

ISSN 0004-4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



Tomo XXXVIII - N° 2

Abril-Junio

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 DAZ, 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, B° 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 Prieri 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. Cionchi. 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 N° 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. N° 9, 5800 Río Cuarto.  
**Río Gallegos:** Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.  
**Río Turbio:** Lic. Oscar R. Cabrera, C.C. 147, 9407, Río Turbio, Santa Cruz.  
**Rosario:** Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario.  
**Salta:** Dr. José Antonio Salfity, Pasaje N. Roldán 57, 4400 Salta.  
**San Antonio Oeste:** Dra. Elena Bernabó de Greco. ITMAS - C.C. 57, 8524 S. A. Oeste.  
**San Juan:** Ana María Esparza de Serrallonga, Av. del Libertador 1106, Oeste, 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. Carlos J. Schulz, San Juan 564, 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, B° Independencia, 4000 Tucumán.  
**Vespucio (Satta):** 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 Mozetic, Av. Leandro N. Alem 1180 (1001).  
**CIRGEO:** Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).  
**Comisión Nacional de Energía Atómica:** Rolando Solís, 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 Azcuy, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.  
**Servicio de Hidrografía Naval:** Lic. Susana I. Marcolini, Montes de Oca 2124 (1271).  
**Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hídricas:** Lic. Graciela S. Felici, 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. Luis E. Fauque, 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, Río de Janeiro.  
**Dr. I. de Madeiros Tinoco,** Escola de Geología, Universidad Federal de Pernambuco, Recife. Caixa Postal 2492.  
**Dr. Oscar Róster,** 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. Gracián Elizalde, Departamento Geominero, Río Branco 1388, Montevideo.  
**Perú:** Dr. Jean Claude Vicente, Departamento de Geología, Univ. Nac. San Agustín, Casilla 572, Arequipa.

## CONTROLES DEL METAMORFISMO Y DEFORMACION EN LAS PARAMETAMORFITAS DE LAS CUMBRES DE SAN JAVIER, TUCUMAN

ALEJANDRO J. TOSELLI Y JUANA N. ROSSI DE TOSELLI

### Resumen

El basamento metamórfico de la sierra de San Javier, está integrado esencialmente por metagrauvascas, pizarras y filitas, productos del metamorfismo regional de muy bajo y bajo grado.

La predominancia de la fracción samítica, nos permitiría suponer que los sedimentos originales no pertenecerían a un flysch típico.

De los minerales presentes: cuarzo, albita, clorita, illita, minerales opacos, materia carbonosa y piritita, solamente la illita es indicador confiable del nivel del metamorfismo alcanzado. Las medidas de cristalinidad relativa dan valores comprendidos entre 107 y 181, en tanto que la relación de alturas (002)/(001), indican tendencias composicionales aluminosas, con valores de 0,20 a 0,41.

De las características texturales del cuarzo, la recristalización poligonal, nos da una indicación de que la temperatura alcanzó por los menos los 275°C.

Las estructuras presentes, muestran el desarrollo de un clivaje  $S_1$  paralelo a  $S_0$ , de tipo sincinemático con  $M_1$ , que marca el pico de metamórfico alcanzado por las rocas durante  $D_1$ . En  $D_2$ , se desarrolló un nuevo clivaje  $S_2$ , oblicuo al anterior, de carácter post-cristalino.

Las condiciones de temperatura deben haber estado comprendidas entre 275°C y 350°C, con presiones 1,5 y 3,0 Kbars de presión de carga, a profundidades de 6 a 12 km.

### Introducción

La Sierra de San Javier, ubicada en la provincia de Tucumán a unos 11 km al oeste de su ciudad capital, es un cordón elongado norte-sur, de aproximadamente 30 km de largo, por unos 8 km de ancho, constituido esencialmente por metagrauvascas, pizarras y filitas, típicas del metamorfismo de bajo grado (Toselli et. al. 1975). Del mismo sólo se han estudiado unos 100 km<sup>2</sup>, del sector austral, ver mapa.

Estas rocas se han originado a partir de sedimentos pelíticos, semipelíticos y arenosos, depositados en ambiente marino. Como es bien sabido, estos sedimentos no dan buenas paragénesis minerales indicadoras de las condiciones de presión y temperatura en los campos de metamorfismo de bajo y muy

### Abstract

The metamorphic basement of the Sierra de San Javier is composed by metagraywackes, slates and phyllites. All these rocks present a metamorphic transition from very low to low grade.

The mineralogy is: quartz, albite, chlorite, illite, ore, coal, and pyrite. Only illite permits quantitative evaluation of metamorphism. The relative values of the cristallinity of illite varies between 107 and 181 measurements of the intensity ratio (002)/(001) varies between 0,20 and 0,41.

The quartz polygonization indicates that the temperature was approximately 275°C.

The fabric of the investigated metagraywackes and slates shows sinkinematic cleavage surfaces  $S_1$  parallel to  $S_0$  formed during  $D_1$  simultaneous with the principal metamorphic event  $M_1$ . During  $D_2$ , there was developed a newpost-metamorphic cleavage surface  $S_2$  oblique to  $S_1$ .

The cristallinity of illite and textural changes indicates a temperatures of about 275°C to 350°C and pressures about 1,5 to 3,0 kbars at a depth of 6 to 12 km.

bajo grado, razón por la cual su clasificación y sistematización fue llevada a cabo utilizando la cristalinidad relativa de la illita, como índice del metamorfismo.

Las meso y microestructuras pre-andina fueron medidas en campaña y la fábrica fue investigada por medios ópticos comunes y con el microscopio electrónico de barrido, con el objeto de establecer la interrelación metamorfismo-deformación.

### Características litológicas generales

El basamento de esta sierra, está constituido por metagrauvascas, intercaladas con pizarras y filitas subordinadas, en típicas se-

cuencias con estructura gradada de origen sedimentario. La constante reiteración de las mismas permite definir las como metaritmicas. Localmente se identifican niveles restringidos de carácter cuarcítico. Los colores que presentan estas rocas son de verde a gris verdoso.

Con respecto al ambiente sedimentario de estas rocas debemos mencionar, que el predominio de la fracción samítica sobre la pelítica, sería un elemento diagnóstico para suponer que la depositación se produjo en una zona de transición entre el eugeosinclinal y cuencas marginales de "tendencia eugeosinclinal" (Krumbein y Sloss 1969). Asimismo Pettijohn (1956) sostiene que en el típico flysch predomina la fracción arcilla sobre la arenosa, cosa que aquí no ocurre.

A nivel microscópico y contrariamente a lo que puede parecer en las muestras de mano, puede distinguirse variaciones en la fábrica. Así en los niveles de metagrauvascas, el dominio lenticular es típico. Aquí el cuarzo y la albita adquieren formas aplastadas y alargadas, paralelamente a la superficie de clivaje. Si los filosilicatos son dominantes, determinan una fábrica flotante, en la que se observan los antiguos clastos deformados y/o recrystalizados, e isorientados en una masa de laminillas de filosilicatos (foto 1).

Cuando se produce el aumento de la fracción limo-arenosa, esta constituye un mosaico anhedral, que va creciendo de tamaño y reacciona con los clastos mayores, sin que estos lleguen a tomar formas lenticulares, sino anhedral y groseramente equidimensionales. Llegando en algunos casos a suturarse los granos (foto 2). Asimismo se observa que la mayor concentración de calcita se dispone en los niveles más arenosos y a veces junto a materia carbonosa. Esto debe estar relacionado posiblemente a una mayor permeabilidad que permite la circulación y depositación de las soluciones carbonáticas.

Las rocas que se han originado a partir de la fracción limo-arcilla, se caracterizan por la mineralogía sericita-cuarzo-plagioclasa, con blastos aislados de tendencia ovoidal de clorita. Aquí el dominio film es característico (Voll 1960), como así también un plegamiento de crenulación de simetría monoclinica, generalmente oblicuo a las superficies de estratificación primitivas.

### Mineralogía

Los minerales presentes en estas rocas son básicamente cuarzo, albita y calcita, además

de los filosilicatos, illita y clorita y los accesorios: materia carbonosa y óxido de hierro.

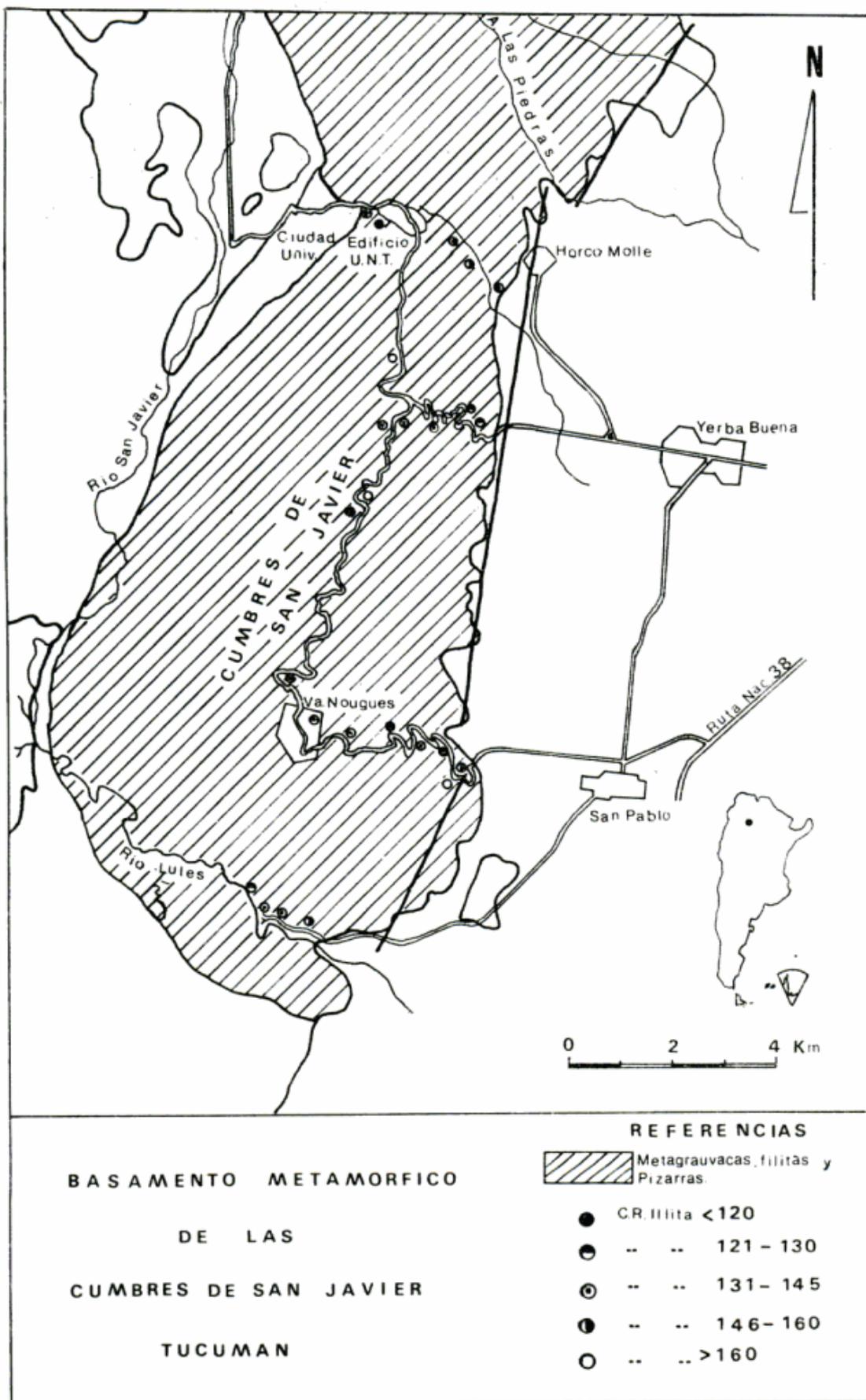
*Albita:* se presenta en formas variadas, redondeada o lenticular. Algunos granos se muestran turbios y plagados de inclusiones, otros están límpidos y con el maclado polisintético claramente desarrollado y por último, los menos, están parcialmente reemplazados por calcita. La composición determinada con la platina universal, utilizando las curvas de Burri *et. al.* (1967), indican se trata de una albita baja, de composición An<sub>5</sub>.

*Illita:* se identifica claramente por sus reflexiones basales fuertes a aproximadamente 10 y 5 Å, con poco cambio bajo los efectos de la glicolación y con el calentamiento.

*Clorita:* la medición de los picos de las primeras cinco reflexiones basales y de sus intensidades indican la presencia de una clorita rica en hierro. Asimismo es característico el colapso que muestra 002 cuando es calentado a 510° C, durante una hora, con la simultánea ganancia en altura y ancho de 001. Por tales características la clasificamos como una *Dafnita*.

Las muestras correspondientes a rocas pelíticas que muestran un cierto grado de meteorización, dan difractogramas con reflexiones que indican formación de nuevos minerales arcillosos, que cambian profundamente al ser sometidos a los vapores del etilenglicol o a la calcinación. El nombre genérico que aquí les damos es el de smectitas y su exacta determinación escapa al objeto de este trabajo.

*Láminas mixtas:* una característica llamativa, es la presencia de granos mayores de filosilicatos, que muestran una interstratificación mixta de clorita-mica blanca. Debido a que éstos se encuentran tanto en las metasamitas como en las metasemipelitas y que su tamaño no guarda relación con los restantes minerales, formados por los procesos metamórficos, suponemos que los mismos representan clastos originales de biotita. Esta, debido a su composición, podría haber dado origen a la nueva asociación mencionada, manteniéndose la morfología de la lámina clástica (foto 3). Este cambio se debería a un proceso dinamotérmico, de carácter regresivo para la biotita y las laminillas que quedaron dentro de las laminillas de clivaje (microlitones) en posición



This One



HWF7-0C5-PJYQ

Reservados todos los derechos. No se permite la explotación económica ni la transformación de esta obra. Queda permitida la impresión en su totalidad.

## CUADRO DE REFLEXIONES E INTENSIDADES

hkl	337		343		341		1743		1742		7-166 ASTM	
	dÅ	I/I <sub>1</sub>	dÅ	I/I <sub>1</sub>								
001	14,24	48	14,19	46	14,24	48	14,15	52	14,01	47	14,00	60
002	7,08	100	7,09	100	7,08	100	7,07	100	7,05	100	7,08	100
003	4,71	23	4,71	28	4,72	28	4,71	29	4,69	26	4,68	30
004	3,53	52	3,53	62	3,54	65	3,53	85	3,52	53	3,52	50
005	2,82	7	2,82	10	2,82	11	2,82	10	2,82	7	2,82	10

## MUESTRA 1743

Normal		Glicolada		calentada 510°C/1 h		hkl
dÅ	I/I <sub>1</sub>	dÅ	I/I <sub>1</sub>	dÅ	I/I <sub>1</sub>	
14,15	52	14,24	51	14,26	100	001
7,07	100	7,10	100	7,13	8	002

## MUESTRA 1742

Normal		Glicolada		calentada 510°C/1 h		hkl
dÅ	I/I <sub>1</sub>	dÅ	I/I <sub>1</sub>	dÅ	I/I <sub>1</sub>	
14,01	47	14,15	49	14,15	100	001
7,05	100	7,07	100	7,06	7	002

preferentemente normal a los planos de clivaje, se comportan competentemente a la deformación y están en algunos casos parcialmente rotados o deformados (foto 4). El efecto compresivo produce inestabilidad en la estructura de la biotita clástica, que es cambiada a un interestratificado de minerales químicamente equivalentes de mica blanca (probablemente de composición próxima a la muscovita o a la fengita) más clorita rica en hierro.

*Calcita*: fue identificada por medio de teñido, observándose además, pequeña cantidad de dolomita, en granos aislados.

## Texturas del cuarzo

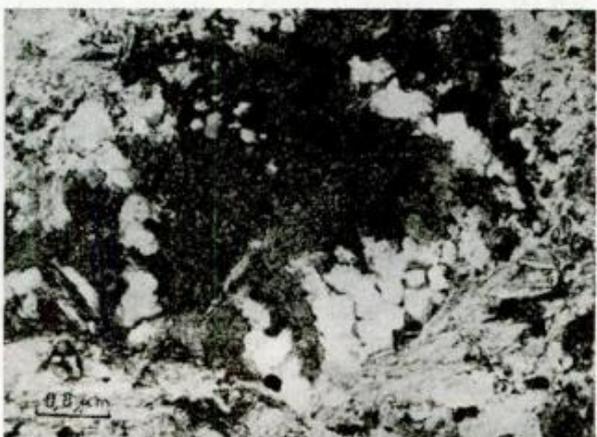
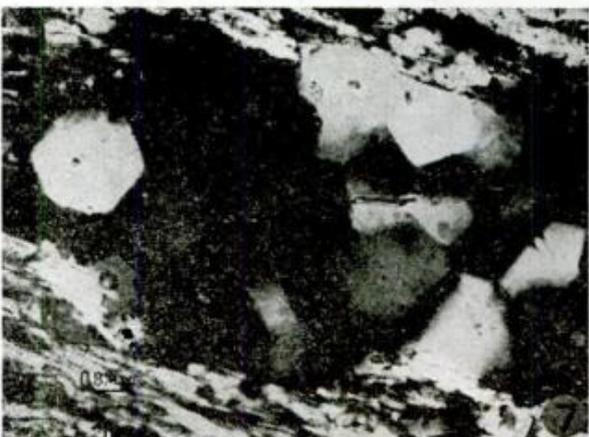
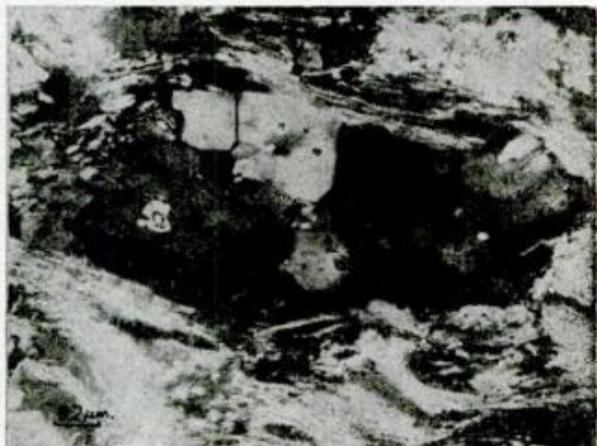
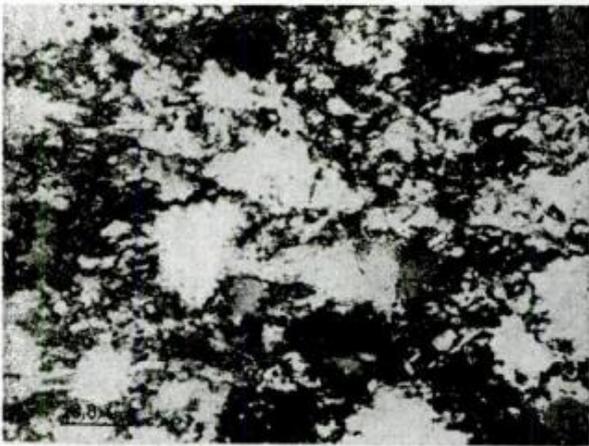
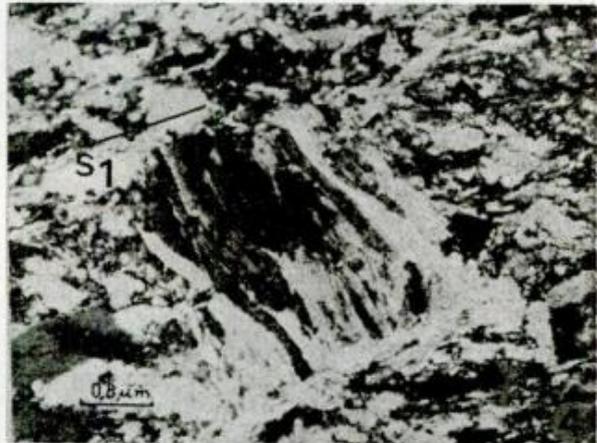
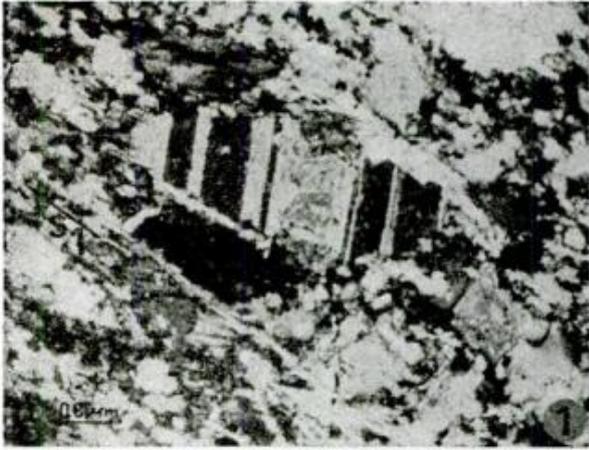
Los caracteres morfológicos que presentan los granos de cuarzo, permiten establecer su historia genética y su significado metamórfico. Este se presenta en:

- a) Granos aislados anhedrales monocristalinos.

- b) Granos aislados anhedrales policristalinos.
- c) Agregados lenticulares de cristales anhedrales.
- d) Agregados lenticulares de cristales euhedrales.
- e) Venas de cuarzo anhedrales, acompañados de calcita.

a) Los mismos representan los clastos originales, correspondientes a la fracción más gruesa de los sedimentos semipelíticos y samíticos y no han sufrido cambios con las etapas de deformación, ya que se han comportado en forma competente. En general sólo presentan reacción de los bordes con los filosilicatos de la pasta. Normalmente presentan inclusiones fluidas (foto 5).

b) El origen es similar a los anteriores (a), pero durante la fase de deformación D<sub>1</sub>, que dio lugar a S<sub>1</sub>, se fracturaron y los fragmentos fueron nuevamente soldados bajo presión en M<sub>1</sub>, quedando un mosaico anhdral heterodimensional. A veces engloban



laminillas de micas. En el interior de los fragmentos es susceptible aún de observar inclusiones fluidas, que están totalmente ausentes en la parte de nueva generación (foto 6).

c) El aspecto es bastante similar al anterior (b), pero el origen corresponde a venillas, pre  $S_1$ , que han sido deformadas y fracturadas durante  $D_1$ , con recristalización bajo presión, durante  $M_1$ .

d) Estos están, en su aspecto genético, estrechamente ligados a los anteriores (c), pero su recristalización se produjo en un ambiente de distensión post- $D_1$ , que permitió el desarrollo de los granos de cuarzo con hábito poligonal euhedral (foto 7).

e) Estos corresponden a soluciones silíceas (y carbonáticas) que han circulado y se han depositado en aberturas o en zonas no sometidas a presión dirigida, lo que permitió el desarrollo con tendencias euhédrica de sus granos. Cuando las soluciones son de carbonato y sílice, ésta se deposita primero en los bordes y la calcita lo hace al final rellenando totalmente los espacios. Estas se han originado antes del período de deformación  $D_2$  y los pliegues kink que presentan, fueron originados por éste (foto 8).

### La illita índice del metamorfismo

Es bien conocido el problema que presentan para su clasificación las rocas metamórficas de bajo y muy bajo grado, derivadas de sedimentos pelíticos o semipelíticos, por la falta de asociaciones minerales indicadoras.

El estudio de la cristalinidad de la illita provee un método seguro y eficiente para solucionar dichos inconvenientes, según lo demostró Weaver (1960), proponiendo la medición de la simetría de la reflexión 001, ésto se consigue midiendo las alturas correspondientes a 10 y 10,5 Å.

Kubler (1964, 1967, 1968) propone como valor de cristalinidad la medición del ancho del pico de 10 Å, a la mitad de su altura, por encima del nivel de *background*.

Weber (1970, 1972a y b) y Teichmüller *et al.* (1979), utilizan el mismo principio que Kubler, pero relacionado a un standard externo, generalmente cuarzo, para evitar las diferencias que existen entre los diferentes difractómetros y conseguir con éstos ha-

cer los resultados obtenidos comparables. La medida de la cristalinidad relativa (C.R.), se obtiene de:

$$C.R. = \frac{C(001) \text{ de la illita en mm}}{C(100) \text{ del cuarzo en mm}} \times 100 =$$

C. es el ancho del pico en mm, a la mitad de la altura.

C. R. es la relación entre los anchos de los picos en mm, a la mitad de la altura.

Para evitar el uso de decimales, se multiplica el resultado por 100. Los valores que se obtienen son inversos a la cristalinidad alcanzada, o sea que valores numéricos altos, indican baja cristalinidad y viceversa. La cristalinidad fue determinada en muestras de sedimentación para tamaño de grano menores de 2 micras y de 2 a 6,3 micras, según el método propuesto por Weber (*op. cit.*).

### Resultados obtenidos

La medición de la cristalinidad de la illita para la fracción menor de 2 micras, proyectada en un diagrama de coordenadas, en que las muestras son medidas en estado normal y después de la glicolación (fig. 1). Es posible observar que aquellas muestras que caen dentro del campo del anquimetamorfismo o muy bajo grado de metamorfismo, muestran una marcada tendencia a aumentar su cristalinidad (valor numérico menor), después de la glicolación. Mientras que las illitas correspondientes al ambiente de epimetamorfismo o bajo grado de metamorfismo, el valor numérico de la cristalinidad aumenta. El cambio en ambos casos indica la presencia de capas expandibles, que desplazan sus picos de refracción en presencia de etilenglicol. Cuando la cristalinidad mejora, significa que el pico de 10 Å, de un

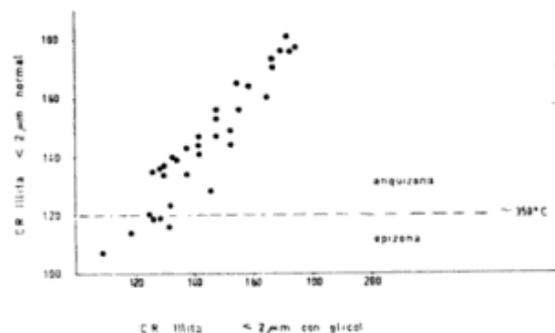
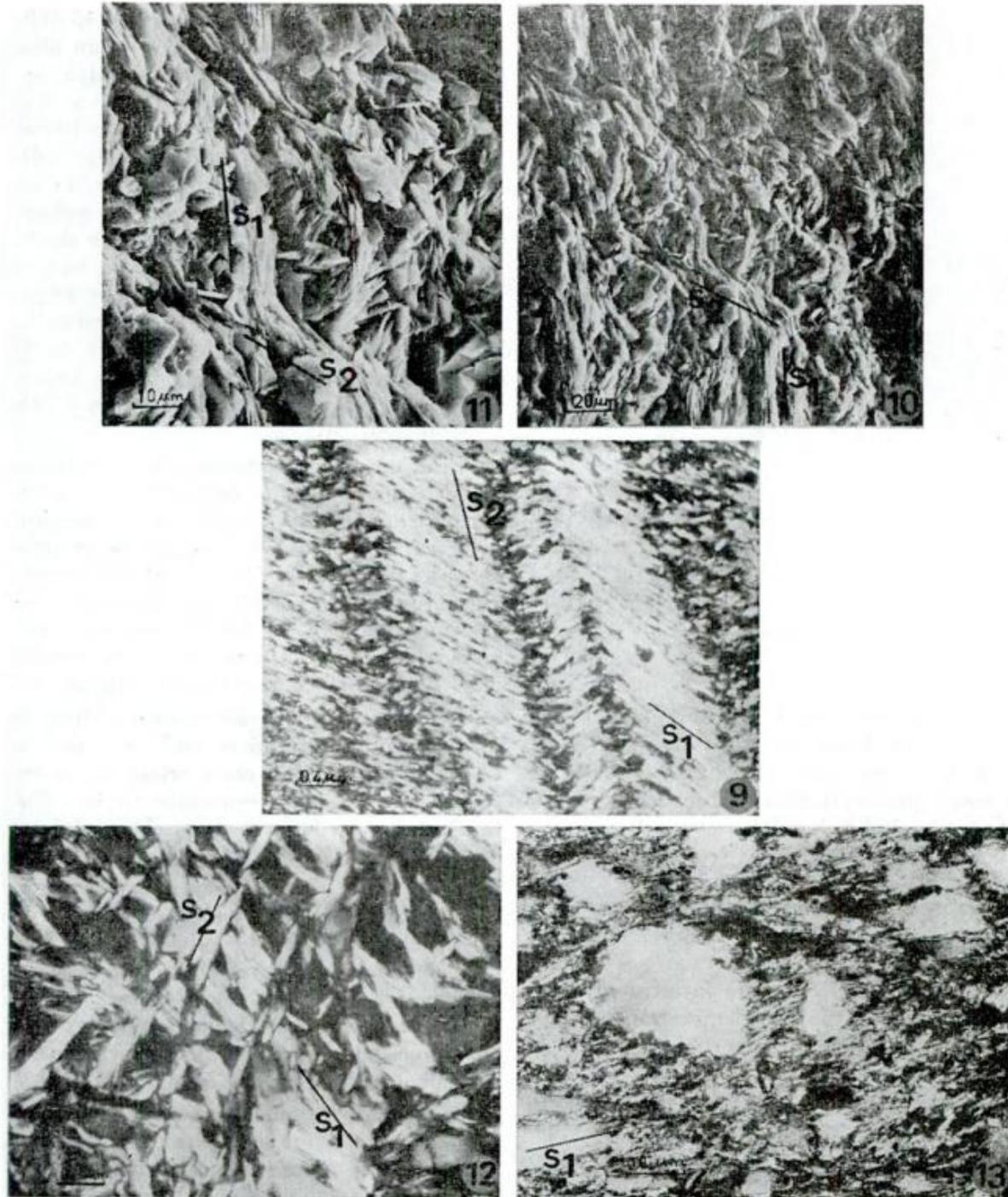


Figura 1



mineral ajeno a la illita, es desplazado por los vapores del etilénglicol. Por el contrario cuando la cristalinidad disminuye indica que hay una adición de un pico extraño que es desplazado hasta 10 Å cuando se produce la gicolación. La identificación de tales capas expandibles escapa al objeto de este trabajo.

