.
EDAD CARBONO 14 (antes de 1950) 36.000 ± 1.800 años, corregida por $\delta^{13}C$.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aitkenhead, N. A., 1975. *The geology of the Duse Bay-Larsen Inlet area, North-East Graham Land (With particular reference to the Trinity Peninsula Series)*. Scienc. Rep. Brit. Antarc. Survey 51: 62.
- Andersson, G. J., 1906. *On the Geology of Graham Land*. Geol. Instn. Univ. Upsala, 7: 19-71.
- Antarctic Geology and Geophysics, 1972. Ed. Adie, R. S. Oslo. Universitetsforlaget, 876 págs.
- Antarctic Geoscience, 1982. Ed. Craddock, C. Univ. Wisconsin Press 1172 págs.
- Bibby, J. S., 1965. *Some Observations on Sea level Changes in the James Ross Island Group*. Brit. Antarc. Survey, Bull. 6: 67-75.

- 1966. *The Stratigraphy of Part of North-East Graham Land and the James Ross Island Group*. Brit. Antarc. Surv. Scient. Rep. 53: 37.
- del Valle, R. A., N. H. Fourcade y F. A. Medina, 1982. *The Stratigraphy of Cape Lamb and the Naze, Vega and James Ross Islands, Antarctica*. En Antarctic Geoscience, Ed. Craddock, C. University Wisconsin Press: 275-280.
- Elliot, D. H., 1981. *Glacial geology of Seymour Island*. Antarctic Journal U.S. 16 (5): 66-67.
- Elliot, D. H., C. A. Rinaldi, W. J. Zinsmeister, T. A. Trautman, W. A. Bryant y R. del Valle, 1975. *Geological investigations on Seymour Island, Antarctic Peninsula*. Antarctic Journal U.S. 10 (4): 183-186.
- Malagnino, E. C., E. B. Olivero, C. A. Rinaldi y J. P. Spikermann, 1978. *Aspectos geológicos del borde occidental de la isla James Ross, Antártida*. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Actas, I: 489-503.
- 1981. *Aspectos geomorfológicos de la isla Vicecomodoro Marambio, Antártida*. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Actas II: 883-896.
- Medina, F. A. y C. A. Rinaldi, 1982. *Nuevos datos sobre la geología del Cretácico del Grupo de Islas James Ross, Antártida*. Comunicación. Reunión de Comunicaciones Científicas A.G.A. - A.P.A. 9 de junio, 1982. Buenos Aires.
- Medina, F. A., C. A. Rinaldi, R. A. del Valle y A. Baldoni, 1982. *Edad de la Formación Lower Kotic Point en la isla James Ross, Antártida*. Amehiniana (en prensa).
- Nichols, R. L., 1960. *Geomorphology of Marguerite Bay area, Palmer Peninsula, Antarctica*. Bull. Geol. Soc. America, 71: 1421-1450.
- Nelson, P. H. H., 1975. *The James Ross Island Volcanic Group of North-East Graham Land*. Brit. Antarc. Surv. Scient. Rep. 54: 62.
- Rabassa, I., 1982. *Estratigrafía de los depósitos glaciogénicos en el sector N de la isla James Ross, península Antártica, Argentina*. 5º Congr. Latinoamericano de Geología, Argentina. Actas 4: 237-251.
- Rex, D. C., 1972. *K-Ar age determinations on volcanic and associated rocks from the Antarctic Peninsula and Dronning Maud Land*. En Antarctic Geology and Geophysics, ed. Adie, R. Oslo, Universitetsforlaget: 133-136.
- Rinaldi, C. A., A. Massabie, J. Morelli, H. L. Rosenman y R. del Valle, 1978. *Geología de la isla Vicecomodoro Marambio*. Inst. Antárt. Argentino. Contrib. 217: 37 pp.
- Rinaldi, C. A., 1982. *The Upper Cretaceous in the James Ross Island Group*. En Antarctic Geoscience, Ed. Craddock, C. University Wisconsin Press: 281-286.
- Wright, C. S. y R. E. Priestley, 1922. *Glaciology, British Antarctic ("Terra Nova") Expedition, 1910-1913*. Harrinson and Sons, London, 581 pp.
- Zinsmeister, W. J., 1980. *Marine Terraces of Seymour Island, Antarctic Peninsula*. Antarctic Journal U.S. 15 (5): 25-26.

Recibido: 24 de noviembre, 1982.

Aceptado: 15 de marzo, 1983.

EDUARDO C. MALAGNINO

EDUARDO B. OLIVERO

CARLOS A. RINALDI

JUAN P. SPIKERMANN

Centro de Investigaciones en Recursos Geológicos
(CIRGEO)
Ramírez de Velazco 847,
1414 Buenos Aires.

RESUMENES

THE PRECAMBRIAN GEOLOGY OF EL CRISTO, SOUTHERN TANDILIA REGION, ARGENTINA

LUIS DALLA SALDA

Abstract

Metamorphic and granitoid rocks of the El Cristo area, southern part of Tandilia Range, are considered in terms of structural, lithological and geochronological data.

The abovementioned area was affected before 2000 m.y. by a first tectono-thermal event that was followed by a second episode of intense SW-NE folding. The latter accompanied or followed by a metamorphism of almandine grade and strong synkinematic to latekinematic granitization during the span 1800-1520 m.y.