Por otra parte, la utilización del método de Esquevín (1969), estableciendo las relaciones de alturas entre las reflexiones (002/

(001), nos permite determinar las tendencias composicionales magnesianas o aluminosas. Los valores obtenidos, están comprendidos entre 0,25 v 0,35 (fig. 2), o sea que muestran tendencias aluminosas.

Es interesante observar, que en los diagramas que se proyectan los valores de C. R. de las dos granulometrías, menor de 2 micras y de 2-6,3 micras (fig. 3); la fracción más gruesa muestra un campo de variación mucho más restringido, entre 108 y 138 de

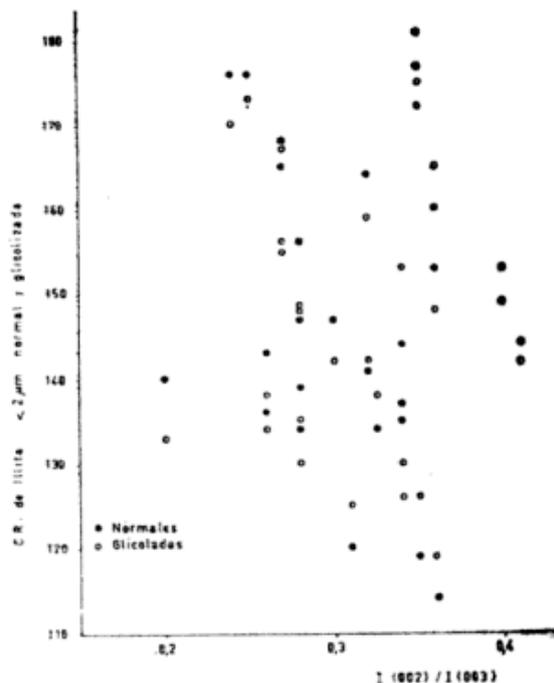


Figura 2

C. R.; mientras que la fracción menor de 2 micras, se desarrolla entre 107 y 177 de C. R. Esta diferencia en la sensibilidad, es la razón principal para utilizar la fracción fina como indicador del metamorfismo.

### Relación deformación-metamorfismo

Los trabajos llevados a cabo por Eremchuk et. al. (1979), sobre la estructura de la Sierra de San Javier, demuestran la existencia de hasta cuatro superficies de esquistosidad.

Miller y Willner (1981) describen detalladamente tres zonas de afloramientos de la sierra, en las que muestran claramente la posición  $S_1$  oblicua a la estratificación  $S_0$  y los planos  $S_2$  casi coincidentes con  $S_0$ . Pero no es ésta una regla que se cumpla en todos los casos. En el camino de San Pablo

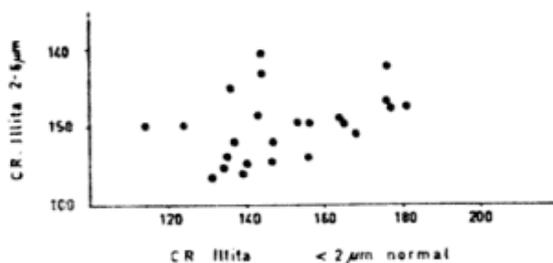


Figura 3

a Villa Nougés, en el kilómetro 40,300, es posible observar en los flancos de un pliegue subhorizontal mesoscópico de tipo paralelo, fuertemente acostado al este y formado en una sucesión de bancos pelíticos y semipelíticos, que las superficies de sedimentación  $S_0$ , definidas por un cambio en la granulometría, son paralelos al primer clivaje  $S_1$ . Mientras que el desarrollo de  $S_2$  está supeditado esencialmente a los bancos menos competentes y producido por arrastre entre las capas competentes durante la formación del pliegue. La orientación de  $S_2$  es oblicuo al plano del pliegue, que indica una formación para el mismo en  $D_2$  y claramente post  $M_1$ .

Asimismo la deformación  $D_2$  que da lugar a  $S_2$  generalmente desarrolla un microplegamiento de tipo asimétrico (monoclínico); pero en el que localmente es factible observar pliegues simétricos (ortorrómbico). Durante la deformación  $D_2$  se produce un desmembramiento de los  $S_0$  cuarzosos originales (boudinage) y se introducen pequeñas venillas de cuarzo sincinemáticas.

La investigación llevada a cabo utilizando medios ópticos y microscopio de rastreo (SEM), nos permitió caracterizar claramente dos clivajes, ya reconocidos en los afloramientos y en las muestras macroscópicas.

En las fotos 9 y 10, y en el detalle de la foto 11, puede verse claramente a las laminillas de filosilicatos que en el interior de las lamelas muestran un clivaje  $S_1$  paralelo a  $S_0$ , de tipo penetrativo. Durante esta etapa deformativa  $D_1$ , tiene lugar el metamorfismo  $M_1$ , de carácter sincinemático, que es el responsable del pico de metamorfismo alcanzado por las rocas.

En el período deformativo  $D_2$ , se produce la reorientación mecánica y el flexuramiento de los minerales ya formados, dando lugar a  $S_2$  oblicuo a  $S_1$ . En esta etapa la recristalización de los filosilicatos es escasa, o está ausente, siendo notable la deformación. Pero existen casos, de desarrollo más restringido, que se observa, que asociado a  $D_2$ , se produjo un metamorfismo  $M_2$ , de carácter sin-cinemático (foto 12). La característica fundamental de este clivaje de crenulación es que las laminillas de filosilicatos que se encuentran en el interior de las lamelas tienen un desarrollo oblicuo a los planos de clivaje, contra los cuales se interrumpen sin ningún tipo de deformación.

período de deformación	Recristalización	Metamorfismo	Estructuras
Sedimentación	-----	-----	S <sub>0</sub> - ondulitas y estratificación gradada.
D <sub>1</sub> Sincristalina	Sincinemática	M <sub>1</sub>	S <sub>1</sub> - pliegues microscópicos y clivaje paralelo y oblicuo a S.
D <sub>2</sub> Postcristalina	-----	-----	S <sub>2</sub> - pliegues micro y mesoscópicos.
D <sub>2</sub> Sincristalina	Sincinemática	M <sub>2</sub>	S <sub>2</sub> - clivaje de crenulación.

### Metamorfismo

Las condiciones físicas del metamorfismo están basadas en las asociaciones minerales y cristalinidad de illita.

Teniendo presente los límites de diagénesis, muy bajo grado y bajo grado de metamorfismo, propuestos por Teichmüller *et al.* (1979), resulta que los valores de C. R. de illita más altos (107, 114 y 116 de C. R.) indican ya bajo grado de metamorfismo. El valor de C. R. 120 es considerado como límite y correspondería a una temperatura de aproximadamente 350° C (Winkler 1974), que debemos considerar como máxima y que fue alcanzada durante el pico de deformación D<sub>1</sub> o inmediatamente después.

La presencia de clorita de hierro —dafnita— sólo nos da una indicación vaga de que las rocas pertenecen al rango clorita, de la facies de esquistos verdes. Al respecto Weaver y Beck (1971) expresan que las cloritas de hierro se forman desde temperaturas inferiores a 100° C, hasta un máximo de 265° C.

Voll (1980) sostiene que la recristalización poligonal del cuarzo comienza a 275°C. Extrapolando este dato a nuestras rocas tenemos que la recristalización del cuarzo es notable, por lo que dicha temperatura debería haber sido sobrepasada. Tenemos así un rango de temperatura de 275°C como temperatura mínima y 350°C como máxima, correspondientes al metamorfismo M<sub>1</sub>, acontecido durante D<sub>1</sub>.

En los niveles de semipelitas y samitas, puede observarse una reacción de los clastos de cuarzo con la matriz, que da lugar al desarrollo de filosilicatos claros normales a la superficie de los clastos (foto 13). Esta fábrica corresponde a la zona de estructura cuarcítica, con cemento de clorita-hidromica de Frey (1970).

La estimación de la presión a la cual estuvieron sometidas estas rocas es mucho más vaga, pero considerando un gradiente geotérmico normal (30°C/Km), no han sido encontradas evidencias que indiquen lo contrario, es lógico suponer que para alcanzar una temperatura media de 300°C son necesarios aproximadamente 10 Km de espesor de cubiertas de rocas, que corresponden a aproximadamente 3,0 Kbars de presión.

Otra estimación de la presión podemos hacerla, siguiendo el criterio de Fourmarier (1951) y seguido por numerosos investigadores, que sostiene que en condiciones normales, el frente de clivaje coincide con el límite superior de anquimetamorfismo (muy bajo grado de metamorfismo) y esto ocurre a profundidad de 5 Km. Como en nuestro caso, los dos clivajes de crenulación observables están claramente desarrollados, es lícito suponer que la profundidad de 5 Km, fue ampliamente superada.

La albitización de las plagioclasas, que integran a las areniscas, fue considerada por mucho tiempo como buen indicador, para expresar que las rocas han alcanzado el campo correspondiente a las facies de esquistos verdes. Pero recientes trabajos, Boles (1982) han encontrado en areniscas de las Formaciones Frío y Wilcox, de la Costa del Golfo en Estados Unidos, que la plagioclasa de composición Ab<sub>70</sub>, cambia entre 2,5 y 2,8 Km de profundidad, a Ab<sub>99</sub>. En la Formación Wilcox, esto ocurre a 3,2 Km. En resumen, este autor establece que la principal zona de albitización está entre 10 y 150°C, con un pico entre 110 y 120°C. Estas temperaturas son comparables con las temperaturas de albitización estimadas en 105°C de los campos de petróleo de California (Merino 1975) y en Japón ocurrirán a 120°C, según Iijina y Utada (1972).

Toda la información, apunta a que el ajuste de las plagioclasas calcosódicas a albita, ya ocurre en el ambiente diagenético, es decir por debajo de las condiciones de presión y temperaturas del metamorfismo, pero que persisten en los ambientes de bajo y muy bajo grado.

Agradecimientos: los autores dejan constancia de su agradecimiento a la Fundación

Alexander von Humboldt, a la Facultad de Ciencias Naturales, al Consejo de Investigaciones de la Universidad Nacional de Tucumán, a la División Estudios Especiales de la CNEA, al Grupo de Estudios del Precámbrico, como así también a la Fundación Miguel Lillo y a la Fundación Volkswagenwerk, sin cuyas ayudas y medios que nos brindaron, no podría haberse concretado el presente trabajo.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Boles, J. R., 1982. *Active Albitization of Plagioclase, Gulf Coast Tertiary*. Am. Jour. Sci., 282: 165-180.
- Burri, C., R. L. Parker y E. Wenk, 1967. *The optic orientation of the Plagioclases Data and Diagrams for the Determination of the Plagioclases by Universal Stages Methods*. Plates I-XVII. Birkhäuser Verlag, Basel-Stuttgart.
- Eremchuk, J. E., R. Mon y J. A. Sosa Gómez, 1979. *Observaciones sobre la estructura del basamento precámbrico de los Andes del Norte de la República Argentina (entre los paralelos 22° y 28° de lat. S)*. VII Cong. Geol. Arg., II: 203-212, Neuquén.
- Esquevín, J., 1969. *Influence de la composition chimique des illites sur leur cristallinité*. Bull. Centre Rech., Pau.-S. N. P. A.: 147-154.
- Fourmarier, P., 1951. *Schistosité, foliation et microplissement*. Arch. Sci. Phys. Nat. Geneve, 4: 5-23.
- Frey, M., 1970. *The step from diagenesis to metamorphism in Pelitic Rocks during Alpine orogenesis*. Sedimentology, 15: 261-279.
- Iijima, A. y M. Utada, 1972. *A critical review on the occurrence of zeolites in sedimentary rocks in Japan*. Jap. Jour. Geol. Geogr., 42: 61-83.
- Krumbein, W. C. y L. L. Sloss, 1969. *Estratigrafía y Sedimentación*. Uteha.
- Kubler, B., 1964. *Les argiles, indicateurs de metamorphisme*. Rev. Inst. Franc. Pétrol. XIX (10): 1093-1112.
- 1967. *Anchimetamorphisme schistoité*. Bull. Centre Rech. Pau. S. N. P. A., 1-2: 259-278.
- 1968. *Evaluation quantitative du Metamorphisme par la cristallinité de l'illite. Etat des progrès réalisés ces dernières années*. Bull. Centre Rech. Pau. S. N. P. A., 2-2: 385-397.
- Merino, E., 1975. *Diagenesis in Tertiary sandstones from Kettleman North Dome, California: I Diagenetic mineralogy*. Jour. Sed. Petrol., 45: 320-336.
- Miller, H. y A. Willner, 1981. *Del sedimento al esquito: desarrollo de la esquistosidad en el ejemplo del Cerro San Javier, Tucumán*. VIII Congr. Geol. Arg., IV: 979-986.
- Pettijohn, F. J., 1956. *Rocas sedimentarias*. EUDEBA.
- Teichmüller, F., R. Teichmüller y K. Weber, 1979. *Inkohlung und Illit-Kristallinität Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen*. Fortschr. Geol. Theinls. v. Westf. 27: 201-276.
- Toselli, A. J., M. Godeas y J. N. Rossi de Toselli, 1975. *Contribución al conocimiento petrológico del basamento esquistoso de la Sierra de San Javier, provincia de Tucumán, Argentina*. AMPS 6 (3-4): 103-133.
- Toselli, A. J. y J. N. Rossi de Toselli, 1982. *Metamorfismo de la Formación Puncoviscana en las provincias de Salta y Tucumán, Argentina*. V Cong. Latinoam. Geol., II: 37-52.
- Voll, G., 1960. *New work on petrofabrics*. Geol. Jour., 2 (3): 503-597.
- 1980. *Deformation Crystallization and Recrystallization*. Inter. Conf. Effect of Deformation on Rocks. Appendix 1-9, Göttingen.
- Weaver, C. E., 1960. *Possible uses of clay Minerals in Search for Oil*. Bull. Am. Assoc. Petrol Geol., 44 (9): 1505-1518.
- Weaver, C. E. y K. C. Beck, 1971. *Clay-water diagenesis during burial: How mud becomes gneiss*. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 134.

- Weber, K., 1970. *Illit-Kristallinität und Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge*. *Nachr. dt. geol. Ges.*, 2: 65-66.
- 1972 a. *Notes on determination of illite crystallinity*. *N. Jb. Miner. Mh. H.* 6: 267-276.
- 1972 b. *Kristallinität des Illits in Tonschiefern und andere Kriterien schwacher Metamorphose im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge*. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 141 (3): 333-363.
- Winkler, H. G. F., 1974. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 4ta. Ed. Springer Verlag-Berlin.

Recibido: 6 de agosto, 1982.

Aceptado: 1 de junio, 1983.

ALEJANDRO J. TOSELLI

JUANA N. ROSSI DE TOSELLI

Facultad de Ciencias Naturales - U.N.T.  
Miguel Lillo 205 - C.C. 91  
4000 San Miguel de Tucumán, Argentina.

## IX CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

auspiciado por la

ASOCIACION GEOLOGICA ARGENTINA

a realizarse del 5 al 9 de Noviembre de 1984

SAN CARLOS DE BARILOCHE

Río Negro, República Argentina

La Junta Ejecutiva ha programado la impresión de Relatorio, Resúmenes y Actas de tal manera de poder efectuar su distribución con anterioridad a las primeras Sesiones del Congreso. Por tal razón, se han fijado como fechas finales de recepción las siguientes:

**Resúmenes:** 30 de diciembre de 1983

**Trabajos:** 1º de abril de 1984

Toda correspondencia, incluyendo inscripciones, pagos, consultas y envíos de trabajos, deberá dirigirse al Secretario de la Junta Ejecutiva, a la Sede Oficial:

**Sede Oficial del Congreso y Dirección Postal:**

IX CONGRESO GEOLOGICO ARGENTINO

Maipú 645 - 1er. piso - 1006 Buenos Aires, República Argentina

## LAS LUTITAS PIZARREÑAS FOSILIFERAS DEL CERRO DEDO Y SU EVOLUCION TECTONICA; LAGO LA PLATA, PROVINCIA DEL CHUBUT

VICTOR A. RAMOS y MIGUEL A. PALMA

### Resumen

El hallazgo de belemnites y amonites en las lutitas pizarreñas del cerro Dedo, en el extremo noroccidental de la región del lago La Plata, constituyen los primeros registros fosilíferos de esta cuenca lacustre. Su asignación al Neocomiano permite su correlación con las secuencias aflorantes en el sector más oriental, ubicado entre el cerro Katterfeld y el arroyo Flores.

Se analiza la relación existente entre los depósitos deltaicos de la Formación Apeleg, los de prodelta de la Formación Katterfeld y las turbiditas de prodelta de la Formación Tres Lagunas, que junto con la interdigitación de las rocas volcánicas observada en el sector interno permiten interpretar la evolución geotectónica de la Cordillera Patagónica, a los 45° de latitud sur.

### Introducción

El presente trabajo tiene como objeto dar a conocer nuevos datos que permiten ubicar temporalmente una serie de rocas pizarreñas aflorantes en la parte interna occidental del lago La Plata. Su posición estratigráfica se basaba, hasta el presente, en especulaciones o criterios indirectos, no habiendo acuerdo entre los distintos autores que analizaron la edad de estas rocas.

El precisar su ubicación estratigráfica permite, a la vez, esbozar la evolución tectónica de la región, al poder correlacionarlas con certeza con las secciones aflorantes en el sector oriental.

Los autores expresan su agradecimiento al Servicio Geológico Nacional por haber brindado los medios para realizar el trabajo de campo; a los doctores Luis Spalletti, Julio Lage y Miguel Haller por sus sugerencias y lectura crítica del manuscrito, que se hace extensivo al licenciado Daniel Delpino.

### Antecedentes

La primera información acerca de la existencia de estas pizarras en los contrafuertes occidentales del cerro Dedo, fue obtenida del

### Abstract

The belemnites and ammonites in the slaty shales of the Cerro Dedo, in the north-western sector of the Lago La Plata region, are the first fossil records of this area. The Neocomian age of this fauna, permits the correlation with the sequences of this age, outcropping in the easternmost sector. The analysis of the relationship among the deltaic deposits of the Apeleg Formation, the prodelta black shales of the Katterfeld Formation and the prodelta turbidites of the Tres Lagunas Formation, together with the interfingering in the inner area of the volcanic rocks, allow an interpretation of the geotectonic evolution of the Patagonian Cordillera at the 45° south latitude.

relato de Don Roberto Rueda. Esta noticia fue la que motivó el primer reconocimiento de ese sector de los Andes Patagónicos, cuyos resultados fueron expuestos por Ramos (1981). Sin embargo, en esa oportunidad, si bien se constató su posición estratigráfica entre las vulcanitas y tobas de la Formación Lago La Plata y una serie volcánica correlacionable con la Formación Carrenleufú, la búsqueda de elementos de valor cronológico tuvo resultados negativos en los perfiles examinados.

La presencia de pizarras en la región de los lagos Fontana y La Plata era conocida a partir de los estudios de Quartino (1952), quien las mencionó en las cabeceras del arroyo Flores y en la quebrada Honda asignándoles, por correlación con las pizarras planíferas al oeste del cerro Katterfeld, una edad jurásica (Quartino, 1952:25 y 90).

Posteriormente, Llorente (1968) separó de estas rocas un basamento premesozoico constituido por esquistos y filitas, aflorante exclusivamente en el cajón del arroyo Flores. Este criterio fue corroborado posteriormente por Quartino *et. al.* (1981). Con respecto a las pelitas de las nacientes del arro-

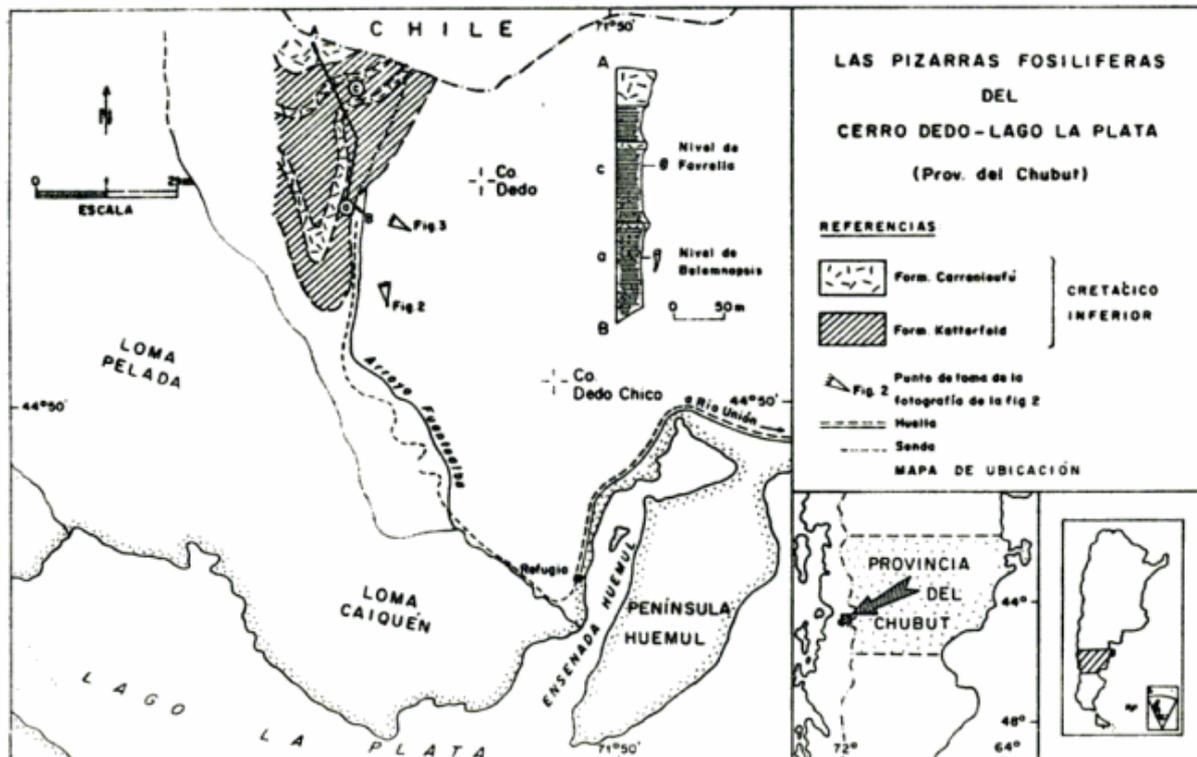


Fig. 1. — Mapa de ubicación del cerro Dedo y acceso a las localidades fosilíferas.

yo Flores y las de la quebrada Honda, Llorente (*op. cit.*) presentó tres alternativas: a) corresponderían a una secuencia equivalente a la del cerro Katterfeld de edad cretácica inferior; b) serían de edad cretácica superior como lo postulara Katz (1961) en el territorio adyacente chileno; c) serían un episodio intervolcánico de la época eruptiva jurásica y pertenecerían, por lo tanto, a la "serie porfirítica" (Quartino, 1952; Quartino *et al.*, 1981).

Si bien estas pelitas habían sido asignadas por Ramos (1976) al Jurásico, siguiendo lo postulado por Quartino (1952) el hallazgo posterior de un ejemplar suelto de *Favrella americana* (Favre), en las morenas de las cabeceras del arroyo Flores, indujo a asignarlas tentativamente al Cretácico inferior. Las nuevas evidencias fosilíferas encontradas en la región del cerro Dedo permiten ahora corroborar una edad neocomiana para estas lutitas pizarreñas.

### Los estratos del cerro Dedo

El cerro Dedo (2.200 m s.n.m.) se halla ubicado en la margen norte del lago La Plata (Ramos, 1981), próximo al límite internacional con Chile, en el sector surocciden-

tal de la provincia de Chubut (44°47' lat. sur y 71°51' long. oeste).

El acceso a los estratos fosilíferos se realiza desde el refugio Ensenada Huemul (excelente puerto natural sobre el lago La Plata), o a través de sendas semiabandonadas de antiguas labores forestales. Las localidades fosilíferas distan unos cinco kilómetros del refugio (figura 1) y se hallan ubicadas sobre el faldeo oriental del cordón serrano limítrofe, separadas de los contrafuertes del cerro Dedo por el valle del arroyo Fuentalba.

La secuencia local se inicia con coladas andesíticas y tobas de igual composición, de colores gris oscuros a levemente morados, en mantos y bancos potentes de varios metros de espesor, que afloran saltuariamente entre las lomas Pelada y Caiquén (Quartino, 1952). Estas rocas son homologables a la Formación Lago La Plata de edad jurásica media a superior (Ramos, 1976).

Aunque el contacto de las lutitas pizarreñas del cerro Dedo con la unidad anterior está cubierto por depósitos glaciares, su posición topográfica permite inferir que las sedimentitas tienen una ubicación estratigráfica superior. Estas lutitas pizarreñas, de color gris oscuro a negro, presentan una fisilidad secundaria marcada, que no siempre



Fig. 2. — Vista panorámica hacia el noroeste de los contrafuertes de la Cordillera del Límite al oeste del cerro Dedo. En *a* se observan las lutitas pizarreñas de la Formación Katterfeld ampliadas en la figura 3; en *b* coladas andesíticas interpuestas en la Formación Katterfeld; en *c* horizontes con Fauna de Favrella; *d* y *e* lavas andesíticas de la Formación Carrenleufú interdigitadas con la Formación Katterfeld y *f* niveles conglomerádicos y brechosos de la base de la Formación Carrenleufú.



Fig. 3. — Detalle del punto *a* de la figura anterior donde se observa el horizonte portador de *Belemnopsis patagoniensis* (Favre).

es coincidente con los planos de estratificación. Tienen también un notable clivaje de fractura, cuya intersección con diversos sistemas de diaclasas, confiere a la roca un aspecto astilloso. Observando en detalle se aprecia además una laminación paralela donde alternan en menor proporción delgados estratos de areniscas en bandas de color más claro, gris amarillento, interpuestas a pelitas oscuras. El conjunto está atravesado profusamente por diques de rocas volcánicas, las que, en parte, se disponen como filones capa. Estas lutitas pizarreñas fueron homologadas a la facies occidental de la Formación Katterfeld, sobre la base de sus características litológicas y posición estratigráfica (Ramos, 1981). El espesor aflorante estimado es de unos 250 metros.

En la secuencia sedimentaria aparecen interdigitados dos mantos de rocas volcánicas que presentan un fuerte relieve positivo.

El primero de ellos (*b* en la figura 2) de una potencia variable entre 2 y 5 metros, corresponde a una brecha de color gris os-

curo, con fenoclastos angulares a subangulares de hasta 10 cm de tamaño, dispuestos en forma desordenada en una pasta verdosa muy fina.

Al microscopio se muestra como una roca de composición andesítica y de aspecto brechoide, constituida por fragmentos líticos accesorios (Teruggi *et. al.*, 1978) de andesitas cristalinas y criptocristalinas, y elementos accidentales de metamorfitas cuarzo feldespáticas en mucha menor proporción. Están dispersos en una matriz de igual composición, formada por fenocristales tabulares de plagioclasas (andesina) y piroxeno, dispuestos en una textura pilotáxica con individuos isoorientados, curvados y partidos dentro de una pasta intersticial vítrea. Esta está alterada puntualmente en un agregado de clorita, epidoto y minerales opacos y, en parte, zonalmente devitrificada.

Se observa además en las rocas de este manto un brechamiento secundario en la matriz, con formación de fragmentos de superficie irregular y con posterior aporte de

feldespato alcalino (?) y plagioclasa que rellenan las microfracturas y cristalizan también en la periferia de los autoclastos.