Succeeding episodes of metamorphism and deformation were less intense and culminated in the local development of a 900 m.y. granite, chloritization and some brittle deformation.

Geologischen Rundschau, 70, 3, 1030-1042, Nov. 1981.

THE HOLOCENE IN ARGENTINA, SOUTH AMERICA

FRANCISCO FIDALGO y EDUARDO P. TONNI

Resumen

Los nombres "Querandinense", "Platense", "Cordobense", "Aimarense", "Ariano" y sus derivados, son los más ampliamente usados en la literatura referida al Holoceno de la Argentina.

Se discute el significado de estos nombres sobre la base de la opinión de distintos autores.

Asimismo se hace referencia a la utilización de unidades morfoestratigráficas, climatoestratigráficas y litoestratigráficas relacionadas con el Holoceno. Se pone especial énfasis en el empleo de unidades litoestratigráficas y edafoestratigráficas. Entre las primeras se destaca el reconocimiento de distintas unidades integradas por sedimentos eólicos de gran extensión areal y tiempo-transgresivos que incluyen desde fauna extinguida hasta fauna europea. Las unidades edafoestratigráficas, especialmente importantes por su significación paleoclimática, incluyen dos paleosuelos (Suelo Puesto Callejón Viejo y Suelo Puesto Berrondo) de extensión regional, por lo menos en el sector bonaerense de la Región Pampeana.

Los autores ponen de manifiesto también la importancia de las faunas continentales en su doble aspecto de indicadoras bioestratigráficas y paleoambientales.

Se incluye un cuadro comparativo con la posición estratigráfica de las unidades del Holoceno según la opinión de Doering, Ameghino, Frenguelli, Tricart y la propia.

Fidalgo F. & E. P. Tonni, 1982: The Holocene in Argentina, South America. In *Chronostratigraphic subdivision of the Holocene* (Mangerud, J., Birks, H. J. B., & K. D. Jäger, ed.). *Striae*, Vol. 16, pp. 49-52. Uppsala, Sweden

Homenaje al Dr. FEDERICO AHLFELD

Con fecha 31 de marzo de 1982, la Academia Nacional de Ciencias de Bolivia rinde sentido homenaje a uno de sus miembros, el Dr. Federico Ahlfeld con motivo de su fallecimiento. A esta expresión de reconocimiento recordatorio nos adherimos por la frutífera labor que incluso realizó en nuestro país.

Fue, sin lugar a dudas, un prestigioso investigador perseverante e incansable en su labor de campo y de gabinete, cuyos innumerables trabajos vertidos en distintos idiomas son, algunos de ellos obras básicas, de obligada consulta en los campos de la geología, mineralogía y génesis de los recursos minerales bolivianos.

Llegó a Bolivia en 1923 cuando contaba los 30 años de edad, en el auge de la minería del estaño, entre otros geólogos e ingenieros destinados al estudio de sus minas. Su primera permanencia en el altiplano se prolonga hasta 1929, volviendo a Alemania, su país de origen, donde, entre otras tareas, se dedicaba a la docencia. Regresa luego pasada la Guerra del Chaco, asumiendo la Jefatura de la Dirección de Minas y Petróleo.

Una de las principales preocupaciones de Ahlfeld es la de establecer el cuadro de la geología de ese país, lo que traduce en "La Geología de Bolivia", publicada en 1946 por la Revista del Museo La Plata, obra que más tarde es actualizada en 1960 y nuevamente con la colaboración de otros estudiosos, en 1972.

Particular interés le despierta la mineralogía en sí, como asimismo la colección de especie minerales y su descripción, que lo conlleva a publicar con Muñoz Reyes "Los Minerales Bolivianos", en 1937, reeditada y mejorada en apariciones de 1955 y 1967.

A los trabajos mencionados cabe agregar como uno de sus mayores realizaciones la confección de "Los Yacimientos Minerales de Bolivia" (1957), ampliada y actualizada luego con el aporte de Schneider-Scherbina, en 1964.

En 1959 integra el plantel del Instituto Regional de Geología de la Universidad Mayor de San Andrés de La Paz.

En años de la década del 40, ávido por conocer las posibilidades de nuestro altiplano, es contratado —conjuntamente con otros

profesionales— por el señor Abel Peirano a la sazón director del Instituto de Geología y Minería de Jujuy, dependiente de la Universidad Nacional de Tucumán. Y es entonces que inicia su directa actuación en territorio argentino con el estudio de los yacimientos jujeños, tarea que lo conduce, por sus conocimientos adquiridos en Bolivia, a definir la relación formativa entre los de ambos países; así nos habla de las prolongaciones de las fajas estanníferas y antimoníferas bolivianas en su vinculación con los respectivos depósitos de nuestra Puna. De su labor de varios años en Jujuy, surge "Estudios geológicos de yacimientos minerales de la provincia de Jujuy", editado en dos partes, por el Instituto de Geología y Minería de Jujuy, en 1948.

Como miembro activo de la Asociación Geológica Argentina, publica en su revista "Los yacimientos de estaño madera de Macha y sus similares del norte argentino" (1945); "La terminación meridional de la faja estannífera boliviana" (1948); "La boratera de Coyahuaima" (1948), aparte de otros trabajos como "Geología de la mina de Pirquitas", en Minería Boliviana (1950) y en una revista alemana "Geologie der Blei-Zinklagerstätte Aguilar (Argentinien)", 1955.

Conocido en nuestro ambiente por su extensa labor geológica-minera, la mayor obra realizada por Ahlfeld durante su permanencia en Jujuy ha sido "Las Especies Minerales de la República Argentina" con la colaboración del que estas líneas escribe, como actualización del mismo título confeccionado por Brackebusch en 1879 y publicada por el ya citado Instituto. Y es en esta oportunidad que tuve el placer de tratar a tan distinguido estudioso, de gran personalidad, y a quien debo que una especie mineral encontrada por él y descrita con Ramdohr (1959), me honró con mi apellido.

Su extraordinaria actividad se aquieta en los últimos diez años, manteniendo un espíritu lúcido y generoso dispuesto siempre al consejo y cooperación en su casa de Cochabamba, según lo manifiestan sus colegas bolivianos.

DR. VICTORIO ANGELELLI

NOTA NECROLOGICA



GEOLOGA NELI URIBE

1941-1982

El fallecimiento de la geóloga Neli Uribe, ocurrido el 27 de abril de 1982, a raíz de un trágico accidente, ha producido una profunda impresión entre sus amigos, alumnos comunidad geológica local y nacional. Para los que estuvieron más cercanamente relacionados con ella, su desaparición representa la sensible pérdida de una colega, compañera ejemplar y amiga incondicional. Su vida se tronchó súbitamente en una etapa de plena dedicación a la investigación, a la que brindó todos sus esfuerzos desde que comenzó a transitar, como estudiante, el fascinante sendero de las Ciencias Geológicas.

Neli Uribe nació en Calafate, Prov. de Santa Cruz, el 19 de julio de 1941. Cursó sus estudios primarios y secundarios en la capital de la provincia, para posteriormente iniciar su carrera universitaria en la Universidad Nacional de Córdoba, de donde egresó con el título de Geóloga, en el año 1969.

Su actividad profesional se desarrolló especialmente en Santa Cruz, su provincia natal, a la que tanto amó; fue así como en el mismo año de su graduación, ingresó en la Dirección de Minas de la Provincia, en donde comienza a aflorar su espíritu inquieto e investigador.

Un año más tarde aceptó la Dirección del Museo Regional de Río Gallegos, dependiente de la Dirección de Cultura de la Prov. de Santa Cruz, cargo que ocupó hasta fines de 1971. Posteriormente, en febrero de 1972 ingresó en YPF, en la Gerencia de Exploración, realizando durante ese año el curso

de especialización en el Instituto Argentino del Petróleo, becada por la citada empresa.

A partir de 1973 integró el plantel de geólogos del Distrito Geológico Austral de Exploración, con base en Río Gallegos. Se desempeñó con dedicación y responsabilidad en tareas de gabinete y de campaña, poniendo de relieve su vocación por la Geología y su firmeza de carácter, al constituirse en una de las primeras geólogas que asume, durante lapsos en algunos casos prolongados, la tarea de control geológico en boca de pozo. Asimismo, y como eficaz complemento a la actividad exploratoria de subsuelo, aportó su experiencia y conocimientos en Petrografía, realizando numerosas determinaciones petrográficas de cortes delgados, especialmente en las rocas basamentales de la Cuenca Austral.

Los que con ella hemos compartido el quehacer petrolero, conocimos su férrea personalidad, caracterizada por una notable sencillez y una gran sensibilidad para con los demás, y asimismo, su conducta de trabajo sin dobleces, cualidades que permanentemente orientaron su vida profesional. El amor a su Patagonia natal, a la que dedicaría toda su experiencia y conocimiento, era motivo de sus frecuentes viajes a distintas zonas de Santa Cruz, que contribuyeron a su formación geológica regional.

Por razones particulares abandonó transitoriamente la actividad rentada a fines del año 1975, para reingresar posteriormente en febrero de 1978, en la Dirección de Minas de la Prov. de Santa Cruz, institución a la que perteneció hasta la fecha de su deceso.

Realizó numerosos estudios mineralógicos y petrográficos, así como reconocimientos geológicos y mineros; tuvo, sin embargo, la inquietud de efectuar trabajos sobre otras especialidades, como lo evidencia su informe inédito sobre recolección de flora fósil del Gondwana en la zona "Bajo de La Leona" Dpto. Deseado.

Su labor docente, que reflejó su vocación por la enseñanza, permanentemente presente en ella, fue asimismo destacada; se desempeñó como profesora de Geología General durante los años 1974 y 1975, y de Geología General y Yacimientos desde marzo

de 1978 en adelante, en el Instituto de Estudios Superiores "Gral. San Martín", dependiente del Ministerio de Educación y Cultura de la Prov. de Santa Cruz.

Neli Uribe dejó un valioso legado a su querida Patagonia, una hija de corta edad, nacida también en la Provincia de Santa Cruz, que herederará sin dudas de su madre, su sencillez, su desinterés por lo material y el temple que le permitirán afrontar la vida en toda su dimensión, para lograr una formación personal y profesional como ella anhelaba.

ADOLFO EDUARDO FADRIQUE

FE DE ERRATA

En el tomo XXXVII (1): 147, donde dice *Oswaldo L. Tealdi*, debe decir *Félix Rodrigo*.

En el Tomo XXXVII (3): 368, donde dice *Félix Rodrigo*, debe decir *Rodolfo Moreno*.