Este tipo de roca se considera como una brecha de flujo (Fischer, 1960), producida por un proceso de autobrechamiento con incorporación, en este caso, de algunos elementos accidentales de origen ensiálico.

El segundo y más potente manto volcánico (*d* en la figura 2), de 6 a 10 m de espesor, se encuentra en la parte superior de la secuencia aquí descrita. Está formado por una brecha volcánica de clastos angulosos de composición andesítica de hasta 30 cm, de colores verdosos, inmersos en una matriz gris blanquecina de igual naturaleza. Todo el manto, provisto de una gruesa estratificación, se halla sumamente alterado.

La matriz lávica corresponde composicionalmente a una andesita cuarcífera de textura porfírica con pasta microcristalina escasamente vítrea. Los fenocristales, que en su gran mayoría son de plagioclasas subhedrales, tienen una composición lindante entre oligoclasa y andesina (An 32 %). Los ferromagnésicos son abundantes, y se hallan alterados a calcita, clorita y minerales opacos. El tamaño de los cristales es mediano. Debe destacarse la presencia de cuarzo intersticial en la pasta y también como cristales ligeramente corroídos, lo que obliga a clasificar a esta roca como una brecha andesito-cuarcífera, tendiendo la composición de su matriz a una dacita. Este manto volcánico es producido también parcialmente por un fenómeno autoclástico.

El magmatismo aquí descrito, de naturaleza mesosilícica a ácida, coetáneo con la cuenca neocomiana, es correlacionable con las secuencias volcánicas del Cretácico inferior aflorantes más al norte y correspondientes a la Formación Carrenleufú (Pesce, 1979; Ramos, 1981).

#### Los niveles fosilíferos

A unos 75 m de la base aflorante de la secuencia de pelitas negras, se observa un banco más resistente, compuesto de una arenisca limosa fina de 10 a 15 cm de potencia, del que se han extraído tres ejemplares asignables a *Belemnopsis patagoniensis* (Favre). Estas formas se destacan de la roca por sus secciones transversales de colores blanquecinos. Los ejemplares presentan un marcado clivaje de fractura, lo que imposi-

bilita obtener ejemplares enteros. Pese a ello, se puede observar en las secciones la morfología del rostro y la presencia de la línea apical, a la vez que, en sucesivas secciones, se destaca la variación transversal de su diámetro.

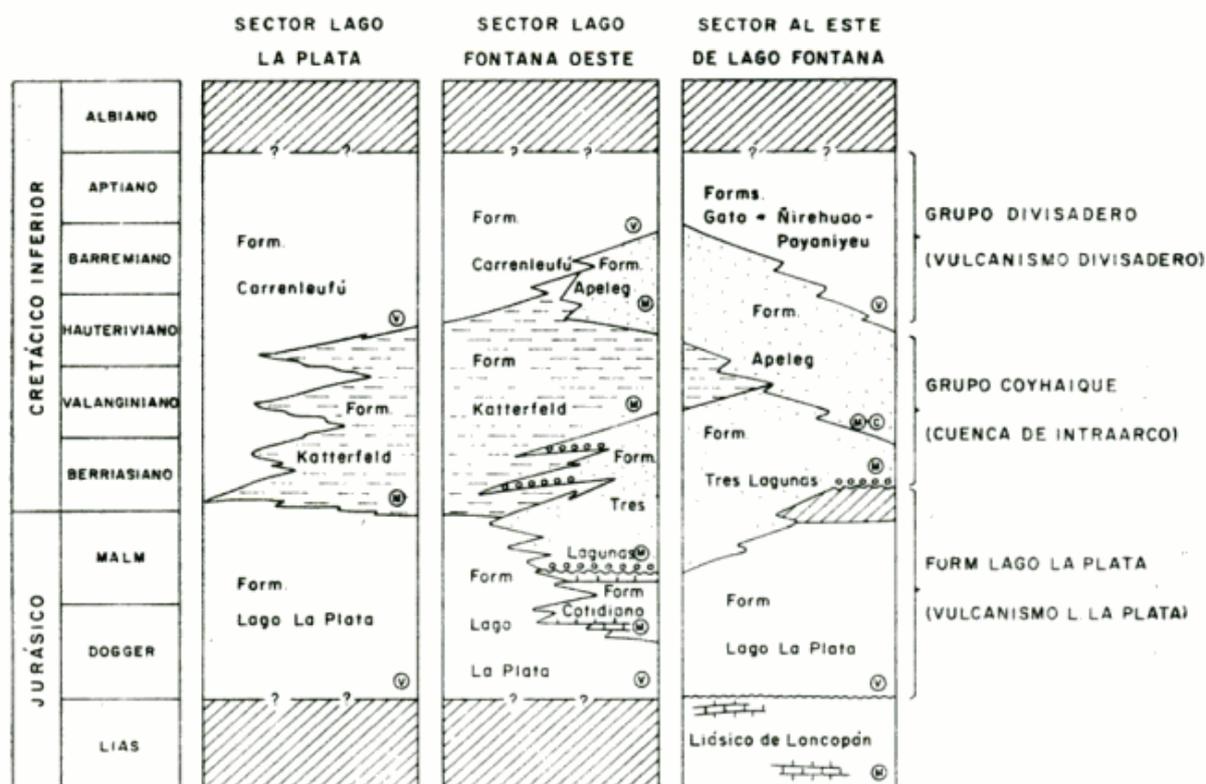
Aproximadamente a 160 m de la base, interpuestos entre los mantos de brechas volcánicas, se hallaron numerosos fragmentos de amonites asignables genéricamente a *Favrella*. Sólo un ejemplar, completamente oxidado y deleznable, podría no corresponder a este género, dado que presenta costillas de ancho variable y tuberculadas, con sección subcircular que se asemeja a la de algunos criocerátidos.

El nivel inferior de *Belemnopsis patagoniensis* (Favre) ya había sido hallado en la base de la secuencia sedimentaria aflorante en la confluencia de los ríos Toqui y Concordia (en territorio chileno aledaño al sur), y en los niveles inferiores de la secuencia sedimentaria del cerro Katterfeld (Ramos, 1981).

Estos belemnites son hallados comúnmente en los términos inferiores de la secuencia cretácica de la Cuenca Austral (Charrier y Covacevich, 1979). Para algunos autores, como Bonarelli y Nágera (1921), en la región del Lago San Martín serían un nivel característico del Tithoniano, mientras que para otros (Riccardi, 1971, 1977; Riccardi y Rolleri, 1980) representaría los términos basales del Cretácico en la Cordillera Patagónica Austral.

Los niveles portadores de *Favrella* corresponderían al Hauteriviano-Barremiano según Riccardi (1970; 1971) o al Valanginiano-Hauteriviano, según su correlación con los foraminíferos asociados en la región del lago Fontana (Masiuk y Nakayama, 1979). Si bien hubo aguda polémica sobre la correcta asignación stratigráfica de la Fauna de *Favrella*, actualmente se tiende a aceptar una edad valanginiana superior a hauteriviana media (Charrier y Covacevich, 1979; Nullo *et al.*, 1981). Sin embargo se deja constancia que en el arroyo Blanco, niveles con ancylocerátidos se ubicarían por debajo, o lateralmente a los estratos portadores de *Favrella*, no pudiendo ser estos quizá más antiguos que Hauteriviano superior (Ramos, 1981).

Sobre la base de lo expuesto se pueden asignar las lutitas pizarreñas del cerro Dedo al Neocomiano.



CUADRO I: Secuencia estratigráfica donde se ilustran las relaciones entre las diferentes unidades litológicas de la región de los lagos Fontana y La Plata. Nótese el engranaje lateral de las Formaciones Katterfeld y Apeleg, características de una plataforma deltaica progradante y su relación con las turbiditas de prodelta de la Formación Tres Lagunas. La Formación Cotidiano se interdigita con los términos superiores de la Formación Lago La Plata (Basado en Ramos, 1976, 1981; Haller y Lapido, 1980).

## Las secuencias cretácicas en la región

### a) BLOQUE INFERIOR

A fin de comprender la evolución sedimentaria de estos depósitos es necesario analizar previamente una serie de perfiles transversales a la cuenca en estas latitudes, y luego integrarlos a las observaciones efectuadas en el cerro Dedo. Es oportuno destacar que dada la naturaleza boscosa y escarpada de la comarca, las observaciones fueron obligatoriamente aisladas, debiéndose inferir, en la mayoría de los casos, las relaciones laterales entre los diversos perfiles. Para una mejor comprensión se ilustra en el cuadro I la nomenclatura estratigráfica utilizada.

### Perfil del Arroyo Blanco - Cerro Katterfeld

La secuencia sedimentaria de este sector está separada tectónicamente en dos bloques. El inferior corresponde al perfil aflorante en el arroyo Blanco (Quartino, 1952; Riccardi, 1976 y Ramos, 1976), mientras que el superior está expuesto en el perfil del cerro Katterfeld (Quartino, *op. cit.*)

En los términos inferiores, aflorantes en el arroyo Blanco, se pueden distinguir dos secuencias diferentes, que muestran la evolución de la cuenca en este sector. La primera secuencia, basal, está compuesta por 54 m de fangolitas guijosas, con clastos calcáreos subangulosos y pobremente seleccionados, de hasta 15 cm, que se ordenan en secuencias granodecrecientes de 1 a 3 m de potencia. Hacia arriba, el tamaño de los mismos disminuye, culminando con más de 40 m de fangolitas calcáreas, en parte lumachélicas, con clastos angulosos de 2 a 5 mm de tamaño máximo. Esta secuencia inferior se interpreta como de origen turbidítico, cuya génesis podría estar asociada a cuerpos calcáreos de plataforma cercanos al talud de la cuenca (Spalletti, 1980 : 126), expuestos por un descenso del nivel del mar o por la formación de un relieve por causas tectónicas. Se corresponderían a típicas facies  $A_2$  de fangolitas guijosas (Spalletti, *op. cit.*) o brechoides (pebbly mudstones), dada la natu-

raleza pelítica donde flotan clastos más gruesos (Mutti, 1980).

La segunda secuencia tectosedimentaria está compuesta por diversas facies donde está ausente el aporte de elementos calcáreos. Una de esas facies, está formada por conglomerados gruesos a finos ordenados en bancos de 1 a 2 m interestratificados con vaques y lutitas gris verdosas. Presenta un ordenamiento cíclico positivo, tanto en el espesor de los bancos como en el tamaño de los clastos que es creciente hacia el techo. Los bancos psefíticos tienen un contacto neto en la base y gradan a vaques gruesos y hasta finos culminando hacia arriba en lutitas finamente laminadas (figura 4a). En los 52 m de desarrollo que tiene esta facies se reconocen varias reiteraciones. Localmente culmina con un conglomerado desorganizado de 5 a 7 m de espesor con clastos imbricados de hasta 25 cm de diámetro y restos de grandes troncos silicificados (Figura 4 b). Los clastos son, en su mayoría, de diversos tipos de vulcanitas y tobas. Cuando se observa el desarrollo areal de este conglomerado se destaca su forma lenticular con

base neta y erosiva que pasa lateralmente hacia el sudoeste a otras facies psefíticas. Es así que en las nacientes del arroyo Blanco se reconocen varios niveles de conglomerados que, en conjunto, presentan un espesor de 40 metros. Esta facies está caracterizada en la base, por flujos detríticos (*debris flow*, de Mutti, 1980), compuestos por bloques angulosos de variada litología, con clastos de hasta 40 cm de diámetro, ocasionalmente mayores, englobados en una matriz psefítica fina a sabulítica. La base muestra contacto erosivo y neto, mientras que el techo tiene un relieve irregular donde los bloques se proyectan hacia arriba en forma característica (figuras 4c y 5b). La gradación es tanto normal como inversa. Estos cuerpos están cubiertos por areniscas en parte psefíticas, que no presentan estratificación y son de aspecto masivo.

Aún más hacia el oeste, sobre la vertiente occidental del arroyo Blanco, los niveles psefíticos son de menor granometría, predominando las areniscas gruesas y sabulíticas, lo que constituye una típica facies de *grit* (véase Spalletti, 1980), caracterizada por el

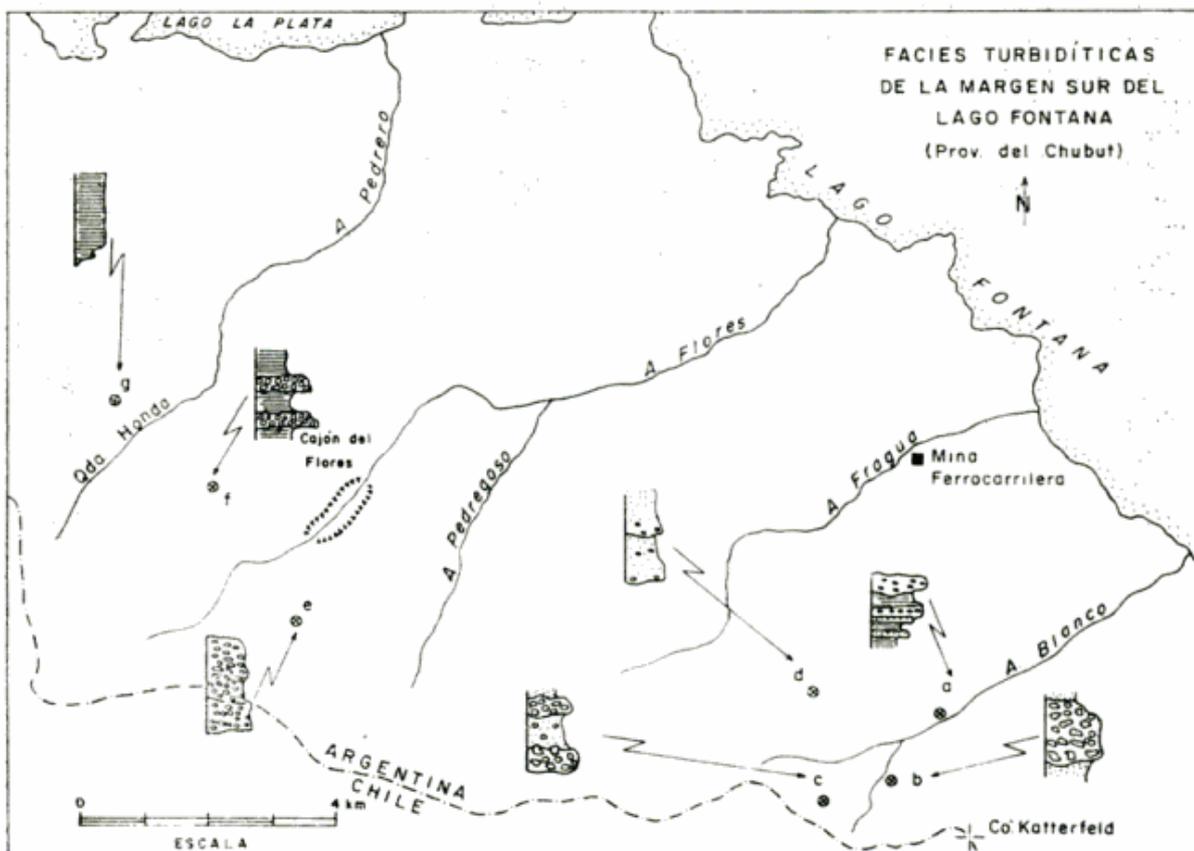


Fig. 4.—Esquema de la distribución areal de los afloramientos descriptos. Se destaca que los mismos se hallan parcialmente desconectados por la cubierta boscosa y la segmentación tectónica en diversos bloques. Obsérvese la disminución del tamaño de los clastos hacia el noroeste, indicativa de la posible dirección de procedencia del flujo turbidítico.

grano grueso, la falta de selección y la angulosidad de los clastos (figura 4d). Se presentan en bancos potentes de varios metros de espesor que, combinados, alcanzan entre 45 y 50 metros como mínimo. Estas dos últimas facies presentan numerosos fragmentos de amonites correspondientes a *ancylocerátidos* de gran tamaño (figura 4c y d).

#### b) BLOQUE SUPERIOR

La sección superior de la secuencia cretácica de la comarca, separada tectónicamente de la inferior anteriormente descrita, se observa en el perfil del cerro Katterfeld y está representada por las Formaciones Katterfeld y Apeleg. Estas unidades presentan un ordenamiento de facies que permite reconstruir una plataforma deltaica con depósitos subaéreos y subácuos y su correspondiente frente deltaico, representados respectivamente por las areniscas y fangolitas de la Formación Apeleg (600 m) y una facies de prodelta constituida por las pelitas negras (350 m) de la Formación Katterfeld (véase Ramos, 1981).

Si se integran las secuencias de los dos bloques se podría interpretar la existencia de los siguientes episodios tectosedimentarios: uno basal constituido por fangolitas guijosas y brechoides de naturaleza calcárea y turbidítica; uno intermedio con una secuencia turbidítica progradante de naturaleza silicoclástica (Walker, 1978), interpretada como turbiditas de prodelta, y uno superior, aunque engranado lateralmente con el anterior, representado por los depósitos de un ambiente deltaico progradante (Miall, 1979).

Es necesario destacar la falta de continuidad de estos afloramientos, ya que aparecen en forma aislada y saltuaria, bajo una densa cubierta boscosa. Sin embargo, y sobre la base de la interpretación propuesta por Ramos (1981), al observar las variaciones laterales de estos depósitos, en especial los del episodio turbidítico intermedio, se los puede interpretar como típicas turbiditas de prodelta, donde se observa una marcada progradación en sus facies. Estas pasan verticalmente de depósitos de abanico medio, con superficies planas en secuencias que en conjunto son granocrecientes (figs. 4a y 5a), a una facies distributaria o de abanico superior, con flujos detríticos y relleno de canales (figs. 4b, c y 5b). Estos conglomerados caóticos representarían facies de tipo residual (Mutti, 1980), que se forman en los



Fig. 5a. — Depósitos conglomerádicos, que se interponen en la parte inferior de las secuencias turbidíticas del arroyo Blanco correspondientes al episodio intermedio, fig. 4a.

ejes de los canales, relacionados a deslizamientos a lo largo del eje o de sus pendientes laterales. A las facies anteriores se asocian lateralmente los potentes bancos de grit, que podrían corresponder a facies de abanico medio a proximal (fig. 4d).



Fig. 5b. — Depósitos conglomerádicos con los que culmina verticalmente la secuencia turbidítica progradante del ejemplo anterior. Nótese como se proyectan los bloques de la unidad inferior en el conglomerado fino y caótico que lo cubre, portador de numerosos fragmentos de grandes amonites. Nacientes del arroyo Blanco, fig. 4c.

#### Perfil de los arroyos Flores y Pedregoso

Para reconstruir la secuencia cretácica aflorante es necesario integrar los perfiles del arroyo Pedregoso, con el de las nacientes del arroyo Flores. El contenido de amonites tithonianos en el primero (Ramos y Blasco de Nullo, 1978), y la presencia de *Favrella americana* (Favre) en las nacientes del arroyo Flores, permiten inferir la posición relativa de ambos perfiles.

En el arroyo Pedregoso, por encima de las calizas con *Gryphaea* sp. de la Formación Cotidiano, se observa una secuencia turbidítica de unos 60 m de espesor (Ramos, 1976 y 1981). Está formada por varios pulsos de sedimentación que marcan un abrupto cambio ambiental entre el de baja energía correspondiente a las calizas, y el de las turbiditas suprayacentes. Estas últimas están asociadas a una sedimentación rápida, con la formación de estructuras de bola y cojín, gradando hacia arriba a pelitas verdes de ambiente de plataforma distal. Las pelitas verdes engranan en el techo, con depósitos volcanoclásticos. Estos están compuestos por tobas andesíticas y pelitas tobáceas intercaladas.

En las nacientes del arroyo Flores se observan dos facies diferentes. La primera está constituida por conglomerados finos a medianos y sabulitas conglomerádicas, aflorantes en el interfluvio oriental (Quartino, 1952; Ramos, 1981). Los elastos dispuestos en esqueleto semiabierto, están constituidos por fragmentos líticos subangulosos a subredondeados de cuarcitas, esquistos cuarzo micáceos, arenitas de cuarzo, cuarzo policristalino y cuarzo de extinción ondulosa; todos ellos están ligados por una matriz arenosa que constituye menos del 10 % del total de la roca. La composición de los elastos denota su procedencia de un basamento metamórfico previo. La estratificación es grosera y del tipo angular (figura 4e). Estos conglomerados son interpretados como posibles depósitos resedimentados, asociados a facies de canales distributarios y más alejados del área de aporte que los niveles psefíticos del arroyo Blanco.

La segunda facies se encuentra en el sector occidental constituyendo el lecho del arroyo y la ladera occidental del valle, donde se halla parcialmente cubierta. Esta está constituida por una monótona secuencia de pelitas, mapeadas, ya sea como parte de la serie porfirítica jurásica (Quartino, 1952; Quartino *et al.*, 1981), o como facies occidental de la Formación Katterfeld (Ramos, 1981). Una característica de esta facies, observable en la parte alta del filo que limita la quebrada Honda del arroyo Flores, es que presenta intercalaciones de conglomerados cuarzosos medianos, granodecrecientes, en bancos de hasta un metro de espesor. Estos bancos tienen base neta y erosiva, con forma tabular subparalela y techo transicional (figura 4f). Los conglomerados son interpretados como clásico ejemplo de turbiditas de prodelta distales, correspondientes a un

pequeño abanico inferior submarino desarrollado al pie de un frente deltaico.

Parte de las pelitas aflorantes en el extremo suroccidental del cajón del arroyo Flores fueron asignadas a un basamento premesozoico (Quartino *et al.*, 1981). No se descarta la existencia, en el interior del cajón del Flores, de colgajos de un basamento leptometamórfico, relacionados con el techo de una intrusión gábrica.

Más hacia el oeste, en la Quebrada Honda, no se ha constatado la presencia de niveles psefíticos en las pelitas negras (fig. 4g).

En la figura 4 se ilustran las diferentes facies reconocidas en el margen sur del lago Fontana, las que permiten reconstruir la existencia de un abanico turbidítico de por lo menos 13 km de longitud, procedente del este y relacionado a un frente deltaico, en una zona de prodelta.

### Ensayo de evolución tectosedimentaria

La integración de las secuencias descritas, presentes entre los cerros Katterferld y Dedo, permite reconstruir la evolución de la Cordillera Patagónica en el Cretácico inferior en estas latitudes. En diversos ensayos previos se habían reconocido tres grandes episodios litogenéticos (Ploszkiewicz y Ramos, 1978; Haller y Lapido, 1980), aunque los estudios posteriores mostraron una mayor complejidad en el esquema propuesto. Sobre la base de datos propios, más los aportados por diversos autores en el sector chileno adyacente, se describirán brevemente los diferentes episodios reconocidos en la evolución tectónica de la comarca.

### El sustrato volcánico jurásico

La etapa inicial se desarrolló durante el Jurásico medio a superior. Corresponde a un típico ambiente volcanoclástico relacionado a un arco magmático calcoalcalino, ubicado en un margen continental sometido a una subducción activa (figura 6, I).

En el área interna, lavas y tobas andesíticas se intercalan en un ambiente marino con depósitos calcáreos, en parte arrecifales. En el sector externo más oriental, la secuencia volcánica y piroclástica es netamente continental; lo atestiguan como tal, sus niveles plantíferos (Quartino, 1952; Ramos, 1976).

Estas rocas volcánicas representan el sus-

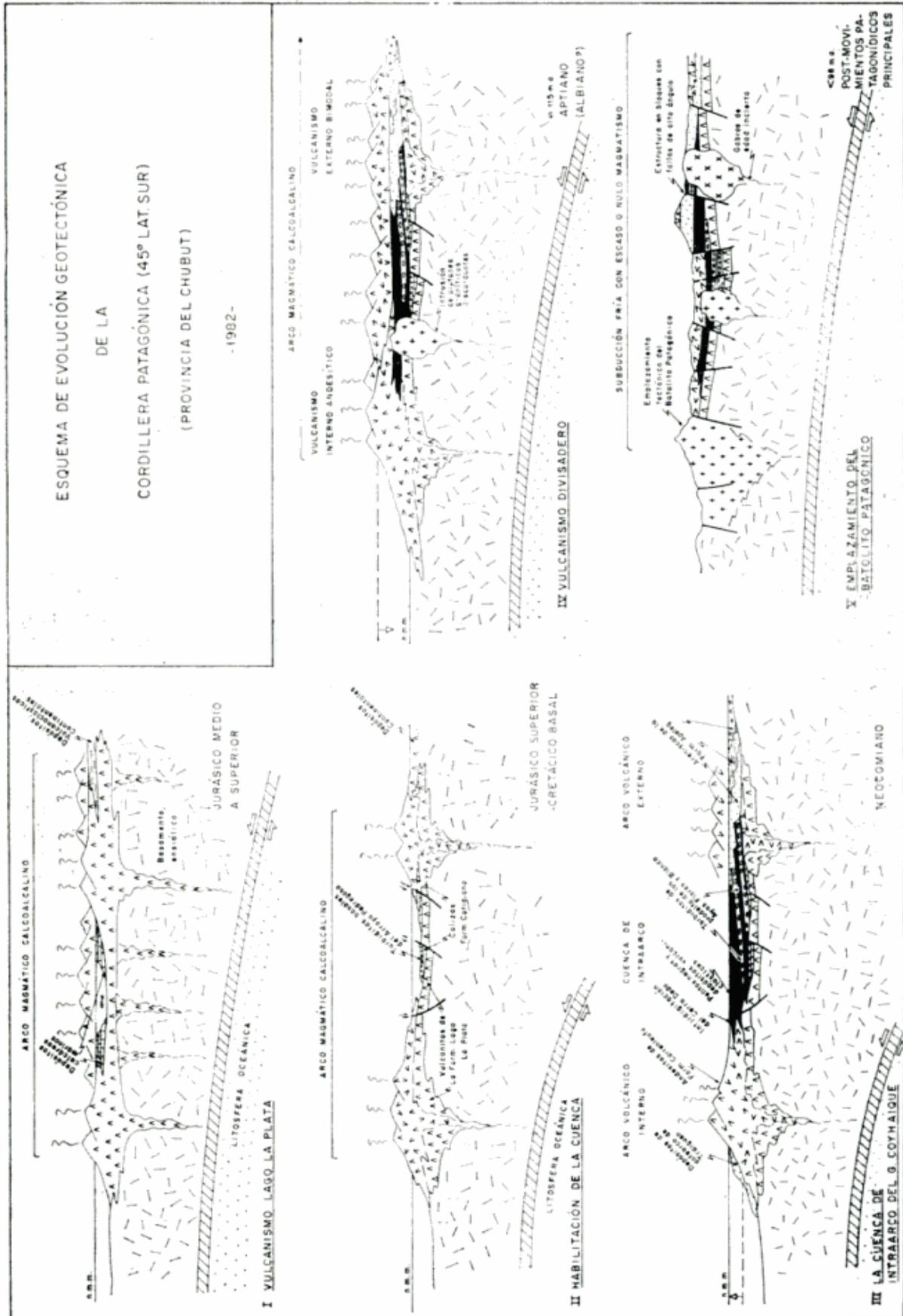


Figura 6 (Referencias pág. 157)

trato de las lutitas pizarreñas del cerro Dedo y de las secuencias cretácicas correlacionables. No serán analizadas en detalle, remitiendo al lector para una mayor información, a Skarmeta (1976); Skarmeta y Charrier (1976); Charrier y Covacevich (1979); Thiele y Hein (1979) y Haller y Lapido (1980), entre otros autores.

La cuenca de intraarco y el vulcanismo del Cretácico inferior asociado

Con posterioridad a los movimientos araucánicos, evidenciados principalmente en el área externa, se desarrolló un esquema paleogeográfico que denota una marcada y compleja polaridad en la distribución transversal de sus diferentes elementos (figura 6 II y III). Se pueden reconocer: un área volcánica externa, una cuenca de intraarco y un área volcánica interna. Esta diferenciación es factible únicamente en la latitud de los lagos Fontana y La Plata, dado que hacia el sur tiende a desaparecer el vulcanismo externo (Aguirre Urreta y Ramos, 1981). En cambio, hacia el norte, al desaparecer la cuenca de intraarco, el vulcanismo se expande en un arco único.

#### a) ARCO VOLCÁNICO EXTERNO

Alcanza notable desarrollo desde las sierras de Payaniyeu y Picunches hacia el nor-

te. Está conformado por secuencias bimodales de dacitas y basaltos, depositados en forma intermitente (Ploszkiewicz, 1978; Franchi y Page, 1980). Este vulcanismo desarrolló potentes secuencias volcanoclásticas de edad jurásica superior a cretácica inferior, en las que si bien hay localmente andesitas y tobas de composición intermedia, la secuencia es predominantemente ácida e ignimbrítica, con la recurrencia de derrames basálticos. Esto configura un típico vulcanismo de retroarco.