CRONICAS DE LA ASOCIACION

Conferencias: Durante el período se organizaron 2 conferencias. El Dr. Gualter A. Chebli disertó el 8 de octubre de 1982, en la ciudad de Mendoza, bajo el título "Análisis Estratigráfico de Ciclos Fluviales"; esta exposición fue organizada juntamente con la Asociación Geológica de Mendoza. El día 9 de diciembre de 1982, en el salón auditorio del Banco Río, el Dr. Alberto Mingramm disertó sobre la: Estructura y evolución de los Andes Fueguinos". Ambas disertaciones fueron seguidas con interés por un numeroso auditorio.

Cursos de Actualización: Se organizaron y llevaron a cabo los siguientes cursos: "Petrografía, diagénesis, porosidad y modelos deposicionales de rocas silicoclásticas y volcánicas", a cargo del Dr. Albert V. Carozzi, del 1° al 5 de noviembre de 1982. "Fundamentos de Geotectónica", por el Dr. Víctor A. Ramos en el que colaboraron en carácter de profesores invitados el Ing. D. Valencio Dr. C. M. Urien, Lic. J. V. Ploszkiewicz y Lic. Vázquez. Este Curso fue repetido en Mendoza entre el 25 y 27 de noviembre de 1982, con el coauspicio de la Asociación Geológica de Mendoza. También se ultimaron los detalles para la realización del curso "Procesos y depósitos del Vulcanismo Fragmentario", a realizarse entre el 6 y el 10 de junio de 1983 que será dictado por el Doctor M. Mazzoni. El gran número de inscriptos en cada uno de los cursos, que en todos los casos superó el centenar, atestiguan el interés de los asociados en estos eventos de extensión científico-técnicos.

Presencia de la Asociación en Reuniones Científicas: Siguiendo con la política iniciada en gestiones anteriores, nuestra Asociación se hizo presente en el 5° Congreso Latinoamericano de Geología con un delegado de nuestra Secretaría y un exhibidor que permitió a los participantes del exterior, conocer nuestras Publicaciones e interiorizarse de nuestro accionar. De la misma manera concurrimos al 3er. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, llevado a cabo

en Corrientes del 6 al 10 de setiembre de 1982; al Congreso Nacional de Hidrocarburos desarrollado en Buenos Aires, entre el 29 de noviembre y 3 de diciembre de 1982 y el Primer Congreso Provincial de Geotecnología de Córdoba entre el 6 y 8 de mayo de 1983. Nuestra presencia fue muy bien acogida, como se desprende del gran número de colegas y estudiantes que se acercaron a nuestros exhibidores para adquirir publicaciones y concretar su incorporación a la Asociación.

Apoyo a la organización de Congresos de la Profesión: La Asociación continúa con su decidido apoyo a la organización de IX Congreso Geológico Argentino. Asimismo otorgó su auspicio para el 2° Congreso Nacional de Geología Económica a realizarse el próximo mes de octubre y fue miembro Benefactor del Primer Congreso Provincial de Geotecnología de Córdoba.

Homenajes: Con la presencia del secretario y del delegado en la provincia de Mendoza, la Asociación Geológica Argentina rindió homenaje al Dr. Luis Putalivo frente al refugio que lleva su nombre, ubicado en la cordillera de los Andes, al cumplirse 30 años de su trágica desaparición mientras desarrollaba tareas profesionales. Asimismo, en forma semejante, nuestro Presidente participó del homenaje que en ocasión del Congreso Provincial de Geotecnología de Córdoba, se rindió a los desaparecidos miembros de la Academia Nacional de Ciencias en la plazoleta de los Geólogos, en el yacimiento de Los Gigantes en la Sierra Grande.

Reunión de Comunicaciones: Con motivo de los acontecimientos vividos en nuestro país entre abril y junio de 1982 y en ocasión del día del Geólogo, la Asociación organizó mancomunadamente con la Asociación Paleontológica Argentina una Reunión de Comunicaciones según el siguiente temario: "Islas del Atlántico Sur, Plataforma Continental y Sector Antártico Argentino". Los

trece trabajos expuestos fueron seguidos con sumo interés por una nutrida concurrencia que colmó el salón Manuel Belgrano de YPF, donde se llevó a cabo la reunión.

Relaciones con la Unión Internacional de Ciencias Geológicas: Los contactos iniciados durante el ejercicio anterior fueron intensificados, manteniendo nuevas entrevistas con el Secretario General de IUGS, Dr. Christian Weber y con el Vicepresidente para Sudamérica, Prof. F. F. de Almeida. Las reuniones, muy fructíferas, permitirán concretar la realización de un curso de especialización a cargo de expertos de nivel internacional, antes de finalizar el corriente

año. De manera semejante, se estrecharon las relaciones con el editor del órgano de difusión de la Unión, la revista EPISODES.

Encuesta sobre actividad profesional: Conjuntamente con la Asociación Paleontológica Argentina, nuestra Asociación realizó una encuesta destinada a difundir la actividad profesional de los geólogos y paleontólogos de nuestro medio. La cantidad de respuestas recibidas permite suponer que la iniciativa tuvo una buena recepción en la comunidad. Un anuario con los resultados de la encuesta está en impresión, para su distribución entre los miembros de ambas Asociaciones.

TEMAS EN GEOLOGIA

CURSO DIRIGIDO A PROFESORES DE ENSEÑANZA MEDIA

Mediante el curso piloto a llevarse a cabo, en la sede de la A.G.A. entre los días 10 y 16 de agosto, se iniciará un ciclo que pretende alcanzar los siguientes objetivos:

- 1º) Brindar el conocimiento actualizado de temas geológicos que se consideran actualmente dentro de los programas oficiales de la enseñanza media.
- 2º) Iniciar el establecimiento de un vínculo entre docentes de Ciencias de la Tierra en general, y las instituciones de mayor actividad geológica del país.
- 3º) Propulsar la inclusión de la Geología en la enseñanza media mediante un aporte concreto a la capacitación de los docentes en la enseñanza media.

El curso, bajo la dirección del Dr. N. Malumián y coordinación de la Lic. A. Bayarsky, desarrollará temas en: Suelos, por el Dr. A. Lago; Geología Económica, por el Dr. H. García; Geomorfología, por el Dr. E. González Díaz y el Lic. Malagnino; Geotectónica, por el Dr. V. Ramos.

La experiencia recogida en el transcurso de este ciclo quedará a disposición de los centros de actividad geológica del interior del país, que consideren posible desarrollar cursos similares.

CUARTO CONGRESO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA APLICADA A LA INGENIERIA

Bajo el patrocinio de la International Association of Engineering Geology fue celebrado en Nueva Delhi, entre los días 10 y 15 de diciembre de 1982, el IV° Congreso Internacional de Geología Aplicada a la Ingeniería, el cual fue organizado por la Sociedad India de Ingeniería Geológica, contando a su vez con el valioso apoyo del Servicio Geológico de la India.

Las sesiones se llevaron a cabo en dependencias del Instituto de Tecnología de la India "Hauz Khaus" sito en Nueva Delhi. Presidente del importante evento fue el Dr. V. S. Krishnaswami, el cual en todo momento puso en evidencia su calidad de anfitrión.

Los diferentes tópicos abordados durante el Congreso abarcaron 15 sesiones técnicas en las que fueron expuestos unos 145 trabajos distribuidos dentro de los siguientes temas:

- I) "Evaluación y desarrollo de la Ingeniería Geológica en los estudios del medio ambiente", en el que se presentaron cincuenta trabajos.
- II) "Problemas en ingeniería geológica en túneles y excavaciones profundas", con veinticinco trabajos.
- III) "Suelos y Rocas como materiales de construcción", con veinticuatro trabajos.
- IV) "Problemas de ingeniería geológica en lagos naturales y artificiales" con trece trabajos.
- V) "Problemas de ingeniería geológica en costas marítimas y áreas de plataforma" con cinco trabajos presentados.
- VI) "Investigaciones sísmicas y sismo-tectónicas ingenieriles", con diecinueve trabajos.
- VII) "Historia y desarrollo de la geología ingenieril" con nueve trabajos presentados.

Asimismo, una de las sesiones técnicas fue dedicada a la exposición realizada por el Dr. Muller, el que disertó acerca del tema: "La influencia de la ingeniería geológica y la mecánica de rocas en la excavación de túneles".

Los trabajos publicados abarcan nueve amplios tomos e incluyen para los diferentes tópicos tratados unos doscientos veinticuatro artículos, los cuales se discriminan según el siguiente detalle:

Tema I:
Volúmenes 1, 2 y 3 con 72 artículos

Tema II:
Volúmenes 4 y 5 con 54 ..

Tema III:
Volumen 6 con 37 ..

Tema IV:
Volumen 7 con 20 ..

Tema V:
Volumen 7 con 7 ..

Tema VI:
Volumen 8 con 28 ..

Tema VII:
Volumen 8 con 6 ..

El volumen 9 incluye los informes realizados por los distintos relatores generales de cada uno de los temas.

La colaboración del grupo argentino fue destacable ya que concurrió al Congreso con tres trabajos, uno de ellos presentados por el autor: "Diagnóstico y evaluación de la alteración de basaltos de la Formación Curuzú Cuatía"; el segundo de Luis E. Suayter: "El colapso de un gran puente ferroviario sobre el Río Salí, Tucumán" y finalmente el tercer artículo presentado por Raúl E. Sarra Pistone y Juan C. Del Río intitulado "Excavación y tratamiento de las principales fallas en la traza del túnel del Complejo Hidroeléctrico de Río Grande I - Argentina".

Le correspondió al suscrito presidir una de las sesiones técnicas, la correspondiente al Tema 3: "Suelos y Rocas como materiales de construcción", contando con la valiosa ayuda del Dr. Ramamurthy, el cual actuó de co-presidente clausurando la sesión.

Durante el desarrollo del Congreso y previamente a la realización de la Asamblea General se debatió en reunión del Consejo de la International Association of Engineering Geology acerca de la sede del próximo Congreso, habiéndose presentado dos mociones al respecto, una de ellas elevada por la Argentina proponiendo como sede la ciudad de Buenos Aires, y otra presentada por Estados Unidos, ofreciendo la ciudad de San Francisco. Realizada la votación pertinente la moción argentina mereció el triunfo al recibir veintiocho votos de los distintos delegados, frente a ocho votos que recibió la de los Estados Unidos.

En virtud de ello la Asamblea General aprobó posteriormente por unanimidad la realización del futuro Quinto Congreso Internacional de Geología Aplicada a la Ingeniería a realizar en la ciudad de Buenos Aires, en el año 1986.

Además merece señalarse que el autor de esta nota en su carácter de delegado argentino, como miembro de la Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería, fue elegido como Vicepresidente de la International Association of Engineering Geology, para la América del Sud.