Estas vulcanitas, que alcanzan su máximo desarrollo al noroeste del área estudiada, muestran engranajes laterales con sedimentitas marinas de ambiente de playa. Es así que en puesto Aguilar, ubicado pocos kilómetros al norte del río Apeleg, se encuentran areniscas de la Formación Apeleg interestratificadas con tobas dacíticas portadoras de pelecípodos y amonites; si bien estos son fragmentarios, corresponden a berriaséllidos de edad neocomiana basal (Ploszkiewicz, 1978). Este vulcanismo de carácter intermitente alcanzó su climax y su mayor desarrollo areal durante el Barremiano superior - Aptiano (Ramos, 1979), luego del retiro definitivo del mar.

#### b) LA CUENCA DE INTRAARCO

Esta cuenca desarrollada entre dos arcos volcánicos, llamada de interarco por Aguirre

### Referencias de la figura 6

I. **Vulcanismo Lago La Plata:** Subducción activa durante el Jurásico medio a superior, con una paleozona de Benioff de inclinación intermedia a baja, y amplio vulcanismo como respuesta a una velocidad de convergencia moderada (Dickinson y Snider, 1979). En el sector occidental las vulcanitas y depósitos volcanoclásticos se interdigitan con los niveles calcáreos de la Formación Cotidiano en sus términos cuspidales, mientras que en el oriental lo hacen con sedimentitas epiclásticas con flora fósil.

II. **Habilitación de la cuenca:** Esquema posterior a los movimientos araucánicos (intermálmicos) que producen la habilitación de la cuenca y el relleno inicial de facies turbidíticas y sedimentación rápida de la Formación Tres Lagunas en el perfil del arroyo Pedregoso. El vulcanismo es más restringido y de carácter intermitente debido a una posible velocidad de convergencia baja que podría ser responsable, en parte, del alivio tensional previo que produjo la fracturación en bloques.

III. **La cuenca de intraarco del Grupo Coyhaique:** La cuenca se desarrolla en forma concomitante a la elevación del nivel del mar, produciendo una progradación deltaica desde el este, con importantes aportes detríticos. La interpretación como turbiditas de prodelta para los niveles psefíticos de la Formación Tres Lagunas, muestra la interdigitación de esta unidad con los términos basales de la Formación Katterfeld. En el sector interno esta unidad se interdigita con la Formación Carrenleufú. En el sector externo el vulcanismo no sólo es intermitente sino además arealmente discontinuo.

IV. **Vulcanismo Divisadero:** Su amplia extensión transversal se relaciona con una brusca aceleración de la velocidad de convergencia (mayor a 18 cm por año) iniciada a los 115 m.a. (Larson y Pitman, 1972) y a la suave pendiente de la paleozona de Benioff durante el Aptiano (Albiano?). Las vulcanitas y depósitos volcanoclásticos cubren toda la comarca, desarrollándose diversos centros efusivos que eyectan los elementos de las Formaciones Carrenleufú, Payaniyeu, Nirehuao y Gato. Cuerpos plutónicos menores se emplazan aisladamente.

V. **Emplazamiento del Batolito Patagónico:** Una aún mayor velocidad de convergencia produce la fase patagónica principal. La paleozona de Benioff adquiere una posición casi subhorizontal que produce una fuerte fase compresiva, interrumpe el vulcanismo y controla el emplazamiento tectónico del Batolítico Patagónico. La región cordillerana interna, como consecuencia de esta fase, adquiere una estructura en bloques con fallas de alto ángulo.

Urreta y Ramos (1981) correspondería, al haber evolucionado sobre un basamento siálico, a una cuenca de intraarco de acuerdo a la clasificación propuesta por Dickinson (1974).

Existen sólo evidencias indirectas a estas latitudes del atenuamiento cortical postulado por Ramos *et al.* (1982). Estaría representado por la profusa intrusión de gabros observados en la vecindad del lago Fontana (Quartino, 1952; Ramos, 1976), aunque la incertidumbre con respecto a la edad de los mismos no permite precisar a qué episodio está ligado este atenuamiento cortical.

La evolución sedimentaria de esta cuenca registra los siguientes estadios:

#### Habilitación de la cuenca

Durante el Titoniano inferior los esfuerzos distensivos iniciaron una rápida subsidencia que interrumpió las condiciones de precipitación de calizas en un ambiente de plataforma estable (figura 6, II). El relieve así generado originó una serie de episodios turbidíticos, como los representados por las turbiditas calcáreas basales del arroyo Blanco, también observables en el arroyo de la Mina (Ramos, 1981). Dada la naturaleza saltuaria de los cuerpos calcáreos en otros sectores (como en el arroyo Pedregoso), turbiditas silicoclásticas cubrieron rápidamente el relieve relativo existente. Por su contenido fosilífero se asigna este episodio al Titoniano.

#### El relleno de la cuenca

Se pueden reconocer dos frentes de aporte en el relleno de la cuenca (figura 6, III). El del sector oriental, constituido por un importante aporte terrígeno procedente del antepaís, a través de extensos sistemas fluviales, y el del sector occidental, donde un vulcanismo calcoalcalino de tipo ensiálico, desarrolla un arco de islas en forma intermitente (Skarmeta, 1976, Haller y Lapido, 1980, Baker *et al.*, 1980).

En el sector oriental de la cuenca se desarrolló, a partir del Berriasiano-Valanginiano, una intensa progradación deltaica en la que se aprecian facies subaéreas y subáreas de plataforma, así como un frente deltaico que evoluciona transgresivamente. Al pie de este frente deltaico, que alcanzó hacia el oeste la línea limitada por los cerros Tres Montes y Katterfeld, se desarrollaron los complejos turbidíticos de prodelta, descritos en

los arroyos Blanco y Flores. Un esquema del modelo de deposición de estas secuencias se ilustra en la figura 6. En ella se puede apreciar la interdigitación entre las Formaciones Tres Lagunas y Katterfeld, así como el pasaje lateral, entre esta última y la Formación Apeleg.

Este sistema deposicional se mantuvo con posterioridad a la sedimentación de los estratos portadores de la *Fauna de Favrella*, posiblemente hasta el Hauteriviano superior-Barremiano inferior.

En el sector occidental se comprueba la participación de niveles piroclásticos en la secuencia de pelitas, tal como ocurre en las nacientes del arroyo Perdido o al suroeste de Loma Collar. La participación piroclástica y volcánica aumenta ostensiblemente hacia el oeste.

#### c) ARCO VOLCÁNICO INTERNO

En el sector más occidental se desarrolla, en forma interdigitada con la deposición de pelitas negras, una actividad volcánica representada mayoritariamente por lavas, brechas y tobas andesíticas. La frecuente presencia de clastos de metamorfitas en las brechas, corrobora la naturaleza ensiálica de este magmatismo.

Esta actividad volcánica correspondiente a la Formación Carrenleufú se intercala, en el sector más interno de la cuenca, con las pelitas de la Formación Katterfeld. La edad de esta interdigitación, documentada como berriasiana por la presencia de *Spiticeras* (*Spiticeras*) sp. (Skarmeta, 1976) en el río Emperador Guillermo (sector chileno), puede ser extendida ahora, areal y temporalmente por los hallazgos fosilíferos del cerro Dedo. La presencia de niveles con *Belemnopsis* y con *Fauna de Favrella* permite asignar al Neocomiano la edad de estos depósitos y vulcanitas asociadas.

Es necesario destacar la diferente composición de este sector, predominantemente mesosilíceo, con respecto al arco más externo, que es de naturaleza bimodal dacítico-basáltica.

#### El emplazamiento del Batolito Patagónico

Si bien ya en el Cretácico inferior se instruyeron diversos cuerpos plutónicos en forma discordante en las secuencias volcánicas (figura 6, IV), el emplazamiento magmático principal se produjo como consecuencia de los movimientos patagónicos

(Ramos, 1976). Es interesante remarcar que las raíces del arco volcánico, al cual está asociado arealmente el batolito patagónico, se emplazaron en superficie, a través de fallas de alto ángulo, como lo demuestra la naturaleza tectónica de su contacto a lo largo de la Cordillera Patagónica (figura 6, V).

### Conclusiones

— Los hallazgos fosilíferos posibilitaron datar a las lutitas pizarreñas del cerro Dedo como de edad neocomiana, lo que permite correlacionarlas con las secuencias cretácicas más orientales.

— La existencia de un arco volcánico interno y de otro externo, ambos de diferente composición, y la naturaleza siálica del sus-

trato, permiten considerar esta cuenca cretácica como de intraarco.

— La interdigitación existente entre las diferentes litofacies, agrupadas en las Formaciones Tres Lagunas, Katterfeld y Apeleg, controlada por las características del sistema deltaico y su asociación a turbiditas de prodelta recurrentes, hace necesario un análisis temporoespacial dentro de un modelo de sedimentación, para comprender sus correctas relaciones estratigráficas.

— Los esquemas tectónicos aquí expuestos representan un modelo tentativo que relaciona los diferentes procesos de sedimentación, el vulcanismo concomitante y el emplazamiento magmático, que deberá tenerse presente para lograr una mejor comprensión de las secuencias estratigráficas locales.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Aguirre Urreta, M. B. y V. A. Ramos, 1981. *Estratigrafía y Paleontología de la Alta Cuenca del río Roble, provincia de Santa Cruz, Argentina*. VIII Congr. Geol. Arg., Actas III: 101-138, 5 láms. Buenos Aires.
- Baker, P.; J. Rea; J. Skarmeta; R. Caminos y R. Rex, 1980. *The Patagonian Plateau basalts*. R. Soc. London, Philos. Trans. V. 303 (1474): 105-149, Londres.
- Bonarelli, G. y J. J. Nagera, 1921. *Observaciones geológicas en las inmediaciones del Lago San Martín (Territorio de Santa Cruz)*. Dir. Gral Minas, Bol. 27B: 1-39, Buenos Aires.
- Charrier, R. y V. Covacevich, 1978. *Paleogeografía y Bioestratigrafía del Jurásico superior y Neocomiano en el sector austral de los Andes Meridionales chilenos (42° - 56° latitud sur)*. IIº Cong. Arg. Paleont. (Preprint), Buenos Aires.
- Dickinson, W. R. (Ed.), 1974. *Tectonics and Sedimentation*. SEMP, Spec. Publ. 22, 204 pp., Tulsa.
- Dickinson, W. R. y W. S. Snider, 1978. *Plate Tectonics of the Laramide orogeny. En Laramide associated with basement block faulting in the western United States*. Geol. Soc. Amer., Mem. 151: 355-366, Boulder.
- Fischer, R. V., 1960. *Classification of volcanoclastic sediments and rocks*. Geol. Soc. Amer., Bull. 72 (9): 1409-1414, Boulder.
- Franchi, M. R. y R. F. N. Page, 1980. *Los Basaltos Cretácicos y la evolución magmática del Chubut occidental*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 208-229, Buenos Aires.
- Haller, M. y O. Lapido, 1980. *El Mesozoico de la Cordillera Patagónica Central*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (2): 230-247, Buenos Aires.
- Larson, R. L. y W. L. Pitman, 1977. *World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications*. Geol. Soc. Amer., Bull. 83: 3645-3661, Boulder.
- Llorente, R. A., 1968. *Observaciones geológicas en los arroyos Pedregoso y Flores, flanco occidental de la cuenca del lago Fontana*. Univ. Buenos Aires, Fac. Cs. Exactas y Naturales, Tarb. Final de Licenciatura (Inéd.), Buenos Aires.
- Masiuk, V. y C. Nakayama, 1978. *Sedimentitas marinas mesozoicas del lago Fontana, provincia del Chubut. Su importancia*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas, II (XI): 361-378, Buenos Aires.
- Miall, A. D., 1979. *Deltas*, En R. G. Walker (Ed.) *Facies Models*, Geoscience Canada, Reprint Series 1: 43-56, Canadá.
- Mutti, E., 1980. *Turbiditas y abanicos submarinos profundos*. Univ. Turín (notas inéd.), 51 pp., Turín.
- Nulló, F. E., C. A. Proserpio y G. Blasco de Nulló. *El Cretácico de la Cuenca Austral entre el lago San Martín y Río Turbio*. En W. Volkheimer y E. Mussachio (Eds.) *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, I: 181-220, Buenos Aires.
- Pesce, A., 1979. *Estratigrafía de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 43°30' y 44° de latitud sur y sus áreas mineralizadas, provincia del Chubut*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas I (II): 257-272, Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J. V., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 47c, Aldea Apeleg, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac. (inéd.), Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J. V. y V. A. Ramos, 1978. *Estratigrafía y Tectónica de la Sierra de Payaniyeu*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXII (3): 209-226, Buenos Aires.

- Quartino, B. J., 1962. *Rasgos geológicos y litológicos de la cuenca de los lagos La Plata y Fontana*. Univ. Buenos Aires, Tesis Dotcoral (inéd.), Buenos Aires.
- Quartino, B. J., E. Olivero y H. Solís, 1981. *Los esquistos del arroyo Flores, cuenca sur del lago Fontana, provincia del Chubut y su significado regional*. VIIIº Congr. Geol. Arg., Actas, III: 305-317, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., 1976. *Estratigrafía de los lagos La Plata y Fontana, provincia del Chubut, República Argentina*. Iº Congr. Geol. Chileno, Actas, I (A): 43-64, Santiago.
- 1979. *El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica de Argentina y Chile*. VIIº Congr. Geol. Arg., Actas I (III): 423-436, Buenos Aires.
- 1981. *Descripción Geológica de la Hoja 47ab, Lago Fontana, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. 183, 130 pp., Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y G. Blasco de Nullo, 1978. *El Titoniano del Arroyo Pedregoso, Lago Fontana, provincia del Chubut*. IIº Congr. Arg. Paleont. Bioestr. y Iº Congr. Latinoamer. Paleont., (resúmenes): 32, Buenos Aires.
- Ramos, V. A., H. Niemeyer, J. Skarmeta y J. Muñoz, 1982. *The magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes*. En Symp. Magmatic Evolution of the Andes". E. Linares y H. Cordani (Eds.) Earth Sci. Reviews, 18: 411-443, Amsterdam.
- Riccardi, A. C., 1970. *Favrella Douvillé, 1909 (Ammonitina, Cretácico inferior): Edad y Distribución*. Ameghiniana, 7 (2): 119-138, Buenos Aires.
- 1971. *Estratigrafía en el oriente de la Bahía de La Lancha, lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*. Rev. Mus. La Plata, 7 (Geol. 61): 245-318, Buenos Aires.
- 1976. *Paleontología y edad de la Formación Springhill*. Iº Congr. Geol. Chileno, Actas I (C): 41-46, Santiago, Chile.
- 1977. *Berriasian Invertebrate Fauna from the Springhill Formation of Southern Patagonia*. Neues Jahrb. Geol. Palaont., Abh, 155 (2): 216-252, Stuttgart.
- Riccardi, A. C. y E. O. Rolleri, 1980. *Cordillera Patagónica Austral*. En J. M. C. Turner (Coord.) IIº Simp. Geol. Reg. Arg., II: 1173-1306, Córdoba.
- Skarmeta, J., 1976. *Evolución Tectónica y Paleogeografía de los Andes Patagónicos de Aysén (Chile) durante el Neocomiano*. Iº Congr. Geol. Chileno, Actas, I (B): 1-15, Santiago.
- Skarmeta, J. y R. Charrier, 1976. *Geología del sector fronterizo de Aysén entre los 45° y 46° de latitud sur, Chile*. VIº Congr. Geol. Arg., Actas, I: 267-286, Buenos Aires.
- Spalletti, L., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg., Serie B: Didáctica y Complementaria, 8, 175 pp., Buenos Aires.
- Teruggi, M. E., M. M. Mazzoni, L. Spalletti y R. R. Andreis, 1978. *Rocas piroclásticas, interpretación y sistemática*. Asoc. Geol. Arg., Serie B: Didáctica y Complementaria, 5, 42 pp., Buenos Aires.
- Thiele, R. y R. Heim, 1979. *Posición y evolución tectónica de los Andes nordpatagónicos*. IIº Congr. Geol. Chileno, Actas, I (B): 33-46, Arica.
- Walker, R. G., 1978. *Deep water facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull, 62 (6): 932-966, Tulsa.

Recibido: 16 de agosto, 1982.

Aceptado: 25 de junio, 1983.

VICTOR A. RAMOS

MIGUEL A. PALMA

Servicio Geológico Nacional  
Av. Santa Fe 1548 - 2º  
1060 Buenos Aires.

## GEOLOGIA DEL COMPLEJO LAGUNAR SALADA GRANDE DE GENERAL LAVALLE Y GENERAL MADARIAGA, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

NAURIS V. DANGAVS

### Resumen

El "Complejo lagunar Salada Grande", es una subcuenca limnica de la región oriental de la provincia de Buenos Aires, con desagüe en dirección a la Bahía de Samborombón.

La región se caracteriza por relieve deprimido, con escasas elevaciones, representadas por lomas y montículos de carácter loésico y dunas de arcilla. La pendiente es casi nula; los suelos arcillosos y el régimen pluvial cercano a los 900 mm/año. Estos hechos aunados a que la región es zona de descarga de las aguas freáticas, le confiere una característica de zona pantanosa, con presencia de numerosos ambientes acuáticos, en su mayoría salobres.

En la zona del Complejo, afloran solamente los sedimentos de los terrenos más modernos, en cuya secuencia hemos establecido 5 unidades formacionales, que en orden de edad decreciente son: General Madariaga, Salada Grande, Los Zorzales, Las Chilcas y Resguardo Pesquero.

La unidad más antigua, La Formación General Madariaga del Pleistoceno superior, está formada por sedimentos loésicos, portadores de restos de mamíferos extinguidos. Encima, en discordancia erosiva se encuentra la Formación Salada Grande, que representa los depósitos de una ingresión marina, cuyo comienzo se asigna al límite Pleistoceno-Holoceno. Se compone de dos litofacies con categoría de miembros, siendo una de las facies mixohalina o "Miembro limo arcilloso", depositado en un aparato litoral marino. La otra, la facies euhalina o "Miembro arena limosa", formada por sedimentos provenientes del arrastre litoral.

Durante la regresión PostSalada Grande, se acumularon los depósitos de la Formación Los Zorzales de edad holocena. Los mismos se componen de mantos de conchillas, donde predomina *Macra isabelleana*. Por encima, son recubiertas por las arcillas de la Formación Las Chilcas, que en parte las rellenan.

La Formación Las Chilcas, es discordante y representa las acumulaciones de "cangrejal" (mud flat) de la ingresión Platense. Su contenido paleontológico refleja un ambiente acuático mixohalino de baja a mediana salinidad.

La Formación Resguardo Pesquero es una secuencia eólica del fin del Holoceno, acumulada en montículos que constituyen principalmente dunas de arcillas. Cierran la columna estratigráfica, los depósitos de la sedimentación actual.

Desde el punto de vista sedimentológico, existen suficientes evidencias para la diferenciación de las unidades establecidas, sobre todo las

### Abstract

The "Laguna Salada Grande Complex", of the oriental region of Buenos Aires Province, is a lacustrine basin of drainage in the Samborombón Bay. The region is characterized by depressed relief, with scarce elevations, represented by loessic mounds and clay dunes. The slope is exiguous, the soils are clayey and the pluvial regime is near 900 mm/year. These circumstances plus the fact that the region is ground water discharge zone, confer to it a marshy character, with the presence of numerous water bodies of prevailing brackish waters.

In the zone only the sediments of the most modern terrains crop out. In the sequence we have established 5 formations, which in order of minor age are: General Madariaga, Salada Grande, Los Zorzales, Las Chilcas and Resguardo Pesquero. The oldest unit is General Madariaga Formation of Upper Pleistocene. It is formed by loessal materials, bearing rests of extinguished mammals.

Lying above, on erosive discordance we find the Salada Grande Formation, which represent the deposits of a marine ingression, whose beginnings are assigned to Pleistocene-Holocene boundary. It is made up of 2 lithofacies, one being the "mixohaline facies" or "Clayey sandy silt Member", deposited in a littoral basin. The other, the "euhaline facies" or "Silty sand Member", is composed of sediments which come from littoral draging.

During the PostSalada Grande regression the deposits of Los Zorzales Formation of Holocene age were accumulated. They consist of shell blankets, characterized by *Macra isabelleana*. They are covered by the clays of Las Chilcas Formation, which in part fill them.

The Las Chilcas Formation, whose deposits are in unconformity above the other formations, represent the mud flat accumulations of the "Platense Ingression". Its paleontologic content points up a mixohaline hydric media of low to medium salinity.

The Resguardo Pesquero Formation, is an aeolian sequence of final Holocenes, accumulated in mounds which mainly constitute clay dunes. The columnar section is closed by present sediment accumulations.

From the sedimentologic point of view, there are sufficient evidences for the differentiation of the various proposed units, such as frequency distribution of statistic parameters that confirm the established scheme.

Finally, it is denied that the present Salada

distribuciones de frecuencia de los parámetros estadísticos aporta al esquema fundado.

Finalmente se niega que la actual laguna Salada Grande sea el remanente de una antigua albufera, desconectada del mar y que haya ido dulcificándose paulatinamente, sino, que su formación es mucho más compleja y reciente, determinada por las acciones eólicas del tiempo de la depositación de la Formación Resguardo Pesquero, combinada con la acción fluvial.

## Introducción

El presente estudio, fue leído en el Simposio de Geología de Costas, auspiciado por la Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires, realizado en Mar del Plata en abril de 1980. El mismo, es una breve síntesis de una parte del trabajo de tesis doctoral, presentada por el autor en 1977 a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata; siendo además la primera contribución en este tema, que se continuará con otros trabajos donde se podrá apreciar que las observaciones e interpretaciones de campo han sido plenamente confirmadas por los datos de laboratorio.

## La zona de estudio

El "Complejo lagunar Salada Grande" se encuentra situado en el extremo centro-este de la provincia de Buenos Aires, hallándose comprendido en la Pampa Deprimida (fig. 1 y 2). El clima de esta región es templado húmedo, con precipitaciones pluviales que alcanzan los 900 mm año.

Las características topográficas del lugar, determinan un relieve muy poco pronunciado, con cotas cercanas al nivel del mar, ínfima pendiente del orden de  $1/500.000$  m y un desagüe deficiente. Asimismo la región es zona de descarga de las aguas freáticas, siendo éstas endicadas por los médanos costeros. Los factores mencionados, aunados a la presencia de suelos predominantemente arcillosos, motivan la existencia de diversas masas de agua de carácter léntico y lóxico, unas permanentes y otras temporarias. Entre las permanentes se destaca la laguna Salada Grande, con más de 6.000 ha en la cota de 1,6 m.

Los cuerpos límnicos de la región se integran en dos subcuencas lagunares, ligadas a una cuenca hidrológica común. A las mismas le asignamos categoría de *complejos*, siendo el descripto de derrame atlántico. Di-

Grande laguna is the remain of an ancient marine littoral body, disconnected from the sea and which gradually lost its salinity. Its origin is more complex and recent, determined by aeolian action, during the time of Resguardo Pesquero Formation depositation, combined with fluvial processes.

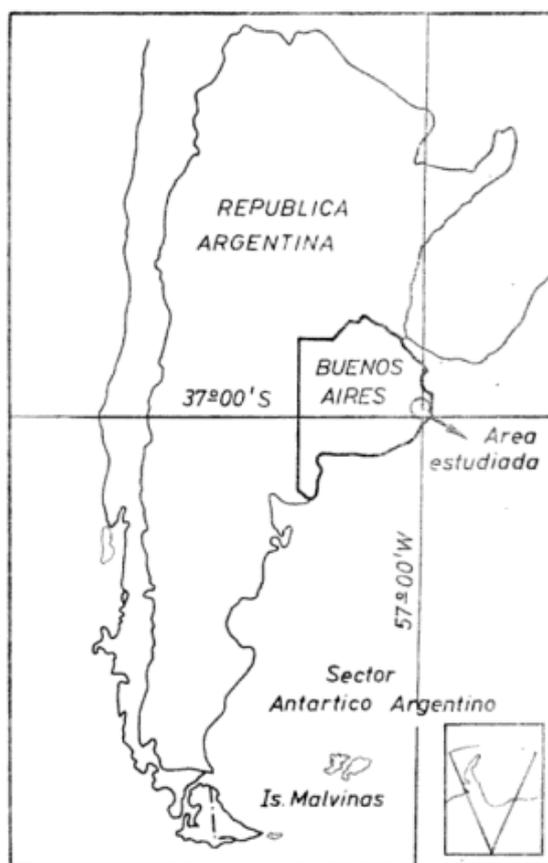
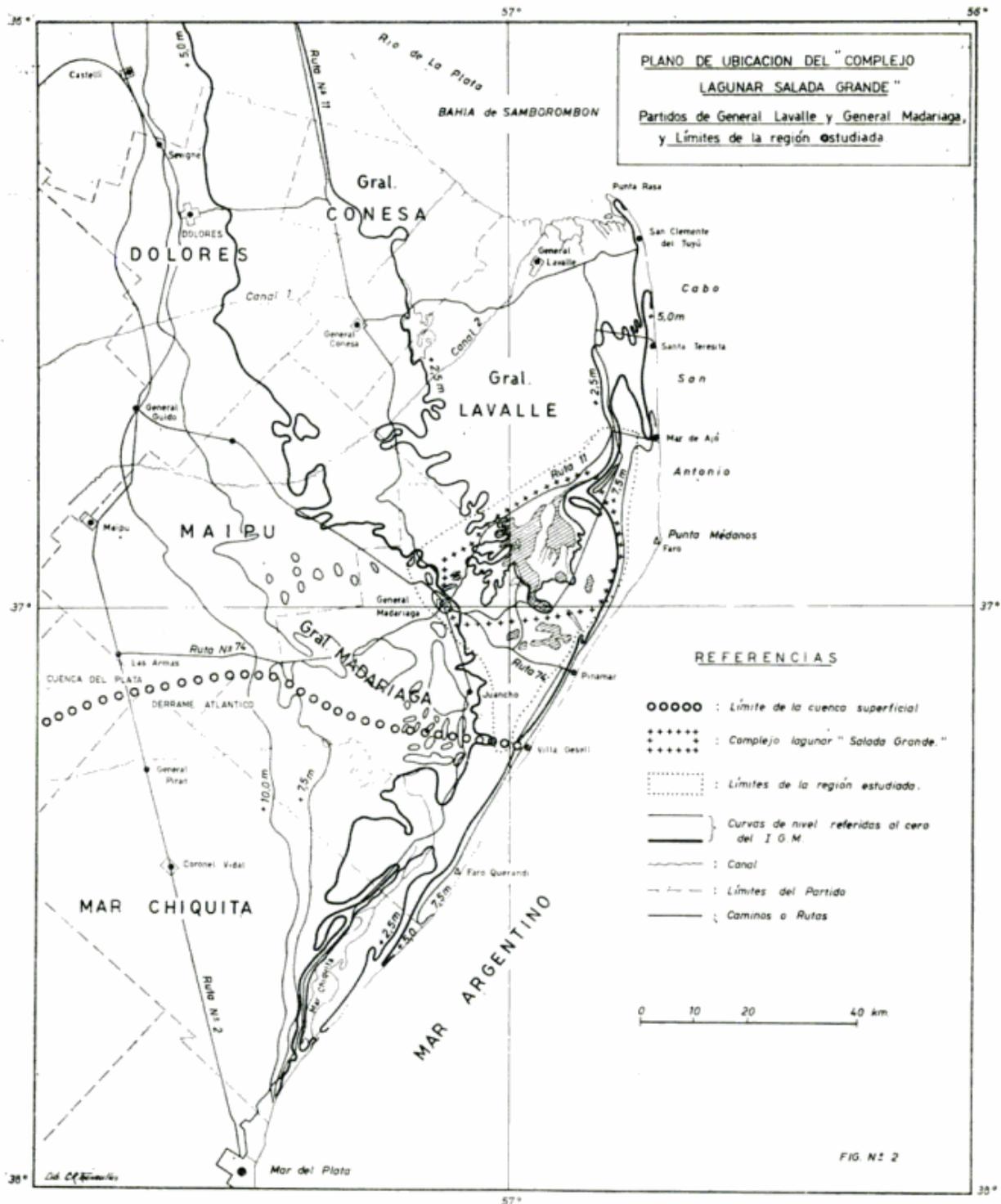


Fig. 1. - Mapa de ubicación de la región estudiada.

cho desagüe se realiza con gran dificultad hacia la Bahía de Samborombón; el otro comprende al "Complejo El León" y es de carácter endorreico (Dangavs, 1977).