Finalmente, resta mencionar la serie de excursiones Pre y Postcongreso que en número de nueve contaron con el beneplácito de los concurrentes, ya que en general tuvieron un elevado número de inscriptos superando algunas la veintena de asistentes.

De acuerdo con el diagrama preestablecido permitieron la cobertura de la casi totalidad del territorio indio, posibilitando la visita de innumerables obras civiles e hidráulicas, en proyecto, construcción y finalizadas.

Merece destacarse al respecto el Aprovechamiento hidroeléctrico de Idukki, donde una serie de embalses y diques, algunos de ellos de gran envergadura, constituyen un complejo sumamente importante, sito en los Montes Ghathes occidentales.

Asimismo durante el curso de las excursiones se tuvo en cuenta el acervo histórico cultural de la India, visitándose en todos los casos los importantes templos y ruinas pertenecientes a las distintas culturas islámicas e hindúes. Entre ellas cabe destacar el viaje efectuado durante el desarrollo del Congreso a la ciudad de Agra, el cual permitió a la totalidad de los asistentes conocer el mausoleo del Taj Mahal, una de las maravillas universales, y que a su vez sirvió de símbolo del Congreso.

Finalmente resta mencionar la grata nota impuesta por nuestra Embajada en Nueva Delhi al agasajar a un importante grupo de delegados de la International Association of Engineering Geology entre los que se encontraban los ex-presidentes Profesores Marcel Arnould y Ye M. Sergeev así como el recientemente nominado Prof. Dr. M. Langer y demás miembros del Comité Ejecutivo quienes en amable tertulia departieron con el Embajador Fernando Fernández Escalante quien se interiorizó de los diversos aspectos de la Geología Ingenieril.

Por los resultados obtenidos y en función del éxito logrado, sirvan estas líneas de cálido elogio a todos los organizadores.

HORACIO VÍCTOR RIMOLDI

ENCUENTROS CIENTIFICOS A REALIZARSE EN 1983

II Congreso Argentino de Geología Económica:

Organizado por la Universidad Nacional de San Juan y auspiciado por la A.G.A. se realizará en la capital Cuyana entre el 9 y el 15 de octubre próximo. Invitamos a todos los miembros de la Asociación a participar activamente a su realización mediante el envío de trabajos sobre los temas que se detallan, asimismo su presencia en las sesiones será bienvenida.

Los temas previstos son los siguientes:

— Yacimientos Minerales. Se excluye el tema petróleo. Se incluyen los yacimientos minerales submarinos.

Se recomienda evitar la descripción de manifestaciones minerales de evidente falta de interés económico.

— Ciclos metalogenéticos en Argentina - Geocronología en Yacimientos Minerales y Formaciones geológicas genéticamente relacionadas.

— Técnicas de prospección de Yacimientos Minerales, experiencias y resultados obtenidos en el país, al respecto: geoquímica, geofísica, aerofotointerpretación, otras técnicas.

— Evaluación de reservas minerales.

— Acción estatal y empresaria en la investigación geológico-minera del país, planes realizados, resultados obtenidos.

— Economía Minera.

— Política a aplicar en la evaluación y utilización de los recursos naturales no renovables en la República Argentina.

— Análisis de la enseñanza de la especialidad en las Universidades del país, experiencias al respecto, conclusiones y sugerencias.

Para mayores informes los interesados deberán dirigirse a:

DR. JORGE CARLOS OLIVERI

Fac. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
U.N.S.J. - Av. Libertador San Martín 1109 Oeste
Tel. 26910 - Telex 59100 - UNSJ-A
5400 - San Juan - Argentina.

Primer Congreso Provincial de Geotecnología

Del 6 al 8 de mayo de 1983 se llevará a cabo en la provincia de Córdoba el Primer Congreso Provincial de Geotecnología.

Son sus objetivos reunir a los representantes y delegados de los sectores geológicos: públicos y privados existentes o actuantes en la provincia de Córdoba y a los del país que deseen participar, para trabajar en común sobre la problemática del estudio y aprovechamiento racional de los Recursos Geológicos y sus procesos concomitantes.

Definir de una manera realista y operativa los alcances, medios, posibilidades y limitaciones para su promoción.

Formular un plan de pautas y/o de cursos de acción concretos para la gestión de su desarrollo científico-tecnológico integrado y sostenido; en función del engrandecimiento provincial, regional y nacional, del bienestar social del Pueblo, del perfeccionamiento de su calidad de vida, y de la potencialización de Argentina y Latino America en el Mundo.

Para mayor información dirigirse a:

DR. A. GAMOKSIAN

Presidente del Primer Congreso Provincial
Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales
de la Universidad Nacional de Córdoba
Av. Vélez Sarfield 299 - (5000) Córdoba - Argentina
T.E. 22284 y 27814 (Internos 48 y 58).

COMENTARIOS BIBLIOGRAFICOS

ELSEVIER'S MINERAL AND ROCK TABLE. Compilado por P. Lof. Formato 71 x 135 cm. Precio de 10 copias u\$s 78,75. Elsevier Scientific Publishing Co., Amsterdam, Holanda, 1982.

En un lujoso papel ilustrado aparecen tabulados de acuerdo a sus propiedades ópticas, 74 minerales formadores de rocas y 53 minerales de mena. Cada uno de ellos es ilustrado por dos detalladas microfotografías de alta calidad en colores, con luz paralela y con analizador. Quizás hubiera sido deseable un tamaño algo mayor para las mismas. Los datos necesarios para el trabajo cotidiano de petrógrafos y calcógrafos complementen la información proporcionada. La composición química es acompañada por las principales propiedades ópticas y características físicas: color, pleocroismo, relieve, birrefringencia, sistema cristalino, caracteres ópticos, ángulo 2V, dispersión, ángulo de extinción, orientación, clivaje, zonación, hábito, maclado y ocurrencia para el caso de los minerales transparentes. En el de los opacos, se mencionan el color, birreflectancia, anisotropía, reflejos internos, sistema cristalino, dureza de pulido, reflectividad, dureza Vickers, clivaje, zonación, maclado, hábito y paragénesis.

Una serie de diagramas de consulta casi diaria, complementan la información: diagramas de clasificación de rocas magmáticas, sedimentarias, piroclásticas, dinamometamórficas y de meteoritos; gráficos de presión-temperatura, estimación de volumen, relación de edad, patrones de intercrecimiento, de paragénesis de opacos y de texturas migmatíticas y la tabla de colores de interferencia (Carta de Michel Levy). Se adjuntan un índice completo de rocas y minerales y referencias bibliográficas.

En resumen, se trata de una verdadera herramienta visual, con información muy actualizada, útil para la comparación en la tarea de los profesionales que trabajan en microscopía y para el aprendizaje de los estudiantes, que facilita un cúmulo de datos en forma directa y orienta al usuario de la tabla antes de recurrir a obras más extensas.

MIGUEL J. HALLER

RAMDOHR, PAUL: *The ore minerals and their intergrowths. Traducción al inglés de la 4a. edición alemana. 1980.* International Series in Earth Sciences. Volumen 35. Pergamon Press.

Esta segunda edición en inglés, revisada y aumentada con respecto a la de 1969, fue esperada con ansiedad en el ambiente de los yacimientos, ya que la edición anterior se había agotado rápidamente.

Del aumento en los conocimientos de los minerales metalíferos resultó un libro de 1200 páginas que fueron subdivididos en dos volúmenes. La distribución del libro sigue los lineamientos anteriores: a) Sistemática de los depósitos minerales; b) texturas de los minerales metalíferos; c) sistemática de los minerales metalíferos; d) los minerales de ganga y e) carbonos.

El capítulo más extenso es el de sistemática de los minerales metalíferos. En él se describen las propiedades físicas y ópticas de las especies como así también su paragénesis y tipo de depósito en que se los encuentra.

Al final del libro se encuentra un índice, sumamente útil, de localidades típicas mundiales con sus paragénesis minerales.

Un libro imprescindible no solo para mineralogistas sino también para geólogos económicos por la ubicación de los minerales según tipos de yacimientos y sus paragénesis.

MILKA K. DE BROTKORB

SERVICIO MINERO NACIONAL: *Las especies minerales de la república Argentina.* V. Angelelli, M. K. de Brodtkorb, C. E. Gordillo y H. D. Gay. Colaboró R. Etcheverry, Publicación especial del Servicio Minero Nacional, 1983, 528 págs.

La aparición de esta obra, que constituye una nueva edición de "Las Especies Minerales de la República Argentina", viene a llenar ampliamente el vacío y la tan sentida necesidad de actualizar el conocimiento de los minerales del país, ya que, la anterior edición realizada por Federico Ahlfeld y Victorio Angelelli, data de 1948 e involucra

253 especies minerales de la Argentina, mientras que en esta obra se tratan 466 especies, lo cual indica claramente el progreso del conocimiento y estudio de los minerales en el período transcurrido, avance logrado sin duda por el mayor número de investigadores dedicados a esta ciencia y apoyados por la difusión de las técnicas modernas de estudio de las estructuras y propiedades de los minerales, como son la difracción de rayos X, la óptica de reflexión y transparencia, los métodos térmicos, la microscopía electrónica, la microsonda, etc.

En un encomiable esfuerzo, los autores han ordenado las especies en 9 clases en base a la Mineralogía de Klockmann, P. Ramdohr y H. Strunz (1978), con la inclusión de los compuestos orgánicos. Para cada una de las especies, además del sistema cristalino, fórmula química, hábito, propiedades físicas y propiedades ópticas, según los casos, hacen una reseña de las condiciones genéticas generales de los mismos y se dan los valores de las tres líneas más intensas de sus diagramas de difracción de rayos X, marcando únicamente con una (x) la de máxima intensidad y el número de la ficha correspondiente del *Powder Diffraction File*, publicado por el Joint Committee on

Powder Diffraction Standards, para luego pasar a tratar en detalle el mineral en el país.

Es importante destacar que se presenta un panorama completo de cada una de las especies relacionado con su génesis, forma de presentarse, asociaciones, yacimientos, consideraciones económicas y estado actual del conocimiento en el país, todo esto en base a la bibliografía existente y valiosos aportes propios de los autores; se incluyen además, según el caso, análisis químicos, ilustraciones de los cristales y fotografías o micrografías.

Como anexo de las descripciones se consignan las mineralizaciones en las provincias de Jujuy y Salta; Catamarca y La Rioja; San Juan y Mendoza; Santiago del Estero, Córdoba y San Luis y de la Patagonia. El texto concluye con una extensa bibliografía, un índice general y un índice alfabético.