El "Complejo lagunar Salada Grande" tiene como área receptora la laguna Salada Grande y está constituido además por las siguientes lagunas: Salada Chica, Las Chilcás, La Limpia, La Barrancosa, La Larga, El Tigre y El Carbón. Todos estos ambientes lénticos poseen los siguientes caracteres relevantes: cubetas de contornos bien definidos, escasa profundidad y forma de palan-gana. No poseen ciclos térmicos definidos.



La estratificación térmica es solamente fugaz. Tienen sedimentos propios distintos del suelo emergido y no presentan diferenciación entre zona litoral y profunda, debido a su carácter playo.

La química del agua señala una salinidad que abarca desde aguas dulces hasta saladas amargas, siendo la condición salobre dominante. Predominan las aguas clo-

zuradas sódicas; las bicarbonatadas se encuentran exclusivamente en la zona costera y las sulfatadas son raras. En base al residuo sólido medio anual, tenemos en la región del complejo, lagunas oligohalinas, mesohalinas y polihalinas.

El relieve de la región es *deprimido*, estando limitado por la curva de nivel de 5 m, dentro de la cual se elevan a poca altura

distintas lomadas subcirculares, elípticas y alargadas, aisladas o formando cadenas de montículos. Estas lomadas se componen de acumulaciones limosas de carácter loésico, arenas limosas a veces yesíferas y limos arcillosos o arcillas limosas, que son conocidas en la literatura geológica como "dunas de arcilla" (Dangavs, 1977). Todas estas formas de relieve son de origen eólico.

### Geología

La primera referencia geológica sobre la región se debe a Ameghino (1881), quien señaló la presencia de sedimentos postpampeanos en Tuyú (General Madariaga) y Ajó (General Lavalle). Muy posteriormente, Stappenbeck (1926), reconoció la existencia de sedimentos loésicos en la localidad de General Madariaga. Años más tarde, Tapia (1938) destacó la presencia de sedimentos querandinos en la zona de la Salada Grande. En 1952, Pascual (en Olivier), efectuó diversas observaciones en la Salada Grande, señalando que la mencionada cubeta tubo libre comunicación con el mar, basando

dicha afirmación en la presencia de moluscos fósiles en ella, pertenecientes a la "ingresión Querandina". Este punto de vista ha sido sostenido hasta ahora, incluso por otros autores (ver Ringuelet, 1962, pág. 47), lo cual negamos. Según nuestro estudio, la actual cubeta lagunar no es un relictos de un antiguo aparato litoral marino, sino que su origen es mucho más reciente, determinado principalmente por acciones eólicas, que excavaron cubetas o retrabajaron antiguas vías de agua, acumulando sus materiales en los montículos de la costa.

En esta zona deprimida afloran solamente los sedimentos de los terrenos más modernos, asignables al Pleistoceno superior y Holoceno, en cuya secuencia hemos reconocido, mapeado y estudiado cinco unidades formacionales, que en orden de edad decreciente son Las Formaciones General Madariaga, Salada Grande, Los Zorzales, Las Chilcas y Resguardo Pesquero. También se estudiaron los diversos depósitos de sedimentos actuales (Dangavs, 1977).

A continuación se describen las diversas unidades formacionales enumeradas, empezando por la de mayor edad.

CUADRO 1. — Cuadro estratigráfico

Periodo	Epoca	Formación	Nivel Marino
	Actual	<i>Sedimentos Actuales</i> (fondo, playa, conchillas y dunas).	?
	Holoceno	<i>Formación Resguardo Pesquero</i>	Regresión PostPlatense
		----- Discordancia erosiva -----	
		<i>Formación Las Chilcas</i>	Ingresión Platense + 3 m (?)
		----- Discordancia erosiva -----	
		<i>Formación Los Zorzales</i>	Regresión PostSalada Grande
		----- Discordancia erosiva -----	
		<i>Formación Salada Grande</i>	Ingresión Salada Grande + 2 m (?) = Ingresión Querandinense
		----- Discordancia erosiva -----	
	Pleistoceno	<i>Formación General Madariaga</i>	
		----- Discordancia erosiva -----	
		Arcilla verde, arenas, etc., marino; no aflorante, no estudiado.	

CUATERNARIO

### Formación General Madariaga

Con este nombre se designa la secuencia sedimentaria continental aflorante en los alrededores de la localidad homónima, compuesta por limos arcillosos, castaño claros, que forman un horizonte eminentemente loésico, con un espesor máximo reconocido de 9 m. Esta secuencia se hunde bajo la cubierta de sedimentos más modernos en dirección noreste, este y sudeste. Su presencia señala la manifestación más oriental conocida del Pleistoceno continental de la provincia de Buenos Aires.

Sus depósitos son portadores de restos de *Scelidotherium leptcephalum*, Owen 1840; *Glyptodon*, Owen 1840 y *Onohippidium*, Moreno 1891. La distribución cronológica de *Onohippidium*, según Pascual et al. (1965) se extiende desde el Pleistoceno inferior al superior; la del género *Glyptodon*, del Pleistoceno medio al superior y la especie de *Scelidotherium* hallada, señala edad Pleistoceno superior. Este contenido faunístico nos permite situar los restos de estos mamíferos extinguidos como pertenecientes a la Edad Mamífero Lujanense (Pascual et al., op. cit.) y correlacionar esta unidad con el Piso Bonaerense de los esquemas clásicos de Ameghino (1898) y Frenguelli (1950).

### Formación Salada Grande

Está desarrollada en el subsuelo de la región, aflorando tan sólo en algunos sectores del lecho de la laguna Salada Grande. Se encuentra en discordancia sobre la Formación General Madariaga y se compone de sedimentos de origen subácueo, que forman dos litofacies con categoría de miembros, que pasan lateralmente una a la otra, siendo una la facies mixohalina o "Miembro limo arcillo arenoso" y la otra la facies euhalina o "Miembro arena limosa".

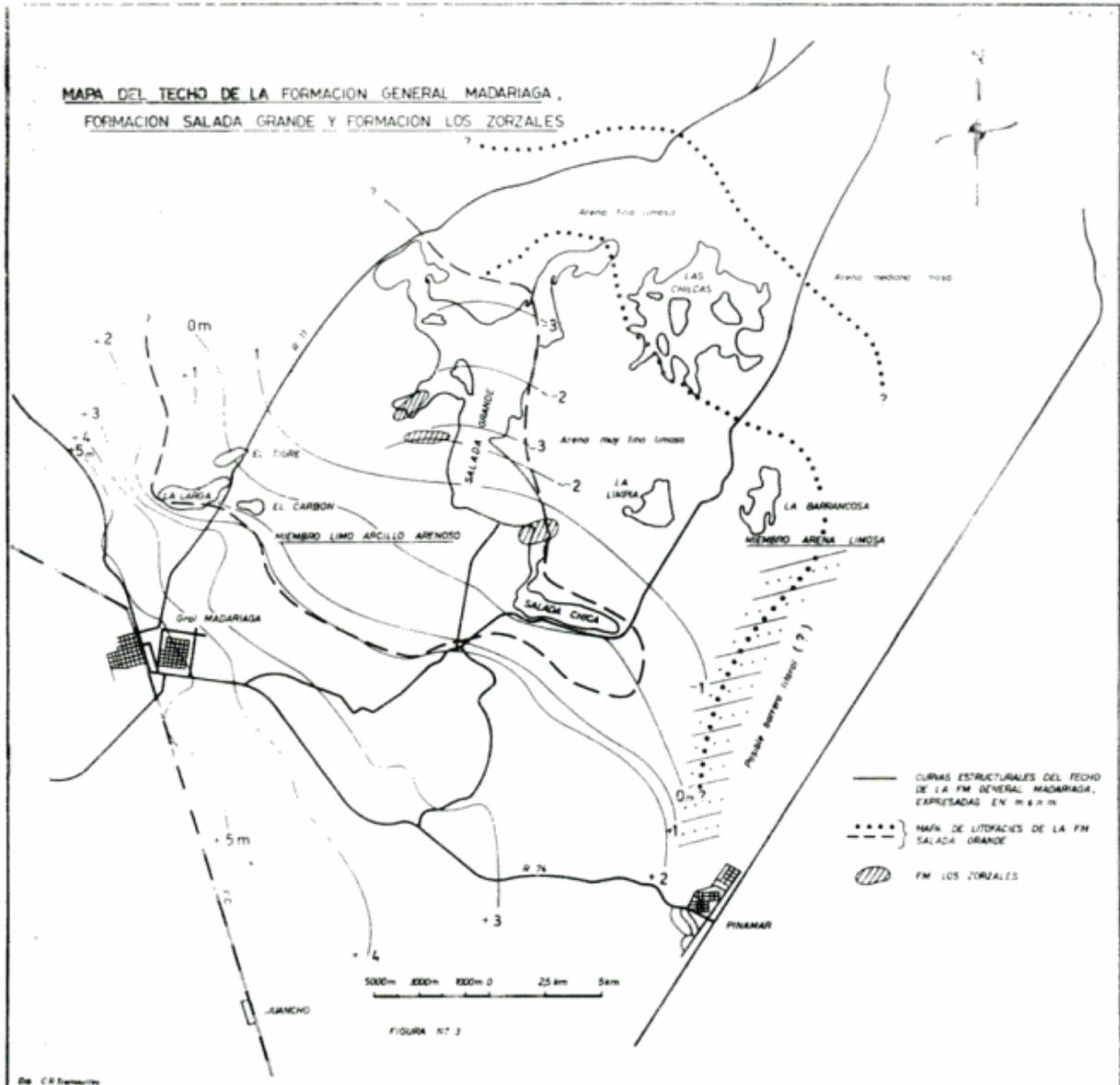
El "Miembro limo arcillo arenoso" es interior, el que en dirección al mar actual pasa al otro y se compone de sedimentos retrabajados a partir del loess de la Formación General Madariaga. Se reconoce la presencia del "Miembro limo arcillo arenoso" en el subsuelo de una zona de 315 km<sup>2</sup> y la del "arena limoso" sobre una región aún más vasta (400 km<sup>2</sup>), situada al norte, noreste y este del miembro anterior. El "Miembro arena limosa", que es fácilmente identificable en las proximidades de la Salada Grande, puede resultar confuso más al norte y este, ya que por su litología y textura se torna muy similar a las arenas litorales

subactuales y actuales. Sus sedimentos se atribuyen al arrastre litoral.

La litología principal de la unidad corresponde a la denominación dada a cada uno de los litosomas. La coloración del "Miembro limo arcillo arenoso" es castaño. El "Miembro arena limosa" es de coloración más variable, predominando los tonos grises en los sectores de arena muy fina y los castaños amarillentos en los sectores de arena fina y mediana. El espesor del "Miembro limo arcillo arenoso" es variable. Al sur de la Salada Grande no sobrepasa 1,6 m pero en el seno de esta laguna, cerca de Punta Conchillas llega a tener hasta 3,5 m de potencia. Hacia el contacto con el "Miembro arena limosa" se adelgaza y pasa en forma interdigitada al otro miembro. El espesor reconocido en el "Miembro arena limosa" es de unos 2 m no habiéndose atravesado la unidad por problemas de perforación.

Los restos de los organismos acuáticos contenidos en estos sedimentos, señalan un ambiente litoral interior con libre comunicación con el mar e incluso se encuentra fauna de moluscos y foraminíferos del litoral nerítico. El "Miembro limo arcillo arenoso" contiene elementos florísticos y faunísticos dulceacuícolas y salobres mixohalinos en su parte más interior próxima al antiguo borde continental. Hacia su parte exterior se enriquece paulatinamente con elementos marinos, no perdiendo sin embargo su carácter eurihalino. El contenido biológico del mismo está representado por restos de moluscos, crustáceos, briozoos, anélidos poliquetos, foraminíferos y algas calcáreas y silíceas. Por ejemplo, *Littoridina parchappei* es frecuente a dominante hasta la zona central de la Salada Grande, de ahí en adelante hasta el norte de la laguna disminuye hasta desaparecer, siendo sustituida por *Littoridina australis*, acompañada de otras especies marinas y/o mixohalinas. Igual circunstancia se produce con la fauna de ostrácodos, dado que las especies son paulatinamente sustituidas por especies típicamente de ambientes salobres o salados. La presencia de gametangios de *Chara* sp se restringe a la franja más interna, próxima a la antigua costa.

En el sentido oeste-este, también hay un gradual enriquecimiento en elementos marinos; así al noreste de la laguna El Carbón, la fauna es muy pobre, compuesta por elementos de mezcla con *Littoridina parchappei*, *estrea spreta*, *Tagelus gibbus*, ostrácodos de agua dulce y raros ejemplares de ostrácodos de aguas salobres. En estas muestras los foraminíferos son muy escasos, re-



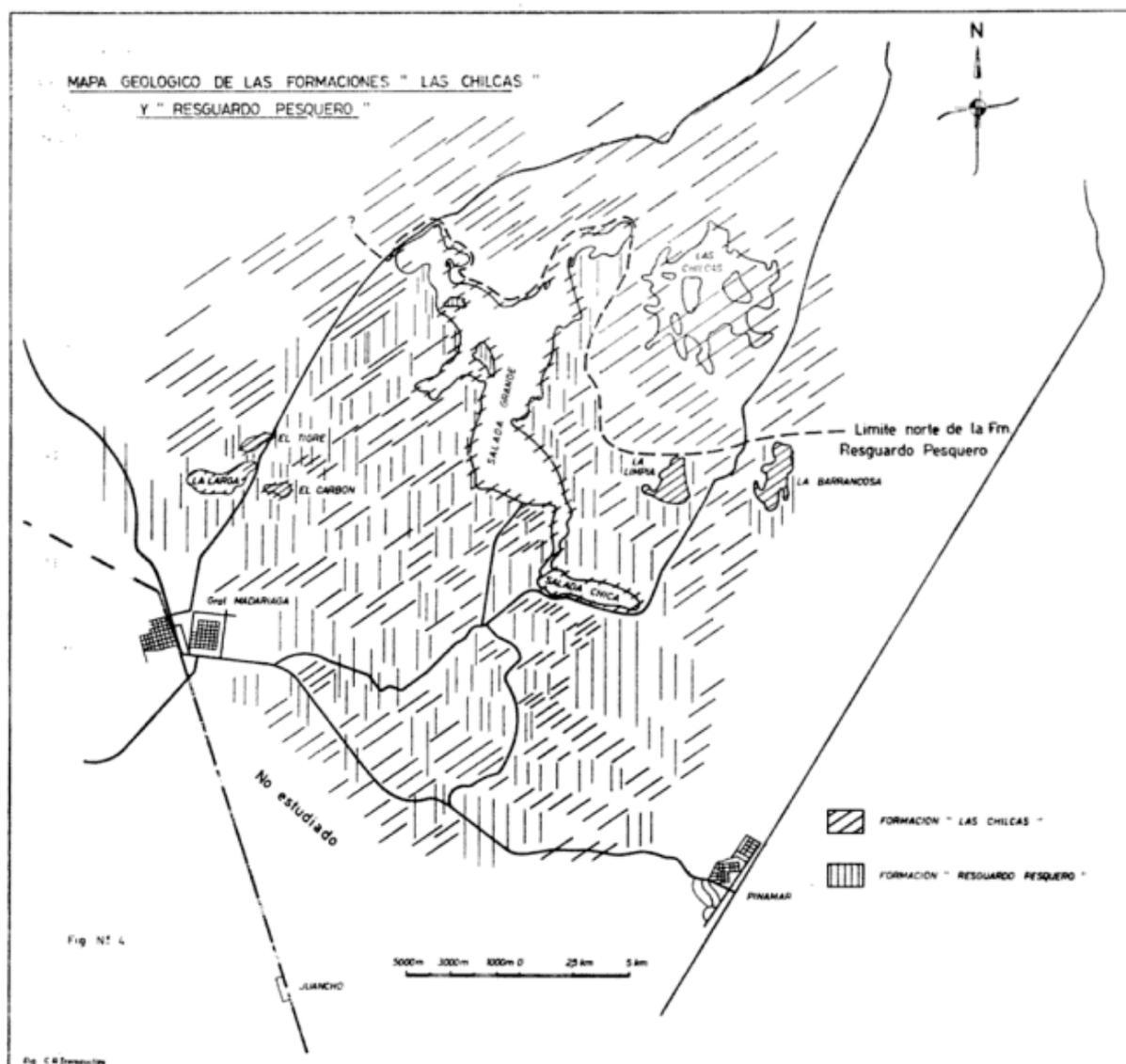
presentados por *Elphidium discoidale* (98 por ciento) y *Rotalia beccari parkinsoniana* (2 %). Hacia el este, estos sedimentos se enriquecen paulatinamente en diversidad específica, habiéndose determinado 19 especies en dicho sector. Este ordenamiento faunístico nos hace pensar en la presencia de un aparato litoral marino tal como una albufera como ambiente de sedimentación del mismo. En el sector del cambio facial al "Miembro arena limosa", se observa un casi brusco enriquecimiento faunístico, sobre todo de los foraminíferos, que muestran gran aumento en la diversidad específica (más de 30 especies reconocidas), a pesar de lo cual el sector occidental del miembro posee todavía un marcado carácter eurihalino. Pero a medida que nos trasladamos en direc-

ción al mar actual y al noreste del complejo, el contenido faunístico adquiere un neto carácter de litoral marino poco profundo.

Como el techo de la Formación es erosivo, no se conoce el verdadero nivel alcanzado por la ingresión, de ahí que lo referimos al nivel erosivo + 2 m y correlacionamos esta unidad con la Formación Destacamento Río Salado de Fidalgo (1973). También sería homologable con el Piso Querandínense de Tricart (1973), aunque este autor lo refiere al nivel marino + 10 m (inexistente en la región).

#### Formación Los Zorzales

Situada entre las Formaciones Salada Grande y Las Chilcas, hemos hallado en tres



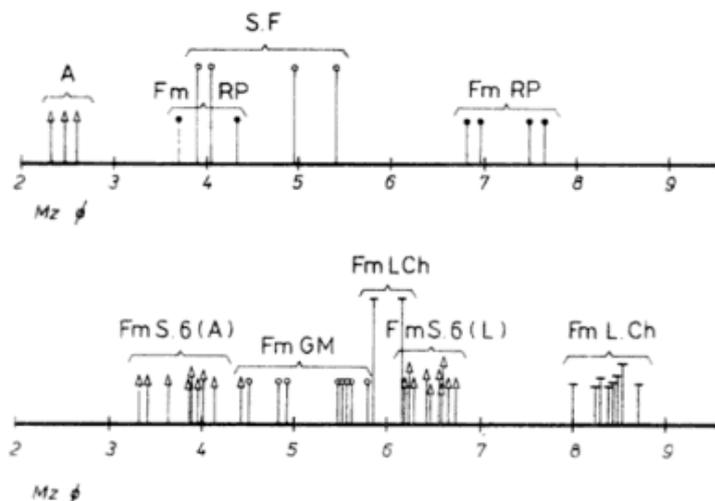
lugares dentro del complejo, una capa de grava fangosa (en el sentido de Folk, 1968), compuesta por restos de conchillas englobadas en una matriz arcillosa, aportada por traslocación de material de la secuencia suprayacente. Estas conchillas se encuentran formando una capa de 1 m de espesor, entre las cotas 0,30 y 1,30 m en la región de la estancia Los Zorzales o rellenando un paleoauce al norte del arroyo Unión, donde adquieren un espesor de 2,5 m como mínimo.

Estos depósitos acumulados durante la regresión Post Salada Grande, están formados por los restos de organismos mixohalinos que habitaron el ambiente litoral de la Formación Salada Grande. Los mismos componen mantos de conchillas donde predomina *Maetra isabelleana*. Asimismo la presencia

en estos depósitos de *Littoridina conexa* Gaillard, 1973 y *Littoridina australis crassa*, Gaillard 1973, señalan un ambiente mixohalino de estuario o de albufera la primera y de cangrejal sujeto a mareas la segunda.

Por encima son recubiertos por las arcillas de la Formación Las Chilcas, que en parte las rellenan, lo que nos podría hacer pensar que las conchillas forman parte de la base de dicha Formación, pero es imposible aceptar ese razonamiento, dado que el contenido micropaleontológico asociado proveniente de la matriz arcillosa es de carácter mixohalino oligohalino a dulceacuícola.

Visiblemente estos depósitos representan la manifestación de un hecho geológico particular, que se puede situar entre el tiempo post Querandinense-pre Platense (en el sen-



Distribución de los sedimentos del complejo lagunar Salada Grande en función de: Desviación Standard ( $\sigma$ ) versus Media Gráfica ( $Mz \phi$ ).

## REFERENCIAS

- Fm. GM = Fm. General Madariaga  
 Fm. SG(L) = Fm. Salada Grande, Miembro limo arcillo arenoso  
 Fm. SG(A) = Fm. Salada Grande Miembro arena limosa  
 Fm. LCh = Fm. Las Chilcas  
 Fm. RP = Fm. Resguardo Pesquera  
 A = Sedimentos Actuales Arenas  
 S.F = Sedimentos Actuales Sedimentos de fondo de Salada Grande

tido de los autores clásicos argentinos); sin embargo no está claro si las mismas tienen relación con las existentes en la Bahía de Samborombón o representan meros procesos locales. Para Frenguelli (1945), los mantos de conchillas del litoral bonaerense representan facies regresivas del Platense. Según el mencionado autor, la especie dominante en esos depósitos es *Maetra isabelleana*, analogía que se establece con los nuestros de la Formación Los Zorzales.

Para Groeber (1952), las conchillas marinas serían un producto de la ingresión Querandínense y para Tricart (*op. cit.*), las mismas acumulaciones representan facies litorales de la ingresión Platense; por último Fidalgo (*op. cit.*), las incorpora al Miembro Cerro de la Gloria de la Formación Las Escobas, correlacionándolas con el Platense del esquema de Frenguelli (1945).

Tal como se ha expuesto, los diversos autores reconocen un solo ciclo de formación de depósitos de conchillas en el litoral bonaerense, cuya edad oscila entre el Querandínense y el Platense, pero en nuestra región de estudio existen dos ciclos de conchillas, unas antiguas, con faunas puras perfectamente situadas como post Salada Grande y pre Las Chilcas y las otras modernas, subactuales compuestas por mezcla de faunas, donde se ponen en contacto restos de organismos dulceacuícolas y netamente marinos.

### Formación Las Chilcas

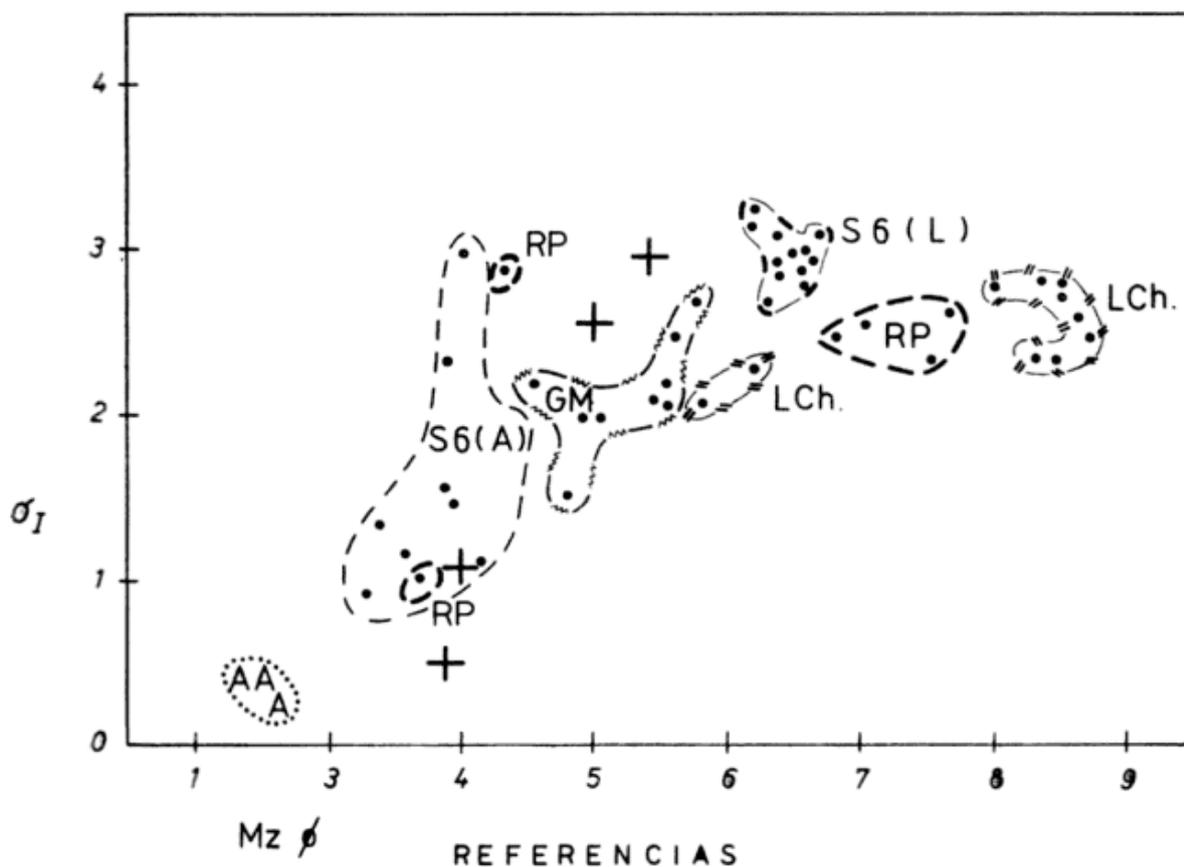
Esta Formación de carácter mantiforme cubre toda la región, faltando solamente al noreste y este del complejo, en las proximidades de la faja de médanos costeros y en

el lecho de la laguna Salada Grande, donde ha sido erosionada. La misma corresponde a sedimentos polícticos, predominantemente arcillosos, de coloración gris oliva a verde amarillento, depositados en un ambiente acuático mixohalino, que aflora en barrancas de lagunas, cañadas y bañados. Se encuentra además constituyendo lechos lagunares y el relleno de antiguos cauces. La potencia de estos sedimentos varía entre 1,4 y 3,0 m. Sus manifestaciones alcanzan la cota + 3 m y se disponen en discordancia erosiva sobre las Formaciones infrayacentes y la suprayacente.

Estos sedimentos corresponden a depósitos de origen subáqueo y quizás en parte a subáreos, donde han vegetado diversas comunidades, que han dejado a veces abundantes restos de raíces, canalículos de raíces y concreciones de limonita, tal como se observa en los depósitos actuales de cangrejales de la costa de la Bahía de Samborombón. El contenido paleontológico refleja un ambiente mixohalino de baja a mediana salinidad (oligo a mesohalino), con escasa macrofauna pero abundantes microorganismos. Tampoco faltan elementos dulceacuícolas en sus sedimentos, pero estos se restringen al borde sur de la región (borde de la cuenca interior).

La macrofauna está representada principalmente por *Tagelus gibbus*, *Littoridina australis*, *L. australis crassa*, *L. parchappei* y *Biomphalaria peregrina*. Hacia el norte de la región cada vez aparecen más elementos de mezcla así como algunos moluscos francamente marinos: *Natica* sp y *Crepidula* sp. Los microfósiles comprenden crías de moluscos, gametangios de algas charáceas, ostrá-

## Diagrama aritmético.



GM = Fm. General Madariaga  
 SG(L) = Fm. Salada Grande; Miembro limo arcillo arenoso  
 SG(A) = Fm. Salada Grande; Miembro arena limosa  
 LZ = Fm. Los Zorzales

LCh = Fm. Las Chilcas  
 RP = Fm. Resguardo Pesquero  
 A = Arenas (Sedimentos actuales).  
 + = Sedimentos de fondo Salada Grande.

Distribución de los sedimentos del complejo lagunar Salada Grande, en función de la Media Gráfica ( $Mz \bar{\sigma}$ ).

codos, foraminíferos y una notable cantidad de frústulos de diatomeas.

La presencia de una abundante flórmula de diatomeas, en asociación a marismas o cangrejales de llanos de marea, es ampliamente citada en la bibliografía. Van Straaten (1955), las menciona para el "Wadden" holandés; Cooke (1943), reconoce su presencia en los pantanos costeros actuales de Georgia (EE.UU.) y en sedimentos pleistocenos afines. Frenguelli las cita en diversos trabajos, asociadas al Querandinense y a las facies costeras de albuferas y estuarios del Platense inferior.

La asociación de foraminíferos predominante, representada por *Elphidium discoidale* (70-85 %) y *Rotalia beccari parkinsonia-*

*na* (hasta 15 %), indica un ambiente eurihalino de tipo cangrejal, semejante a lo que Urien (1967) denominara en el Río de la Plata "Zona Fluvio marina" y que posteriormente Boltovskoy y Lena (1974) han definido como zona de la "Biofacies de *Rotalia beccari parkinsoniana*".

El rasgo geomórfico más conspicuo, asociado a la distribución de esta Formación (muy notable en las fotografías aéreas), es la red de *bañados meandriiformes*, que se disponen en abanico aproximadamente desde la zona de la laguna Salada Grande y cuya orientación señalaría la posición de un antiguo golfo o de una bahía, creada por la ingresión. La misma determinó el ensanche de la Bahía de Samborombón, donde el ám-

## Diagrama aritmético

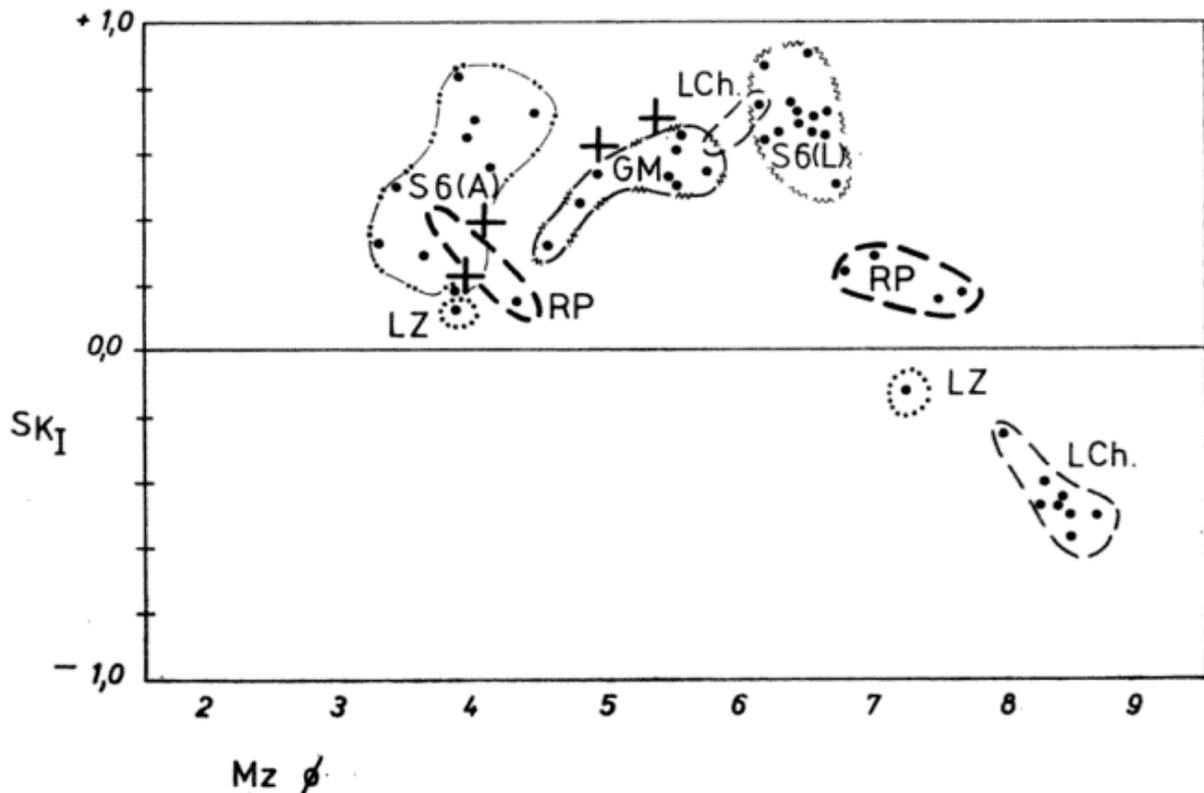


Fig. 7 - Referencias: Las mismas de la Fig. 6. - Distribución del complejo lagunar Salada Grande, en función de Asimetría ( $SK_1$ ) versus Media Gráfica ( $Mz \bar{\phi}$ ).

bito de sedimentación de la Formación Las Chilcas representarían tal vez en parte dicha bahía pero fundamentalmente el cangrejal de esa bahía, afin a la actual Bahía de Samborombón, comparable al "tidal marsh" o "wadden" de otras latitudes. El problema reside en establecer si el ambiente de sedimentación de esta Formación representa solamente el cangrejal o abarca además la bahía; nos inclinamos a pensar lo último. En el caso de las faunas, la asociación muestra un ordenamiento que va desde formas de agua dulce al sur de la región, formas mixohalinas en la zona central del complejo y al norte del mismo aparecen algunos elementos netamente marinos. Este ordenamiento solamente puede indicar que hacia el norte nos adentramos en la bahía de la ingresión Platense.

Se concluye que la Formación Las Chilcas representa los depósitos de cangrejal y de la parte interna de la bahía de la ingresión Platense (Holoceno), faltándole en la zona de estudio el verdadero carácter marino; más bien señala la ampliación del Río de la Plata Exterior a consecuencia de la ingresión. Este ensanche estuárico se manifestó por la ampliación de la Bahía de

Samborombón, que en dirección sur se cerraba en las proximidades de la Salada Grande; hacia el oeste la misma remontó el río Salado, determinando la depositación de la Formación Las Escobas de Fidalgo (*op. cit.*) con cuyo Miembro Canal 18 correlacionamos esta formación, así como con el Piso Platense del esquema de Tricart (*op. cit.*).

## Formación Resguardo Pesquero

Es una secuencia eólica del fin del Holoceno que comprende principalmente depósitos de dunas de arcilla (clay dunes) y en menor proporción depósitos loésicos y dunas de arena. Estas dunas de arcilla varían ampliamente en textura, aunque es suficiente la presencia de un mínimo de 20 % de fracción tamaño arcilla para conferir a éstas las características morfológicas que las diferencian de las clásicas dunas de arena.

Los depósitos de dunas de arcilla de la región, se componen de limos arcillosos, donde la fracción arcilla forma entre el 30 y 40 % y el limo entre 57 y 64 %, siendo la fracción modal del limo, la correspondiente al mediano (5-6  $\phi$ ). Las arcillas de esta

## Diagrama aritmético

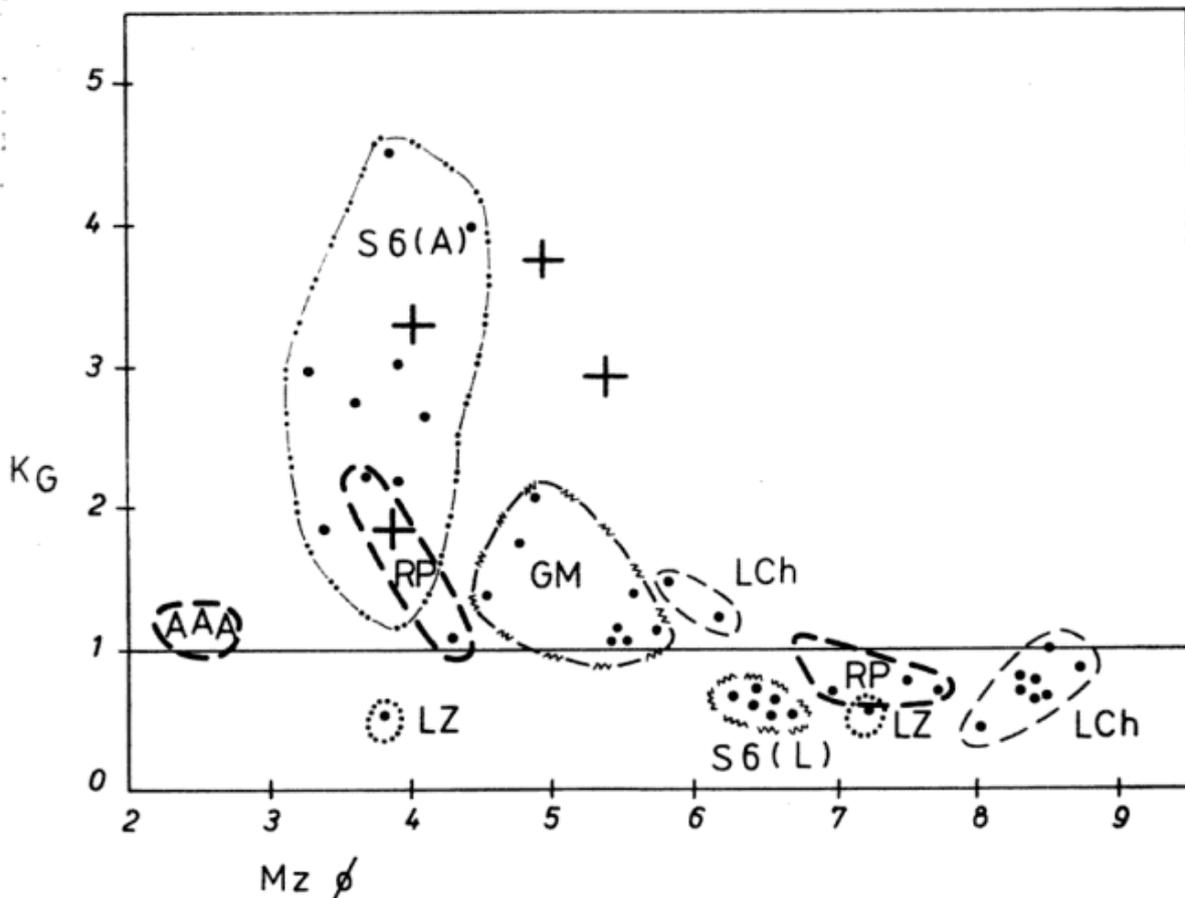


Fig. 8.- Referencias: Las mismas de la Fig. 6. - Distribución del complejo lagunar Salada Grande, en función de: Curtosis (KG) versus Media Gráfica (Mz ø).

unidad son afines a las de la Formación Las Chilcas, pero reflejan una degradación producida por agentes meteóricos (Dangavs, 1977, 1979).

Los sedimentos de la misma se disponen en discordancia sobre la Formación Las Chilcas, formando lomadas y montículos, la mayoría de los cuales presentan forma de media luna (lúnulas), que rodean la cubeta generativa. La potencia de estos depósitos varía entre 0,3 y 3,5 m, bordeando lagunas, bañados y bajos pantanosos de la región. Esta unidad se correlaciona con el Platense eólico o Platense superior de Frenguelli, Piso Post Platense de Tricart y la Fm. La Postrera de Fidalgo.

Cierra la columna estratigráfica de la zona, la secuencia de Sedimentos Actuales, que otros autores refieren como Aluvio (Fidalgo), Piso Actual (Tricart), Aimarensis (Frenguelli), etc. La misma se compone de depósitos de fondos lagunares, playa, acumulaciones de conchillas sueltas o parcialmente cementadas y dunas de arena no litorales.

Desde el punto de vista sedimentológico, tanto textural como en base a los argilominerales, existen suficientes evidencias para la diferenciación de las diversas unidades establecidas. El estudio de la distribución de frecuencia de los parámetros estadísticos (fig. 5 al 8) también aportan al esquema fundado, sobre todo Mz ø es muy significativa, dado que las principales diferencias están en función de la granulometría (Dangavs, 1977).

### Historia geológica

La historia de la geología superficial de la región está limitada al espacio de tiempo que media entre el Pleistoceno superior y la actualidad.

En el Pleistoceno superior se produjo la depositación de la secuencia continental que hemos denominado Formación General Madariaga. Su depositación fue interrumpida por el ascenso del nivel del mar, que deter-

minó la ingresión marina Salada Grande. Esta ingresión, fue cubriendo la superficie pampeana, representada por la Formación General Madariaga, mientras que en dirección sudeste de la localidad de General Madariaga, quedó aflorando una porción continental como una saliente o punta. Al norte y sur de esta lengua, se formaron ensenadas, que fueron alimentadas por deriva litoral con material arenoso. En la ensenada norte, la refracción de las olas, determinó que el material de acarreo fuera componiendo una morfología litoral de cordones y flechas, migrando lentamente al noreste, hasta situarse en dirección norte-sur, formando la base del actual cabo San Antonio. Detrás de los sucesivos cordones el mar fue aislándose, formando un ambiente mixohalino interior, afín a una albufera.

En dicho ambiente, en la parte más próxima al antiguo litoral se depositaron los productos de la erosión de la Formación General Madariaga, conformando la facies de limos arcillo arenosos de la Formación Salada Grande, que en las direcciones de norte a sudeste era reemplazada por sedimentos de la facies areno limosa, portadora de restos faunísticos que indican que las aguas oceánicas durante la ingresión Salada Grande penetraban libremente desde el este. La posición estratigráfica de esta Formación, señala la presencia del primer evento transgresivo sobre el borde continental del fin del Pleistoceno; este hecho a nuestro criterio, es el único y trascendental acontecimiento geológico que cortó la monotonía de la sedimentación del fin del Pampeano, determinando el comienzo de la depositación del PostPampeano (en el sentido de los autores clásicos); este hecho no implica necesariamente que el comienzo de la ingresión corresponda al límite Pleistoceno-Holoceno. Sin embargo, ya que el contenido faunístico de los sedimentos posteriores al loess de la Formación General Madariaga comprende solamente especies vivientes y que la antigüedad datada por Cortezzi y Lerman (1971) para restos alojados en sedimentos análogos no sobrepasa los 6.000 años, es factible asignar la Formación Salada Grande al Holoceno.

Tiempo después la depositación de la Formación Salada Grande fue interrumpida por la regresión PostSalada Grande. Coincidente con la regresión, cesó el aporte del litoral atlántico, produciéndose la desecación de la supuesta albufera, con la posterior erosión de los depósitos de esta formación hasta la cota + 2 m. Esta regresión estuvo acompañada por acciones eólicas, con excavación de cu-

betas, cuya disposición conformó un arco sobre la mencionada superficie erosiva. En dicho tiempo se formaron las cubetas de las posteriores lagunas del complejo "El León" y El Carbón, El Tigre, La Larga, Los Zorzales (actualmente un pantano) y posiblemente la cubeta primitiva de la Salada Chica.

Depósitos eólicos de este tiempo no se encuentran en la región del complejo, pero las lomadas loésicas situadas al oeste y sudoeste de General Madariaga podrían representar los productos de la erosión PostSalada Grande, que Tricart (*op. cit.*) refiere como "loess E<sub>3</sub>". Asimismo, durante la regresión se acumularon mantos de conchillas con los restos de las valvas de los organismos que habitaron la antigua albufera, cuyos depósitos hemos asignado a la Formación Los Zorzales.

Un nuevo movimiento eustático, produjo otro ascenso del nivel del mar, determinando la ingresión Platense, con depositación de las arcillas limosas de la Formación Las Chilcas. Esta ingresión fue mayor que la anterior, ya que no sólo alcanzó la cota + 3 m, sino que penetró más profundamente en el continente, formando en la región una especie de "bahía", que se cerraba hacia el sur, estableciéndose la divisoria con la cuenca de la albufera Mar Chiquita, mediante los depósitos de la Formación General Madariaga. Hacia el este, la "bahía" estaba cerrada por la barra litoral del cabo San Antonio, que impedía la entrada de las aguas del Atlántico desde la latitud de Mar del Tuyú.

Los depósitos de la ingresión, se acumularon en esa bahía poco profunda y en sus bordes se formó un extenso cangrejal sujeto a mareas, surcado por gran cantidad de canales y arroyos meandriformes, con vegetación de espartillares y presencia de abundante flórua de diatomeas y organismos dulceacuícolas en su interior y de aguas salobres hacia el norte. Algunos de los mencionados canales y arroyos, aún persisten en el paisaje como bañados o cañadas, no sólo en esta región sino en toda el área de la Bahía de Samborombón. Este hecho se visualiza en los diversos fotomosaicos de la zona.

Las cubetas labradas durante la regresión PostSalada Grande en la superficie pampeana, fueron rellenadas con los sedimentos arcillosos de la Formación Las Chilcas y la región fue casi nivelada por los efectos de la ingresión. Sin embargo, en la zona se reconoce un ambiente remanente formado en una muy suave depresión y que aparentemente no fuera afectado por la regresión PostLas Chilcas, el cual posteriormente dio lugar a la formación de la actual laguna Las Chilcas.

La regresión PostPlatense o PostLas Chilcas, dio lugar a una serie de procesos con desecaciones periódicas de las cubetas, precipitación de sales, efectos de mareas, etc., que aunadas a una intensa acción eólica, determinaron la excavación de numerosas cubetas y el modelamiento y ensanche de otras a partir de las existentes, así como de los canales de marea y diversos bajos de desecación periódica. La intensa deflación se asoció a formas de acumulación, cuyos materiales provenientes de las cubetas, se depositaron en las inmediaciones de las mismas, formando montículos o lomadas, principalmente de composición pelítica, que se conocen como dunas de arcilla y cuyo conjunto compone la Formación Resguardo Pesquero.

Las cubetas lagunares formadas durante este ciclo de deflación son la Salada Grande, Salada Chica (en parte), La Limpia y La Barrancosa. Sin embargo, asignar las diversas cubetas actuales a distintos ciclos de formación es mera simplificación, ya que las mismas representan formas de modelamiento complejo, donde se combinan los ciclos de deflación con decantación, asociados a acciones hídricas y fluviales, tal como señalaran Fidalgo y Riggi (1965) para los bajos patagónicos.

Finalmente se puede concluir que en ningún caso la actual laguna Salada Grande sea el remanente de un antiguo aparato li-

toral marino, que al quedar desconectado del mar se haya ido dulcificando paulatinamente; sino que la misma representa una forma del tiempo Resguardo Pesquero, excavada por deflación y modelada por la acción fluvial.

Estos acontecimientos determinaron la exondación de un posible antiguo cauce fluvial, erosionando la cubierta de sedimentos de la Formación Las Chilcas y determinando que afloren las unidades infrayacentes. De ese modo fueron diseminadas y retrabajadas las conchillas de la Formación Los Zorzales e incluso el techo de la Formación Salada Grande. También los depósitos de la Formación Las Chilcas fueron retrabajados y pasaron a integrar los montículos de la costa de la laguna y las conchillas fueron desparrajadas por el lecho lagunar o acumuladas más recientemente como nuevos mantos. Asimismo, los sedimentos arenosos de la Formación Salada Grande fueron removidos, acumulándose como depósitos de fondo lagunar.

Todos estos acontecimientos han llevado a engaño, de que la laguna representa una albufera desconectada del mar. Sin embargo, la misma tan sólo es la ventana por donde se asoma la antigua albufera del tiempo Salada Grande, pero la actual laguna no es un relicto marino, tan sólo parece. pero parecer no es ser.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Ameghino, F. 1881. *La Formación Pampeana o estudio sobre los terrenos de transporte de la Cuenca del Plata*. G. Masson, Paris.
- 1898. Sinopsis geológico-paleontológica de la Argentina. 2º Censo de la República Argentina. 1: 112-255, Buenos Aires.
- Boltovskoy, E. y H. Lena, 1974. *Foraminíferos del Río de la Plata*. H-661, Serv. Hidrog. Naval.
- Cooke, C. 1943. *Geology of the coastal plain of Georgia*. U.S. Geol. Survey Bull. Nº 941.
- Cortelezzi, C. J. Lerman, 1971. *Estudio de las formaciones marinas de la costa atlántica de la provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Ser. II (179), La Plata.
- Dangavs, N.V. 1977. *Geología y Sedimentología del Complejo Lagunar Salada Grande. Partidos de General Madariaga y General Lavalle. Provincia de Buenos Aires*. 354. Univ. Nac. La Plata.
- 1979. *Presencia de dunas de arcilla fósiles en la Pampa Deprimida*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXIV (1): 31-35.
- Fidalgo, F. y J. Riggi. 1965. *Los rodados patagónicos en la Meseta de Guenguel y alrededores, Santa Cruz*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XX (3): 273-325.
- Fidalgo, F., U. Colado y F. De Francesco, 1973. *Sobre intrusiones marinas cuaternarias en los partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena*, (Prov. Bs. As.). V Cong. Geol. Arg. (33): 227-240.
- Folk, R. 1868. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill's, Austin.
- Frenquelli, J. 1945. *El Piso Platense*. Rev. Mus. La Plata (N.S.) Geol. 2: 287-311.
- Frenquelli, J. 1950. *Rasgos generales de la morfología y geología de la provincia de Buenos Aires*. LEMIT, Ser. II, 33. La Plata.
- Groeber, P. 1952. *Glacial, tardío y postglacial en Patagonia*. Rev. Mus. Mun. Cienc. Nat. y Trad. Mar del Plata. 1 (1): 79-103.

- Olivier, S.R. 1952. *Contribución al conocimiento limnológico de la laguna Salada Grande (Provincia de Buenos Aires, Argentina)*. Rev. Brasil. Biol. 12 (2): 161-180.
- Pascual, R., E. Ortega, D. Gondar y E. Tonni, 1965. *Las edades del cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. An. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As. 6: 165-193. La Plata.
- Ringuelet, R. 1962. *Ecología Acuática Continental*. Ed. EUDEBA. Buenos Aires.
- Stappenbeck, R. 1926. *Geologie and Grundwasser der Pampa*. Stuttgart.
- Tapia, A. 1938. *Datos geológicos de la provincia de Buenos Aires*. Min. del Interior, Com. Nac. Climat. y Aguas minerales. 2: 23-90.
- Tricart, J. 1973. *Geomorfología de la Pampa Deprimida*. Colec. Cient. 12. INA.
- Urien, C. 1967. *Los sedimentos modernos del Río de la Plata Exterior*. Bol. Serv. Hidr. Naval, 4 (2): 113-213.
- Van Straaten, L. 1954. *Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands*. Leid Geol. Meded. 19: 1-108.

Recibido: 7 de mayo, 1981.

Aceptado: 20 de septiembre, 1983

NAURIS V. DANGAVS

Instituto de Geomorfología y Suelos  
de la Universidad Nacional de La Plata.  
1900 La Plata.

## COMPORTAMIENTO Y CARACTERIZACION HIDRAULICA DEL ACUIFERO SUPERFICIAL, EN LA COLONIA SAN ADOLFO, PARTIDO DE VILLARINO, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

A. G. BONORINO y G. T. ALVAREZ

### Resumen

Este informe es el resultado de una parte del proyecto para experimentar el bombeo por pozos verticales como sistema de drenaje en el área de riego del valle bonaerense del río Colorado y elaborar un modelo matemático digital del sistema acuífero.

Para evaluar las características hidráulicas del acuífero superficial, areniscas de la Formación Río Negro, se realizaron cuatro pozos de estudio que permitieron construir los perfiles litológicos y efectuar ensayos de bombeo.

Los datos obtenidos demuestran la presencia de un acuífero libre compuesto por arena fina y media con cambios laterales de facies y variaciones de espesor.

La existencia de materiales más finos que podrían llegar a constituir en algunos casos una capa semilibre da lugar al fenómeno de drenaje diferido.

Los parámetros hidráulicos calculados dan una permeabilidad de 4 a 7 m/d, una transmisibilidad de 278 a 653 m<sup>2</sup>/d, y un rendimiento específico de 0,04 a 0,26.

### Introducción

El valle bonaerense del río Colorado se caracteriza por tener un relieve llano y de reducida pendiente y suelos de textura muy fina que obstaculizan por su baja permeabilidad el drenaje natural de las aguas.

Como resultado de una práctica de riego intensiva gran parte de los suelos del área regada poseen el nivel freático muy cerca de la superficie del terreno y se encuentran también afectados por un fenómeno de acumulación de sales.

La capacidad de funcionamiento de los distintos canales que conforman la red de desagüe es, en algunos lugares, reducida y está controlada por el tipo de suelo mencionado y por factores morfológicos que limitan las condiciones favorables de pendiente del terreno.

En estas circunstancias, la experimentación de un sistema de drenaje por bombeo, como complemento del existente, podría ayudar a la solución de los problemas men-

### Abstract

It is a progress report of a mayor study with considers the possibility of land drainage through of pumping wells in the lower valley of Colorado river and also to develop a mathematical model related to the aquifer at the study site.

In order to determine the hydraulics characteristics it was drilled four bore hole. They give to enough information about the soil profile position, which shows to be a fine to a medium layered sand with variation in bed thickness and amount of fines in the vertical direction as well as in the horizontal one.

The aquifer behaviour mainly like an unconfined one. It was observed in a few places a semi-unconfined response, coincidently with areas where the fine soil fraction is a large percentage of the whole soil, producing a delayed yield from storage phenomenon.

It was found that the coefficient of transmissibility varies from 278 to 653 m<sup>2</sup>/day, the coefficient of permeability goes from 4 to 7 m/day and the specific yield between 0,04 and 0,26.

cionados. Actualmente se lleva a cabo una evaluación de las posibilidades técnicas y económicas de un sistema para deprimir la capa freática por medio del bombeo con obras de captación verticales. Con esa finalidad se están estudiando las características hidrogeológicas e hidráulicas de la Formación Río Negro, portadora de la capa libre de la región, con miras también, a elaborar el modelo conceptual del acuífero y proceder a la simulación de su comportamiento. Los pozos de estudio y ensayos hidráulicos ejecutados, cuyos resultados se analizan y exponen en este trabajo, permiten definir las mencionadas características.

### Area de trabajo

El área de estudio, figura N° 1, está ubicada en la Colonia San Adolfo, estación H. Ascasubi, en el partido de Villarino de la

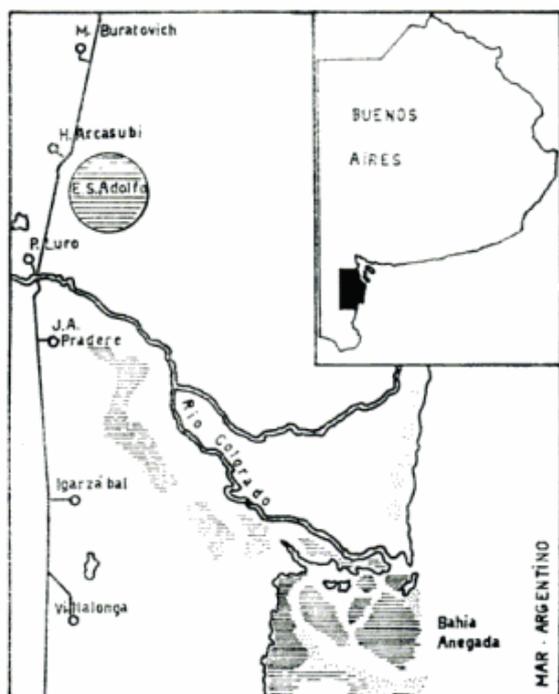


Fig. 1. — Mapa de ubicación.

provincia de Buenos Aires e integrada en el ambiente de llanos aluvionales del valle inferior del río Colorado.

El sector experimental mide aproximadamente unas 1.000 hectáreas y en él se ha instalado una red operacional de 65 pozos freaticos, 2 estaciones freaticas y una estación pluviográfica.

### Método de estudio

La determinación de las características hidrogeológicas está basada en la información suministrada por cuatro pozos de estudio de 25 metros de profundidad ejecutados por el método de rotación.

Las muestras obtenidas en las distintas perforaciones se analizaron por el método de tamizado por vía seca. Se procedió, además, a separar lo retenido por cada tamiz para investigar la composición mineralógica para distintos tamaños de granos y se elaboraron las curvas acumulativas de 34 muestras y sus correspondientes histogramas.

La evaluación del acuífero se fundamenta en el cálculo de los coeficientes de transmisibilidad\* y de rendimiento específico\*\*, aplicándose la técnica de ensayos de

\* Valor T, producto de la conductividad hidráulica horizontal en metro/día y el espesor del acuífero en metros.

bombeo a caudal constante para un flujo subterráneo en régimen variable, por los métodos de Jacob y Theis (Custodio y Llanos, 1976) y el tratamiento especial del fenómeno de drenaje diferido por el método de Boulton (Kruseman y De Ridder, 1975).

### Hidrogeología

Por las características de este estudio, en este ítem solo se tratan los sedimentos del nivel superior de la columna estratigráfica de la región, compuestos por las areniscas de la Formación Río Negro o Belén (Zambrano, 1980) de edad pliocena. La Formación Belén integra la sección Epiparaniana (Salas *et al.*, 1974), y es portadora del acuífero libre de la región. El espesor consignado para esta Formación, según una perforación efectuada en la localidad de P. Luro distante 15 km al sur del área de estudio, fue de 480 metros. Se trata de arenas de grano fino a mediano, bien seleccionadas, color grisáceo o gris pardusco y azulado, subredondeadas, friables, pudiéndose observar en los distintos afloramientos de la región una estratificación entrecruzada. El ambiente de depositación es predominantemente fluvial, al menos en su parte superior. Su piso se encuentra sobre la Formación Barranca Final y presenta niveles con intercalaciones marinas. Su techo está cubierto por una delgada capa de rodados poligénicos sueltos y de sedimentos areno-limosos.

Distintas perforaciones realizadas para suministro de agua, en la localidad de Mayor Buratovich, 12 kilómetros al norte del área de estudio, atravesaron 29 metros de sedimentos compuestos por arenas gruesas, medianas y finas con intercalaciones pelíticas.

Las perforaciones de estudio efectuadas en el área de trabajo, figura n° 2, presentan una columna de arenas medianas a finas saturadas con intercalaciones de delgados niveles limo-arcillosos, en otros casos arcillosos de mayor espesor, o niveles de arena fina cementada. Esta heterogeneidad, sin embargo, no alcanzaría a tener más que una extensión muy reducida que se circunscribe a pocos cientos de metros. Por ejemplo en el pozo de estudio n° 1, a 20 metros de pro-

\*\* Valor S adimensional, razón entre el volumen de agua que un volumen de un acuífero puede liberar por drenaje gravitacional y el mismo volumen. Es equivalente a la porosidad drenable del acuífero.

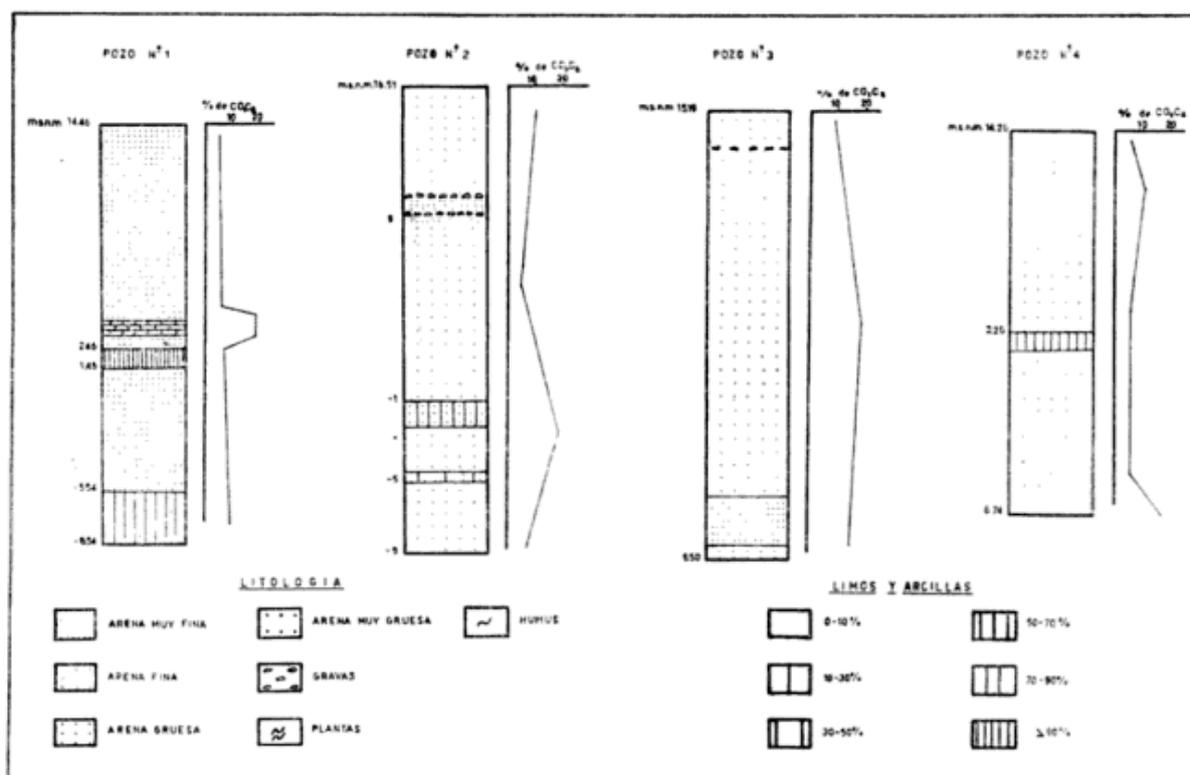


Fig. 2. — Perfiles litológicos de los pozos de estudio de la Colonia San Adolfo, H. Ascasubi.

fundidad, se comprobó la existencia de una capa semipermeable de casi 3 metros de espesor que no aparece en el resto de las perforaciones.

La falta de una capa de menor permeabilidad que funciona como piso del acuífero libre impide fijar directamente el espesor exacto del mismo, no obstante con el cálculo del coeficiente de permeabilidad y de transmisividad y atendiendo a la información de estudios anteriores (Edison Consult, 1967) se estima que el espesor medio saturado del acuífero es de alrededor de 50 metros.

El nivel del agua en el acuífero oscila alrededor de 1 y 3 metros bajo el nivel del terreno. La recarga proviene, principalmente, de la infiltración de los excedentes de riego y de la pérdida de agua de los canales primarios y secundarios que atraviesan la zona y en menor cantidad de la infiltración proveniente del agua de lluvia durante precipitaciones de gran intensidad.

El acuífero superficial pierde agua por evapotranspiración y por descarga hacia los drenes superficiales que conforma una red de desagüe más o menos sistematizada.

## Sedimentología

### Análisis de las muestras

Las muestras analizadas, se trata de arenas con material fino subordinado en un porcentaje inferior al 5 %, de ahí que no se hayan analizado por separado las fracciones retenidas más allá del tamiz 230.

La columna de tamices empleada corresponde a la serie Tyler, dispuestos en intervalos de  $\frac{1}{2}$  phi.

Se realizaron las curvas acumulativas y los histogramas correspondientes a las 34 muestras, figura n° 4. Del análisis se determina que un 67 % son unimodales (23 muestras), un 24 % son bimodales (8 muestras) y el 9 % que resta son polimodales (3 muestras).

Respecto de los unimodales, un 84 % de ellos (correspondiente a 17 muestras), presentan moda poco marcada y las admixturas secundarias muy próximas a la principal. El 16 % restante, perteneciente a 7 muestras son histogramas unimodales con moda muy marcada. Los polimodales y bimodales presentan su moda secundaria en todos los

casos en el tamiz n° 25, debido a la presencia seguramente de aglutinados pelíticos.

A partir de las curvas acumulativas, se determina que un 85 % de las muestras tienen un coeficiente de uniformidad menor que 3, que según Ahrens (1958) corresponde a materiales de grano uniforme.

### Clasificación granométrica de los sedimentos

Las muestras se clasifican haciendo intervenir la mediana y los cuartiles. La mediana le da el nombre al sedimento y los cuartiles al calificativo. Del total de muestras analizadas, un 54 % de ellas (19 muestras) se clasifican como arena de grano mediano y el porcentaje que resta (15 muestras) como arena de grano fino.

Los pozos de estudio n° 1 y n° 3 presentan un aumento en el tamaño de grano de las arenas a partir de una profundidad próxima a los 10 metros. En los pozos de estudio n° 2 y n° 4, no se observan cambios en el tamaño de grano del sedimento a lo largo de todo el perfil.

Los sedimentos encontrados en el subsuelo se tratan en todos los casos de arenas con intercalaciones de lentes discontinuos de limos arcillosos, de menor permeabilidad. El cemento de los granos de arena es carbonato de calcio, que por lavado de las capas superiores y favorecido por una disminución en la permeabilidad de los materiales, se acumula formando horizontes bastante compac-

tos de concreciones calcáreas de espesor variable.

Las variaciones en el tamaño del grano evidencian las distintas etapas de pérdida y ganancia en la competencia del medio.

### Medidas estadísticas

A efectos de poder aplicar la metodología propuesta por Friedman (1967), se calcularon los parámetros estadísticos basados en el cálculo de los momentos, pudiendo así determinar las características ambientales que dominaron durante su depositación.

Los parámetros estadísticos calculados son: Mediana, Selección, Asimetría y Curtosis, correspondientes con el 1°, 2°, 3° y 4° momento de Friedman.

Se representaron en los gráficos correspondientes, la asimetría y la media versus la desviación standard. Se observa que todas las muestras representadas caen en el campo de arenas fluviales con valores de selección altos y asimetría cercana al valor cero.

### Determinación de la permeabilidad

A fin de obtener con bastante aproximación los valores de permeabilidad del terreno, se utilizó la metodología propuesta por Breddin (Custodio y Llamas, 1976).

De la superposición de las diferentes curvas acumulativas, con la curva patrón de Breddin, se determina que la permeabilidad

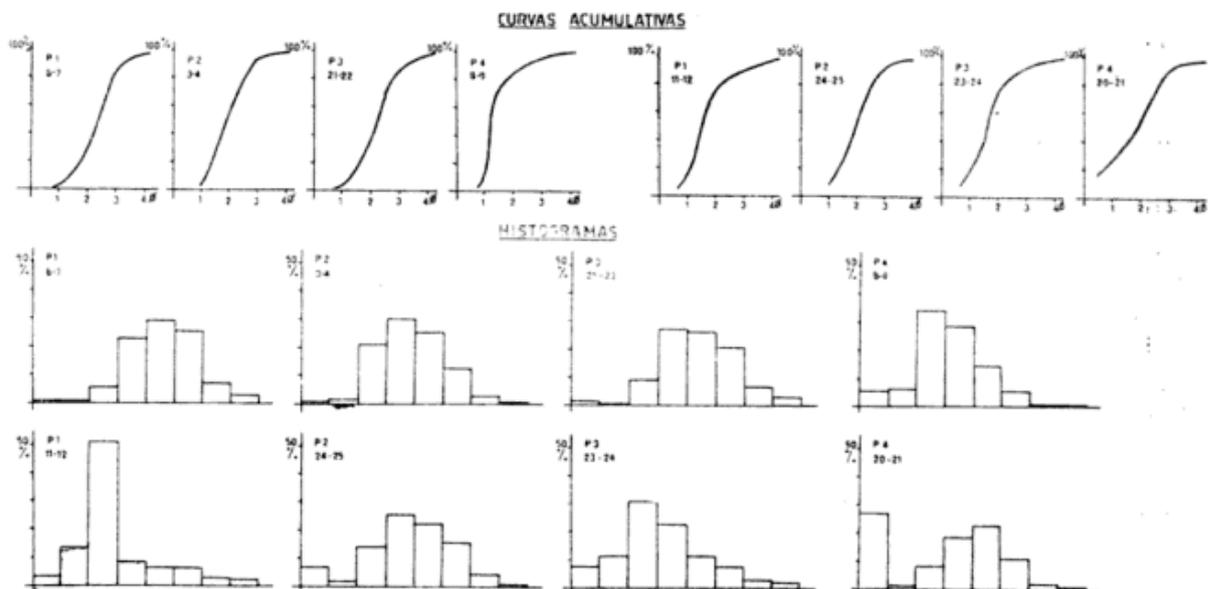


Fig. 3. — Histogramas y curvas acumulativas de los sedimentos.

de los sedimentos oscila entre valores de 4 a 7 metro/día.

Los valores más bajos de permeabilidad se encuentran, en general, en la parte superior del perfil debido a la presencia de lentes o cuñas de materiales pelíticos.

#### Análisis mineralógico de las psamitas

A fin de determinar cuantitativamente las características mineralógicas, se separaron las muestras con bromoformo y posteriormente se examinaron a la lupa las fracciones retenidas en el tamiz 120, correspondiente al tamaño de 125 micrones.

Las muestras están constituidas en su gran mayoría por plagioclasas y abundante hipersteno, minerales opacos y escaso cuarzo, figura n° 4.

Los minerales livianos se encuentran en porcentajes que van entre el 80 % y el 95 % y el resto está constituido por minerales pesados.

La composición mineralógica de las muestras coincide en general con la descrita para las areniscas de la Formación de Río Negro por otros autores, Andreis, 1965.

#### Características geohidrológicas

Para llevar a cabo el programa de pruebas hidráulicas previsto para esta etapa de tra-

bajo, cada uno de los pozos de estudio fue preparado convenientemente. Para ello se encamisó totalmente la perforación con caño de pvc de 110 mm de diámetro ranurado en toda su extensión, se engravó de abajo hasta arriba el espacio anular pared pozo-pared caño de un espesor de 60 mm, con grava seleccionada de 5 a 10 mm de diámetro y posteriormente se desarrolló el pozo por bombeo y paradas alternativas hasta lograr la producción de agua exenta de material en suspensión.

Las pruebas de bombeo se efectuaron a caudal constante durante 30 horas o más de bombeo en forma ininterrumpida. Las medidas del descenso del nivel de agua se registraron en pozos de observación situados a una distancia conveniente del pozo de bombeo.

En un gráfico semilogarítmico se volcaron los datos de descenso del nivel del agua (s) medidos en el pozo de observación en función del tiempo de bombeo (t) procediéndose a calcular la transmisibilidad (T) y el rendimiento específico (S) del acuífero por el método de Jacob. El tratamiento de los mismos datos y el cálculo de las constantes hidráulicas de la capa por los métodos de Theis y Boulton se efectuó sobre un gráfico bilogarítmico, comparándose los luego con curvas tipo de la función del pozo de Theis y de Boulton en las que se representa, en papel bilogarítmico, los valores de  $W(u,r/$

Minerales	1	2	3	4
Plagioclasa	32,5	30	22	30
Alteritas	31	29	35	22,5
Cuarzo	14	9,5	10,5	11
Feld. potásico	6	5,5		3,5
Vidrio	5,5	7	6	14
Frag. líticos	10,5	19	11	20
Hipersteno	32	32	22	30
Augita	16	8,5	9,5	20
Hornblenda	9	10,5	2,5	6,5
Lamprobolita	X	1	—	1,5
Epidoto	10,5	4	9,5	6
Turmalina	1	—	—	—
Granate	X	1	—	1
Olivino	X	—	—	1
Opacos	9	16	18	21
Alteritas	15	21	18	9
Frag. líticos	6	5	15	3,5
Micas	X	1	—	2

X al 1 %

1, 2, 3 y 4 muestras analizadas

Fig. 4. — Tabla de porcentajes de minerales livianos y pesados.

Pozo Estudio N°	Pozo Observ. N°	Dist. (r) al pozo bombeo (metros)	Tiempo (t) de bombeo (horas)	Q bombeo m <sup>3</sup> /h	Ensayo de: Bombeo				Ensayo de: Recuperación					
					M. THEIS T	M. THEIS S	M. JACOB T	M. JACOB S	B. BOULTON T	B. BOULTON S	M. THEIS T	M. THEIS S		
1	1	4,25	30	8,8	320	0,097	311	0,076	-	-	-	-	-	-
2	2	9,00	30	8,8	278	0,057	292	0,041	-	-	-	-	-	260
3	3	43,00	31,4	9,0	440	0,050	440	0,081	-	-	-	-	-	-
2	1	13,5	30,0	13,1	607	0,04	523	0,04	-	-	-	-	-	235
3	1	8,13	30,0	13,1	360	0,24	334	0,25	-	-	-	-	-	428
4	2	20,60	53,0	13,1	360	0,04	509	0,07	401	0,13	375	0,26	150	221
	1	8,20	53,0	13,1	599	0,07	653	0,06	239	0,26	150			

T = Transmisibilidad (metros/día); S = Rendimiento específico;  $1/\alpha$  = Índice de retraso de Boulton (minutos).

Fig. 5. — Condiciones y resultados de los ensayos de bombeo efectuados en Colonia S. Adolfo, H. Ascasubi.

D) en relación con los de  $u$  y  $u'$  respectivamente.

Finalizado el bombeo, durante el período de ascenso del nivel del agua o de recuperación del pozo, se midió el descenso residual ( $s'$ ) en función de un cierto momento ( $t'$ ) después de finalizado el bombeo. En papel semilogarítmico se representaron los valores de  $s'$  en relación con los de  $t/t'$  correspondientes al pozo de observación, utilizando el método de recuperación de Theis para calcular las propiedades hidráulicas del acuífero.

Los datos de depresión ( $s$ ) han sido ajustados por el método descrito por Butler (1957) a fin de corregir los efectos por penetración parcial de los pozos de observación.

En el cuadro de la figura n° 5 se transcriben los resultados obtenidos de ensayos de bombeo en los distintos pozos de estudio.

El ensayo de bombeo del pozo de estudio n° 1, figura n° 6, permite observar, como en el resto de los bombeos, la evolución de una capa acuífera libre, en régimen transitorio, con tendencia a la estabilización en las últimas horas del bombeo antes de la finalización de la prueba. La transmisibilidad obtenida por los distintos métodos de cálculo varía entre 260 metro<sup>2</sup>/día y 440 metro<sup>2</sup>/día, acusando los pozos de observación más cercanos al pozo de bombeo el efecto de penetración parcial en el acuífero. El rendimiento específico hallado varía entre 0,04 y 0,09 lo que resulta estar por debajo del valor de la porosidad eficaz del material acuífero que se supone un tanto mayor.

La prueba de bombeo en el pozo de estudio n° 2 denota la evolución de un acuífero libre con drenaje diferido. Sin embargo la curva de campo no se ha podido ajustar a la curva patrón de Boulton y el rendimiento específico hallado es algo pequeño para un acuífero libre y un poco grande para uno confinado, correspondería entonces a un valor aparente observado antes de finalizar el drenaje por gravedad.

El incremento de la transmisibilidad con respecto al ensayo anterior, se interpreta como un aumento en el espesor del material acuífero, de acuerdo a la observación de los perfiles hidrogeológicos.

El ensayo en el pozo n° 3, permite observar la evolución de un acuífero libre, con flujo en régimen variable. El patrón de flujo hacia el pozo es el mismo que el de un acuífero confinado, en consecuencia para el

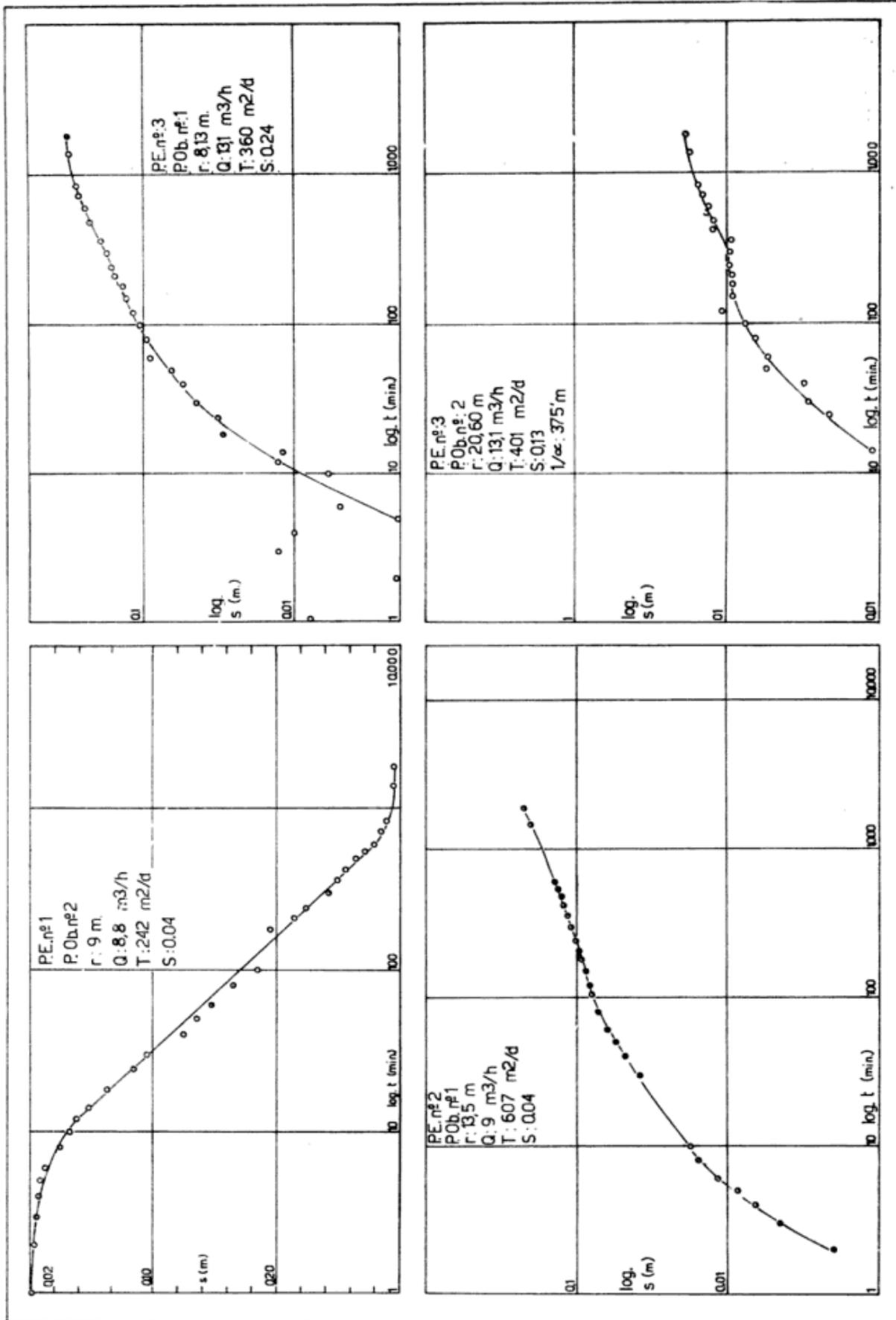


Fig. 6. — Análisis de los datos obtenidos en los ensayos de bombeo empleando los métodos de Jacob, Theis y Boulton.

cálculo de las constantes hidráulicas se puede utilizar directamente el método de Theis y/o de Jacob.

El coeficiente de transmisibilidad es de 360 metro<sup>2</sup>/día y no difiere demasiado con respecto a los anteriores, en cambio, el rendimiento específico alcanza a 0,24, y refleja un vaciado del acuífero casi instantáneo. En

el pozo de observación n° 2 se da el efecto de drenaje diferido, en los primeros instantes de bombeo el coeficiente de almacenamiento corresponde a la componente elástica del agua y del esqueleto sólido del acuífero y no incluye al rendimiento específico el que se refleja en la tercer parte de la curva a los 375 minutos, según índice de retraso de

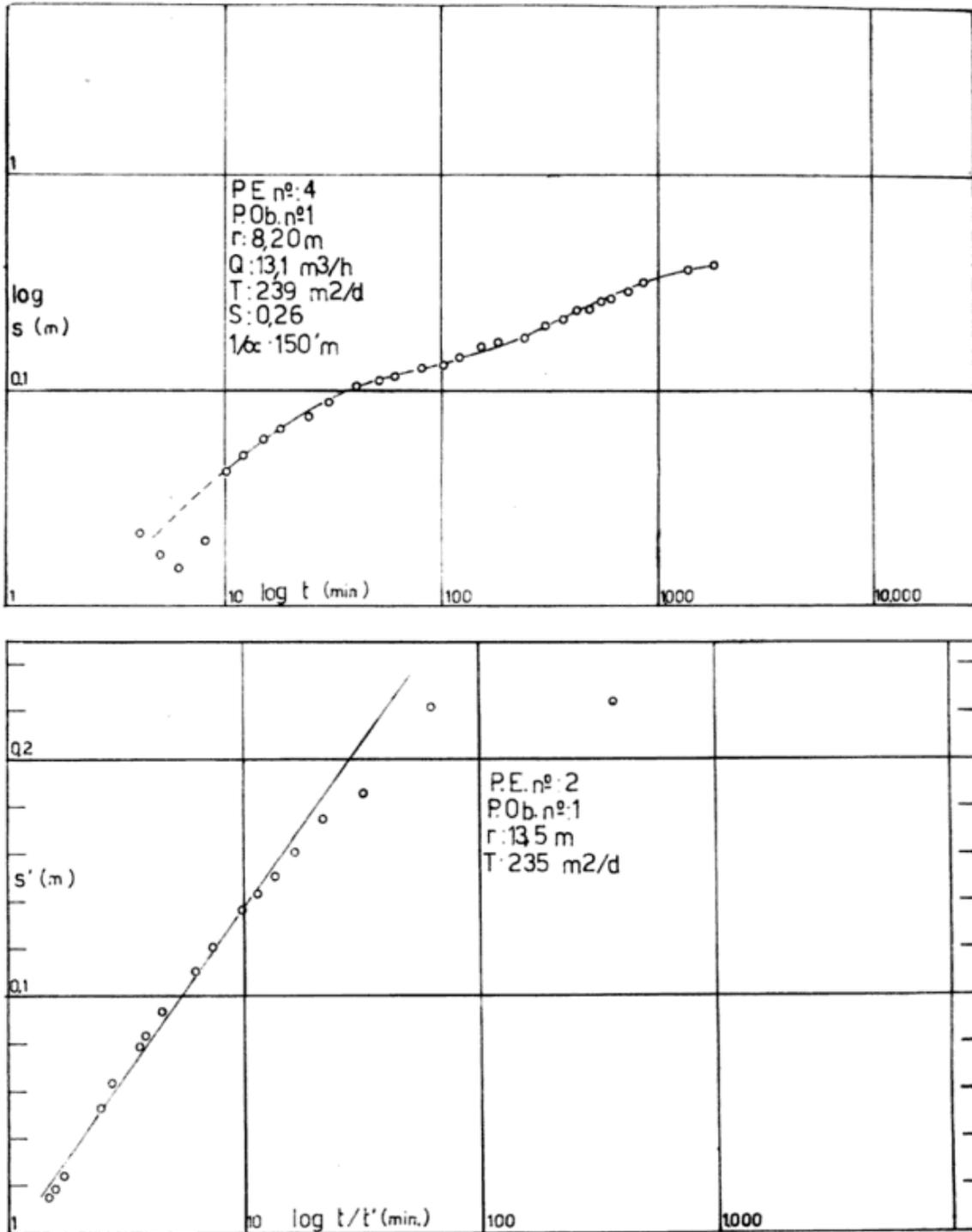


Fig. 7. — Análisis de los datos obtenidos en los ensayos de bombeo empleando los métodos de Boulton y de recuperación de Theis.

Boulton (\*). El valor del rendimiento específico es de 0,13, algo menor al obtenido en el pozo de observación n° 1.

En la prueba del pozo de estudio n° 4, figura n° 7 se repite el fenómeno de drenaje diferido, aumentando ligeramente el valor del rendimiento específico respecto del anterior y creciendo también la transmisibilidad del acuífero que alcanza casi a los 600 metro<sup>2</sup>/día.

Se hace notar que en casi todos los ensayos de recuperación, la transmisibilidad hallada fue menor a la calculada por los métodos de bombeo, lo que se explica por la falta de un buen ajuste de la curva  $s'$ -log.  $t/t'$  en los puntos de inflexión correctos. En los gráficos de recuperación, como por ejemplo el del pozo n° 2, figura n° 7, se observa también el efecto de pozo incompleto en los primeros momentos del ensayo y además una disminución del rendimiento específico puesta de manifiesto cuando la curva corta para un  $s' = 0$ , un  $t/t'$  algo mayor a 1.

### Conclusiones

1. El acuífero estudiado está compuesto por arenas de grano medio escasamente cementadas con carbonato de calcio, depositadas en un ambiente fluvial. Estos sedimentos corresponden a la Formación Río Negro y están ubicados hidroestratigráficamente en la sección Epiparaniana.

\* Valor  $1/\alpha$ , se expresa en minutos y significa el tiempo en que el rendimiento retardado cesa de afectar al descenso del nivel de agua.

2. Se trata de un acuífero libre calificable, según su permeabilidad —278 a 653 metro<sup>2</sup>/día— de baja o ligeramente alta, un rendimiento específico —0,04 a 0,26— homologable a la porosidad eficaz o drenable de arenas finas y medias y con intercalaciones que funcionan hidráulicamente como bordes o límites impermeables.
3. Algunos ensayos de bombeo mostraron un desague parcial del acuífero evidenciado por el fenómeno de drenaje diferido o rendimiento retardado, lo cual pone de manifiesto un acuífero libre con contenido relativamente grande de materia fina o bien la presencia de una capa superior de menor permeabilidad que libera agua con alguna demora y podría determinar un acuífero semi-libre.
4. En el análisis de la recuperación del nivel de agua después del cese del bombeo se ha detectado un efecto de disminución del rendimiento específico causado por compactación del acuífero.

### Agradecimientos

A la Lic. Susana Bidart, que realizó la descripción mineralógica de los sedimentos.

Los trabajos de campo han sido subsidiados por la Subsecretaría de Ciencia y Tecnología (SUBCYT) de la Nación y corresponden al proyecto "Estudio geohidrológico y modelo matemático para la aplicación de drenaje por bombeo en el área de riego del valle inferior del río Colorado".

### Lista de trabajos citados en el texto

- Ahrens, T. P., 1958. *Criterios para el diseño de perforaciones de agua* C.F.I., Buenos Aires.
- Andreis, R., 1965. *Petrografía y paleocorrientes de la Formación Río Negro*, U.N.L.P., La Plata.
- Butler, S. S., 1957. *Engineering Hydrology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.
- Custodio, E. y M. R. Llamas, 1976. *Hidrología Subterránea*, Edit. Omega, Barcelona.
- Edison Consult, S.A., 1967. *Estudio técnico económico y social. Valle bonaerense Río Colorado. Primera Fase. I* CORFO, Río Colorado.
- Friedman, G. M., 1967. *Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands*. Jour. Sed. Petr. 37 (2).
- Kruseman, G. P. y N. A. De Ridder, 1975. *Análisis y Evaluación de los datos de ensayos por bombeo*. (I.I.L.R.) Internac. Inst. for land Reclamation and Improvement. Wageningen, Holanda.

Sala, J. M. y otros, 1974. *Contribución al mapa geohidrológico de la provincia de Buenos Aires (Escala 1:500.000). Zona de Bahía Blanca y Nordopatagónica.* DYMAS, La Plata.

Zambrano, J. J., 1980. *Comarca de la Cuenca Cretácica.* Geol. Arg. Acad. Nac. Cienc. Córdoba. II.

Recibido: 5 de octubre, 1982.

Aprobado: 15 de junio, 1983.

A. G. BONORINO

GUILLERMINA T. ALVAREZ

Departamento de Cs. Naturales, Sector Geología  
Universidad Nacional del Sur  
8000 Bahía Blanca.

**PRIMERAS JORNADAS RIOCUARTENSES SOBRE  
GEOLOGIA DEL CUATERNARIO**

A realizarse en el mes de noviembre en la Universidad Nacional de Río Cuarto. Para informes, dirigirse al coordinador, licenciado Mario P. Cantú, Universidad Nacional de Río Cuarto, Departamento de Geología, Estafeta N° 9, 5800 Río Cuarto, Córdoba. TEL. 0586-24616/23821, int. 98.

## FOSFATOS SEDIMENTARIOS MARINOS RADIOACTIVOS EN LA FORMACION SALAMANCA (TERCIARIO INFERIOR) PROVINCIA DEL CHUBUT

OTTO MASTANDREA, HECTOR A. LEANZA, CARLOS A. HUGO y CARLOS J. J. OBLITAS

### Resumen

En este trabajo se describe por primera vez la presencia de fosfatos sedimentarios marinos radioactivos en la facies proximal de la Formación Salamanca (Terciario inferior-Daniano) situada en el área del Zanjón de Lema (44° 55' lat. sur - 65° 58' long. oeste), provincia del Chubut, República Argentina.

Se reconocieron tres niveles portadores de fosfatos radioactivos, a saber: *Nivel I*: 0,10 m - 8,9 % a 26,4 % de P205 - 1500 a 10.000 cps; *Nivel II*: 0,25 m - 16,5 % a 29,2 % de P205 - 110 cps; *Nivel III*: 0,15 m - 9,2 % a 17,1 % de P205 - 260 cps. En la composición mineral de estos fosfatos radioactivos intervienen distintas proporciones de colofano y soddyta con cantidades subordinadas de pirolusita, goethita, magnetita y ópalo.

En base a aspectos bioestratigráficos se presupone para estas anomalías un paleoambiente cercano a la costa donde prevalecían condiciones de paleoclima subtropical húmedo. Se efectúan algunas consideraciones sobre la génesis de estos fosfatos radioactivos.

### Introducción

Los fosfatos sedimentarios radioactivos que se describen en esta contribución fueron descubiertos en mayo de 1980 por dos de los autores (O.M. y C.J.J.O.) mientras efectuaban una prospección específica en el área de sedimentación de las Formaciones Salamanca y Río Chico, en la región oriental de la provincia del Chubut, para los fines del Plan Fosforita del Servicio Minero Nacional. Más precisamente, las anomalías detectadas están situadas en el área conocida como Zanjón de Loma (44°55' de latitud sur y 65°58' de longitud oeste), comarca situada a unos 30 kilómetros al suroeste de Camarones, por el camino para automotor que une a esta localidad con Bahía Bustamante (ver fig. 1).

Dada la alta radioactividad de los indicios fosfáticos (hasta 10.000 cps), el Plan Fosforita dio cuenta de este hallazgo a la Comisión Nacional de Energía Atómica, remitiéndose al mismo tiempo varias mues-

### Abstract

The occurrence of marine sedimentary radioactive phosphates in the proximal facies of the Salamanca Formation (Early Tertiary Danian) in the Zanjón de Lema area (44° 55' south - 65° 58' west), province of Chubut, Argentine Republic, are reported in this paper for the first time.

Three different levels of radioactive phosphates were recognized as follows: Bed I: 0,10 m - 8,9 % to 26,4 % P205 - 1500 to 10.000 cps; Bed II: 0,25 m 16,5 % to 29,2 % P205 - 110 cps; Bed III: 0,15 m - 9,2 % to 17,1 % P205 - 260 cps. In the mineral composition of these radioactive phosphates colophane and soddyte were recognized, with subordinate quantities of pirolusite, goethite, magnetite and opal.

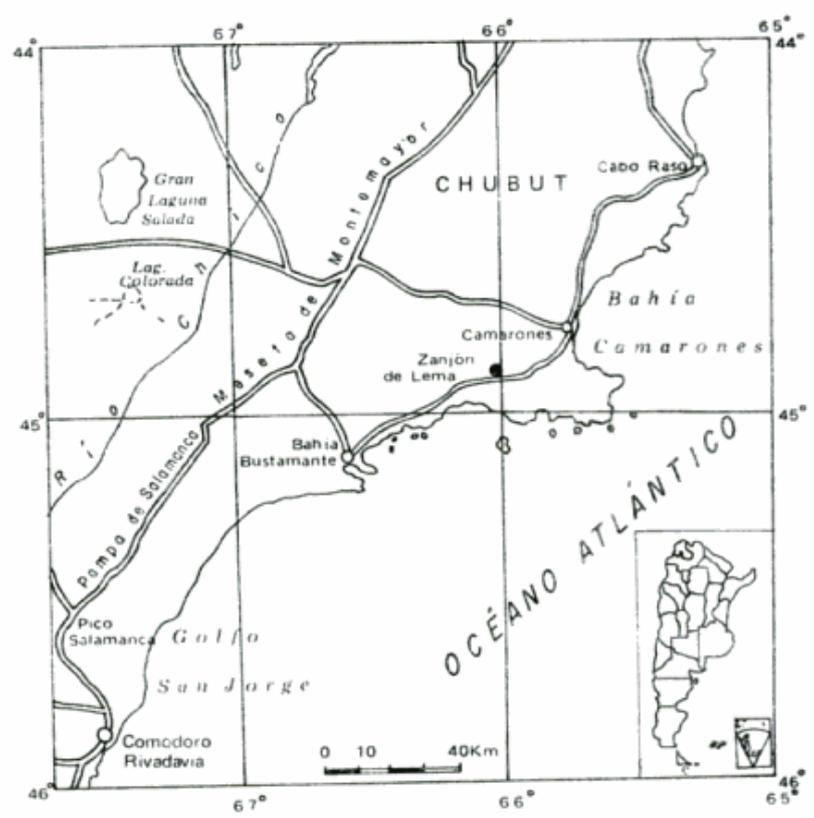
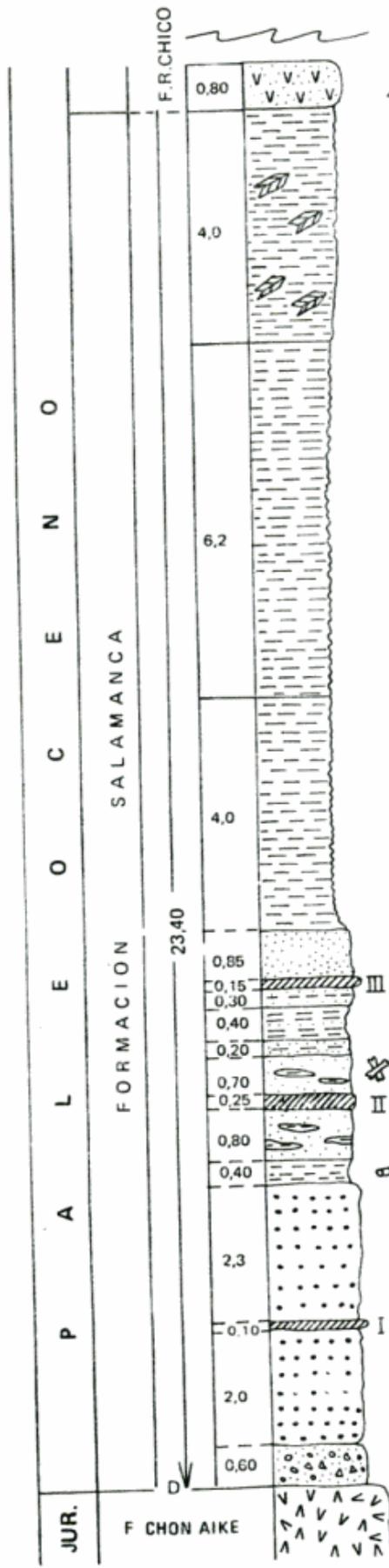
On the basis of biostratigraphical aspects it is suggested for these anomalous beds a near-shore marine paleoenvironment where conditions of very humid subtropical climate have prevailed. Some considerations dealing with the genesis of these radioactive phosphates are also made.

tras en las que la citada Repartición determinó la presencia de soddyta, colofano, magnetita, goethita, pirolusita y ópalo (cf. Saulnier, 1981).

Si bien la relación Uranio/Fosfato es ampliamente empleada en todo el mundo para la prospección indirecta del último elemento (cf. Mc Kelvey y Nelson, 1950; Davidson y Atkin, 1953; Notholt, 1967), en la República Argentina recién en los últimos años se comenzó con este práctico método. Por ser este el primer hallazgo efectuado en el país utilizando esa metodología y considerando, además, la importancia económica de los minerales citados, es que se estima oportuno dar a conocer el descubrimiento efectuado en el Zanjón de Lema, el que, indudablemente, va a orientar favorablemente en la prospección ulterior de rocas fosfáticas en el área de sedimentación de las Formaciones Salamanca y Río Chico.

SECCIÓN ESTRATIGRAFICA ZANJÓN DE LEMA

PROV DEL CHUBUT



REFERENCIAS

- Areniscas tobáceas
- Arcilitas con yeso
- Arcilitas
- Limolitas
- Areniscas finas
- Areniscas gruesas
- Conglomerados
- Porfiritas
- Niveles fosfáticos
- Vertebrados fósiles
- Troncos fósiles



## Estratigrafía

En la figura 1 se reproduce la sección estratigráfica de las sedimentitas aflorantes en el área del Zanjón de Lema que, en conjunto, suman 24,20 metros de espesor. Este paquete sedimentario ha sido referido por Camacho (1979: 17) como Estratos del Zanjón, denominación que según nuestra concepción resulta impropia, ya que en el mismo es posible reconocer sedimentitas que pueden atribuirse sin dudas a las Formaciones Salamanca (Ihering, 1903 *nom. subst.* Lesta y Ferello, 1972) y Río Chico (Simpson, 1933). Coincidentemente Flores (1956) había ya descrito anteriormente en el Zanjón de Lema a los 10 metros basales de la sección que nos ocupa como pertenecientes a la Formación Salamanca y los restantes, incluyendo el Banco Negro Inferior que es fácilmente reconocible, fueron atribuidos por el mismo autor a la Formación Río Chico, siguiendo la concepción de Feruglio (1949). Por nuestra parte, seguimos considerando al Banco Negro Inferior como perteneciente a

la Formación Salamanca aplicando el principio de prioridad pues, como es sabido (*cf.* Andreis *et al.*, 1975; Hugo *et al.*, 1981); Simpson, (1935: 7) estableció el límite entre ambas Formaciones constituido por el techo de una psamita amarillenta, pardo verdosa, con gránulos de glauconita, que yace por encima del citado nivel guía, que por lo tanto queda incluido en la Formación Salamanca. En el área de Zanjón de Lema, la Formación Salamanca apoya sobre vulcanitas de la Formación Chon Aike a través de un conglomerado basal en marcada discordancia angular y el exiguo espesor que ostenta responde indudablemente a la posición de borde de cuenca de la mencionada localidad, la que prácticamente constituye un punto de regulación paleogeográfica del borde del mar salamanqueano, al premanecer vastos sectores adyacentes de la Formación Chon Aike seguramente emergidos aún en el Terciario inferior (*cf.* Lesta y Ferello, 1972).

A continuación se describen las características litológicas de la sección estratigráfica del Zanjón de Lema de arriba hacia abajo:

*Formación Río Chico* - espesor parcial: 0,80 m.

Capa q - 0,80 m: areniscas tobáceas de grano fino, gris claras, con superficies de meteorización blanquecina, que alojan concreciones silíceas amarillentas de pequeño porte.

## CONCORDANCIA

*Formación Salamanca* - espesor total: 23,4 m.

- Capa p - 4,0 m: arcilitas muy diagenizadas gris verdosas amarillentas, con formas tubulares de composición similar. El conjunto aloja venillas y rosetas de yeso.
- Capa o - 6,20 m: arcilitas gris oscuras a negras, poco diagenizadas, en parte carbonosas. Presencia de venillas de yeso.
- Capa n - 4,0 m: arcilitas gris claras a gris oscuras, más diagenizadas, menos carbonosas y menos yesíferas que de las capa o.
- Capa m - 0,85 m: arenisca glauconítica gris verdosa clara, de grano fino, feldespática, con restos de espículas de esponjas con oquedades rellenas de zeolitas y arcilitas. El conjunto se halla interstratificado con bandas arcillosas de naturaleza ferruginosa.
- Capa l - 0,15 m: (= nivel III) arcilitas ferruginosas con concreciones fosfáticas ferruginosas. A grano suelto se reconocen espículas de esponjas, diatomeas circulares y trizas de vidrio, todas ellas aglutinadas por material collofánico.
- Capa k - 0,30 m: areniscas gris verdosas alternadas con arcilitas de la misma tonalidad.
- Capa j - 0,50 m: limolitas y arcilitas verde claras, ferruginosas, dispuestas en alternancia, finalmente laminadas.
- Capa i - 0,20 m: areniscas gris verdosas, de grano fino, muy laminadas.
- Capa h - 0,70 m: areniscas gris verdosas, con intercalaciones de arcilitas de la misma tonalidad que hacia la base se tornan más predominantes. En este nivel se hallaron restos de *Eocaiman sp.*, vértebras de peces y placas de quelonios.
- Capa g - 0,25 m: (= nivel II). Arcilitas gris verdosas, plásticas que contienen nódulos fosfáticos de unos pocos centímetros de diámetro hasta 0,05 m de diámetro mayor, con superficies pulidas y redondeadas, de tonalidades pardo clara a oscura, constituida principalmente por collofano y óxido de hierro. Algunos clastos contienen restos de huesos no determinados, y menor cantidad de otros de naturaleza silícea. Acompañan al collofano, pirusita y goethita.
- Capa f - 0,80 m: limolitas verde amarillentas con lentes arcillosos muy ferruginosos.

- Capa e - 1,45 m: arcilitas gris oscuras alternadas con limolitas y areniscas gris verdosas con estratificación entrecruzada, muy ferruginosas con numerosos restos de troncos fósiles de mediano porte.
- Capa d - 2,30 m: areniscas gris verdosas, de grano mediano a grueso levemente conglomerádicas pasando a verde amarillentas en su parte superior, en parte con estratificación entrecruzada. Se observan tubos de vermes.
- Capa c - 0,10 m: (= nivel I). Cuerpos crecionales de pocos centímetros hasta más de 0,30 m de diámetro mayor, los cuales se alojan en areniscas glauconíticas de tonalidad verde oscura. Son pardo-claros y presentan superficie de alteración pardo amarillenta. Son altamente radioactivos, habiéndose determinado collofano y soddyta.
- Capa b - 1,0 m: areniscas de grano mediano, verdosas, algo ferruginosas en parte con estratificación laminar, en algunos sectores muy glauconíticas. Contienen algunas concreciones fosfáticas esparcidas, de unos 0,03 m de diámetro.
- Capa a - 0,60 m: arenisca calcárea, de grano grueso en parte conglomerádica y brechosa, que encierran clastos angulosos de la Formación infrayacente. El conjunto es de tonalidad gris verdosa.

#### DISCORDANCIA

*Formación Chon Aike:* Vulcanitas, porfiritas, brechas y tobas constituyendo una asociación volcánico-sedimentaria, de tonalidad general pardo-violácea.

Las capas o y n del perfil que se acaba de describir corresponden al Banco Negro Inferior. Las arcillas de este banco fueron determinadas por difracción de rayos X y Análisis Térmico Diferencial como montmorillonita acompañada de plagioclasa. La capa p equivale posiblemente a la capa e de Simpson (1935) en el perfil de Cerro Redondo, área de Puerto Visser.

#### Posición estratigráfica, características físicas y distribución de las anomalías

Las anomalías fosfáticas se encuentran distribuidas en la fracción glauconítica de la Formación Salamanca, pudiendo reconocerse 3 distintos niveles, cuyos espesores, leyes en  $P_2O_5$  y radioactividad en cuentas por segundo (cps), teniendo como cuenta de fondo 66 cps, se expresan a continuación:

*Nivel I:* espesor 0,10 m - 8,9 % a 26,4 %  
 $P_2O_5$  - 1.500 a 10.000 cps.

*Nivel II:* espesor 0,25 m - 16,5 % a 29,2 %  
 $P_2O_5$  - 110 cps.

*Nivel III:* espesor 0,15 m - 9,2 % a 17,1 %  
 $P_2O_5$  - 260 cps.

El nivel I, que estratigráficamente ocupa la posición más baja (ver fig. 1), se destaca del resto de las sedimentitas por su mayor dureza, traducida en una suerte de planchón mineralizado que en el área del Zanjón de Lema tiene una superficie aflorante de unos 10 m<sup>2</sup> y potencia de 0,10 m. El mineral consiste en cuerpos concrecionales cuyos tamaños oscilan desde pocos centímetros hasta

más de 0,30 m de diámetro, los cuales se alojan en areniscas glauconíticas de tonalidad verde oscura. Estas concreciones exhiben megascópicamente una superficie de meteorización de tonalidad pardo amarillenta, mientras que en cortes frescos presentan aspecto masivo y color pardo claro, con características venillas de alteración blanquecinas típicas del fosfato. Este nivel exhibe una alta radioactividad, que en algunos lugares superó las 10.000 cps, excediendo la escala máxima del scintilómetro Mc Phar TC 33A que dispone el Plan Fosforita. En el área del Zanjón de Lema el nivel I fue observado en una superficie de 1 km<sup>2</sup> con una proporción aproximadamente de concreciones fosfáticas que ocupan desde 2,5 % al 5 % de esa superficie. En una barranca de un cañadón situado a 2.000 m al sur del Puesto Este de la estancia La Isabel se observaron areniscas glauconíticas verdes con lentes constituidos por areniscas más duras de la misma tonalidad, algo calcáreas, con potencia máxima de 0,10 m y largo promedio de 2 m que contienen nódulos fosfáticos radioactivos con hasta el 15,8 % de  $P_2O_5$  en posición estratigráfica similar al nivel I.

El estudio mineralógico de muestras de este nivel remitido a la CNEA fue realizado por M. E. Saulnier (1981) quien determinó la presencia de un mineral de uranio conocido como soddyta [(UO<sub>2</sub>)<sub>5</sub> (SiO<sub>4</sub>)<sub>2</sub> (OH)<sub>2</sub> · SH<sub>2</sub>O].

En asociación con soddyta, la citada investigadora determinó asimismo la presencia de collofano, magnetita, pirolusita, goethita y ópalo.

El nivel II se encuentra estratigráficamente 3,50 m más arriba del nivel I, y con-

siste en nódulos diseminados en 0,25 m de arcillitas gris verdosas, plásticas. En contraposición con el nivel I, los nódulos presentan superficies pulidas y redondeadas, exhibiendo escasa radioactividad que apenas supera el doble de la cuenta de fondo. El aspecto exterior de estos nódulos hace suponer que ellos pudieran haber surgido por medio de un mecanismo propio de un ambiente de llanura de marea (tidal flat) evidenciado por las características bioestratigráficas del perfil. Asimismo dada la similitud de estos nódulos con respecto a aquellos del nivel I, se puede inferir que el origen de los mismos provendría del retrabajado del nivel I. En el nivel II se han determinado restos de huesos fósiles en menor cantidad que otros de naturaleza silíceo. Mineralógicamente, se estableció la existencia de colofano, pirolusita y goethita.

El nivel III, situado estratigráficamente 1,70 m por encima del anterior (ver fig. 1), está constituido por 0,15 m de arcillitas ferruginosas que alojan concreciones fosfáticas también ferruginosas. Una de ellas exhibe el aspecto de una concreción aplanada en el sentido de la estratificación y tiene 0,02-0,03 m de espesor con un largo de más de 2 m, arrojando un tenor de 17,1 % de  $P_2O_5$ , con una radioactividad baja que no superó las 260 cps. Este nivel no habría sufrido un proceso de redepositación, como en el caso del nivel II sino que aparentemente guarda su posición original.

#### Ambiente de sedimentación, tipo y origen de los fosfatos radioactivos.

Numerosos son los estudios que permiten inferir acerca de las condiciones paleoambientales imperantes durante el Paleoceno en el área de sedimentación de la Formación Salamanca. El hallazgo en Zanjón de Lema de *Eocaiman* (Gasparini, 1982), vértebras de peces y placas de quelonios denotan un paleoambiente muy húmedo, de tipo estuárico-pantanosos con temperaturas de carácter tropical a subtropical. En base a aspectos paleoflorísticos, Petriella y Archangelsky (1975) reconocen que durante el Paleoceno existió una región costera, bañada por un mar playo, de aguas cálidas, con cordones litorales y albuferas en las que se reconocen comunidades vegetales de 1) pantano; 2) selva pluvial; 3) manglar (costanera). A esta zona llegaban cursos fluviales que formaban estuarios y/o deltas que inundaban las tie-

rras bajas, donde tortugas y cocodrilos encontraban condiciones propicias para su desarrollo. Asimismo, los citados autores presuponen que la región que nos ocupa debió encontrarse en el Paleoceno a una latitud aproximada a los 30° de latitud sur, exhibiendo un clima subtropical húmedo. Bertels (1975), a su vez, también con referencia al mar salamanquense, concluye que las condiciones paleoecológicas dominantes fueron las de un mar transgresivo-regresivo, correspondiendo, en el área de Puerto Visser, el mayor espesor de la secuencia a la facies regresiva. Para esa localidad presupone una máxima profundidad de aguas de 100 metros, disminuyendo esta progresivamente y experimentando fluctuaciones en los niveles superiores. Es evidente que para la comarca de Zanjón de Lema la profundidad de las aguas debió ser aún sensiblemente menor, correspondiente a un típico ambiente estuárico-pantanosos.

Por su forma de vacancia, características, relaciones estratigráficas y ambiente de sedimentación estos fosfatos puede considerarse que corresponden al tipo de depósitos asociados a plataformas estables con sedimentos de llanuras costeras (coastal plain sediments - cf. Notholt, 1967). Este tipo de litofacies está caracterizada mundialmente por los parámetros siguientes: 1) hábito nodular, 2) invariable asociación con glauconita, 3) frecuente retrabajado de los nódulos, 4) frecuente presencia de óxido férrico, 5) tonalidad castaño clara a oscura, y 6) presencia de conglomerados basales o intraformacionales.

En Zanjón de Lema los fosfatos presentan un característico hábito nodular y están asociados con la fracción glauconítica de la Formación Salamanca. Los minerales arcillosos asociados con esta litofacies corresponden invariablemente a montmorillonita, no habiéndose detectado la presencia de attapul-gita que también suele presentarse en asociación en otras partes del mundo. Asimismo, el retrabajado de nódulos fosfáticos es común en el Nivel II como lo indica la considerable diversidad de tamaño y forma con superficies altamente pulidas de los mismos. La tonalidad de los nódulos es castaño clara a oscura, conteniendo los mismos frecuentemente óxido férrico diseminado en variables proporciones. Finalmente, también puede mencionarse como similitud la presencia de un conglomerado transgresivo basal que permite apoyar a la Formación Salamanca en discordancia angular sobre las vulcanitas de la Formación Chon Aike.

El origen de esos curiosos fosfatos radioactivos no puede ser explicado satisfactoriamente en términos de la teoría de "upwelling" dado que la litofacies indica obviamente que se trata de depósitos originados en aguas muy poco profundas, con un máximo de algunas decenas de metros o menos, como lo demuestran los estudios paleoambientales ya mencionados, y probablemente mal conectadas con mar abierto. Para este tipo de depósitos se postuló un origen en el que tienen cabida tanto la presencia de extensas regiones pantanosas, llanuras de marea, como así mismo la interacción del nivel freático y/o circulación de aguas subterráneas (cf. Brown, 1958). En tal sentido, Adams (1972), para explicar la génesis de ciertos fosfatos cretácico-terciarios de la parte norte y central de la Llanura Costera Atlántica de Estados Unidos de Norte América (Atlantic Coastal Plain) supone que el mar habría alcanzado zonas deprimidas confundiendo en vastos sectores con el nivel de la capa freática, originándose un ambiente de tipo pantanoso ("High Moor Swamp"), donde habrían prevalecido condiciones de bajo pH y eH. Allí habrían tenido lugar reacciones subaéreas donde aguas percolantes descendentes ricas en fosfatos y uranio en solución habrían precipitado donde la actividad catiónica fue lo suficientemente alta como para formar nuevos minerales. Es posible que un proceso de similares características debió haber tenido lugar en el caso de Zanjón de Lema.

La relación entre el fosfato y el uranio es un hecho ampliamente conocido en el mundo entero (cf. Mc Kelvey y Nelson, 1950; Mc Kelvey, 1955; Davidson y Atkin, 1953) pero el origen del uranio en esa litofacies es bastante difícil de dilucidar. Si bien en rasgos generales puede señalarse que a un mayor tenor de fósforo corresponde un mayor tenor de uranio, no existe una constante general y es necesario determinar esa relación para cada yacimiento y aún para sectores dentro de un mismo yacimiento.

Mc Kelvey y Nelson (1950) consideran que la sustitución de uranio por calcio puede

tener lugar durante o en cualquier tiempo después de la precipitación del fosfato, lo cual explicaría la imposibilidad de establecer la constante fosfato/uranio ya mencionada. En consecuencia, la cantidad de uranio en el fosfato estaría en función de la concentración de uranio en el agua de mar en el tiempo de la depositación de fosfato, o bien ser la consecuencia del tiempo de exposición de las partículas fosfáticas a las soluciones portadoras de uranio. En tal sentido, no debe dejar de ser tenida en consideración la proximidad de las vulcanitas de la Formación Chon Aike que, aparentemente, poseen algunas superficies meteorizadas con apreciable contenido de apatita y uranio que pudieron ser la fuente original, previo transporte en solución, del mineral detectado en Zanjón de Lema. De cualquier modo, de acuerdo con los elementos de juicio disponibles no es posible por el momento discernir si el mineral radioactivo del Zanjón de Lema asociado con fosfatos se originó concomitantemente con los mismos, o bien se generó a raíz de la circulación de soluciones portadoras que actuaron con posterioridad a la sedimentación, interrogante que queda abierto a investigaciones futuras.

### Agradecimientos

El Dr. Juan C. Riggi (Servicio Geológico Nacional - CONICET) realizó determinaciones a grano suelto y tuvo a su cargo la lectura crítica del manuscrito.

Los autores agradecen a la Lic. M. E. Saulnier (Comisión Nacional de Energía Atómica) las determinaciones mineralógicas y a la Dra. Zulma Gasparini (Universidad de La Plata) la clasificación de los restos de vertebrados coleccionados. La Sra. Inés López Pardo (Servicio Geológico Nacional) tuvo la gentileza de confeccionar la ilustración que acompaña este texto.

A las personas e Instituciones nombradas expresamos nuestro sincero agradecimiento.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Adams, J. K., 1972. *The origin of some phosphatic minerals in coastal plain sediments*. VII For. Geol. Indus. Min., Sp. Publ. 17: 211-216. Tallahassee.
- Andreis, R. N., M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti, 1975. *Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia del Chubut, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 30 (1): 85-103.
- Bertels, A., 1975. *Bioestratigrafía del Paleoceno marino en la provincia del Chubut, República Argentina*. Act. 1er. Congr. Arg. Pal. Bioestrat., II: 271-316.

- Brown, P. M., 1958. *The relation of phosphates to ground water in Beaufort Country, North Carolina*. Econ. Geol. 53 (1): 85-101.
- Camacho, H. H., 1979. *Descripción geológica de la Hoja 47h-48g, Bahía Camarones, provincia del Chubut*. Serv. Geol. Nac., Bol. 153; 1-29.
- Davidson, C. E. y D. Atkin, 1953. *On the occurrence of uranium in phosphate rock*. C. R. 19th Sess. Int. Geol. Congr. Algiers, Secc. II (11): 13-31.
- Feruglio, E., 1949. *Descripción geológica de la Patagonia*. Publ. Esp. Y.P.F