Por último quiero exaltar la valiosa labor de los autores, muy particularmente la de su coordinador, el Ing. Victorio Angelelli, que contribuyen de esta manera al conocimiento y estado de las investigaciones de la mineralogía en el país.

A. M. IÑÍQUEZ RODRÍGUEZ

EL NUMERO 1 DE ESTE TOMO
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 15 DE
JULIO DE 1983 EN LOS TALLERES
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,
REPUBLICA ARGENTINA

El presente número ha sido financiado en parte con un subsidio del Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, que no se hace responsable del contenido del mismo.

FERNANDO GARCIA CAMBEIRO

Distribuidor Exclusivo de la
ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Cochabamba 244 - Tel. 361-0473 - 1150 Buenos Aires, República Argentina

PUBLICACIONES DE LA ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

Serie A

Monografía N° 1

ESTUDIO Y EXPLORACION GEOLOGICA DE LA REGION BARREAL-CALINGASTA
Provincia de San Juan, República Argentina. B. J. Quartino, R. A. Zardini y A. J. Amos (agotado).

Serie B (Didáctica y Complementaria)

- N° 1 DICCIONARIO GEOLOGICO INGLES-ESPAÑOL, ESPAÑOL-INGLES, J. C. M. Turner (agotado).
- N° 2 CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA DEL COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (agotado).
- N° 3 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. I. Años 1960-1974. P. N. Stipanovic y E. Linares.
- N° 4 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. II. Años 1974-1976 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS SIN PUBLICAR. E. Linares.
- N° 5 ROCAS PIROCLASTICAS, INTERPRETACION Y SISTEMATICA, M. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis (agotado).
- N° 6 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. III. Años 1977-1978 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. II. Años 1975-1976. E. Linares.
- N° 7 ORDOVICICO ARGENTINO. Guillermo Furque y Alfredo J. Cuerda.
- N° 8 PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN SECUENCIAS SILICOCLASTICAS, Luis A. Spalletti.
- N° 9 CATALOGOS DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS. I Revista (1946-1978). II Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978).
- N° 10 CATALOGOS DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. IV. Años 1979-1980 y CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS REALIZADAS POR INGEIS Y SIN PUBLICAR. III. Años 1977-1978. E. Linares.

Serie C - Reimpresiones

- N° 1 OBSERVACIONES GEOLOGICAS A LO LARGO DEL MERIDIANO 70. P. Groeber.

Revistas

Toda correspondencia para la Asociación Geológica Argentina, deberá ser dirigida a:
MAIPU 645, piso 1º, 1006 Buenos Aires, República Argentina

Asoc. Geol. Arg. Rev.

TOMO XXXVIII - Nº 1

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesión Nº 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesión Nº 3667

CONTENIDO

Interpretación de los resultados geofísicos en la prolongación este de Tandilia	
JOSÉ KOSTADINOFF	3
Insectos fósiles de la Formación Ventana (Eoceno), provincia de Neuquén	
ELSA ROSSI DE GARCÍA	17
La magnostratigrafía del Ensenadense y Bonaerense de la ciudad de Buenos Aires: Parte II	
DANIEL A. VALENCIO Y MARÍA J. ORGEIRA	24
Datos palinológicos de la Formación Picún Leufú (Jurásico inferior) en su localidad tipo. Provincia de Neuquén. Parte I: especies marinas	
MIRTA E. QUATROCCHIO Y WOLFGAN VOLKHEIMER	34
Geología, alteración hidrotermal y edad del cerro Tebequincho, departamento Antofagasta de la Sierra, provincia de Catamarca	
OSVALDO E. GONZÁLEZ	49
Modelo de sedimentación glacimarina para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan	
OSCAR R. LÓPEZ GAMUNDI	60
Los fósiles precámbricos de la Formación Sierras Bayas (Olavarría) y su importancia intercontinental	
ELBA D. POTHE DE BALDIS, BRUNO BALDIS Y JORGE CUOMO	73
Depósitos volcanoclásticos holocenos de fondos lacustres	
MARIO M. MAZZONNI	84
Suelos sódicos de las Sierras Australes	
DANIEL E. BUSCHIAZZO Y NORMAN PEINEMANN	101
<i>Indalecia grandensis</i> Gen. et sp. Nov. del Eoceno temprano del noroeste argentino, tipo de una nueva Subfamilia de los Adiantidae (Mammalia, Litopterna)	
MARIANO BOND Y MARÍA G. VUCETICH	107
<i>Notas Breves</i>	
Formación Pescado (Río Iruya, Salta), su edad y correlación	
BELARMINO ANTELO PÉREZ	118
Depósitos glaciares del Grupo de Islas James Ross, Antártida	
EDUARDO MALAGNINO, EDUARDO B. OLIVERO, CARLOS A. RINALDI Y JUAN P. SPIKERMANN	120
<i>Resúmenes</i>	
The precambrian geology of El Cristo, southern Tandilia region Argentina	
LUIS DALLA SALDA	126
The Holocene in Argentina, South America	
FRANCISCO FIDALGO Y EDUARDO P. TONNI	126
Homenaje al DR. FEDERICO AHLFELD	127
<i>Nota necrológica</i>	
GEÓL. NELI URIBE	128
<i>Fe de Errata</i>	129
CRÓNICAS DE LA ASOCIACIÓN	130
<i>Temas en Geología</i>	131
<i>Comentarios Bibliográficos</i>	135

La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos.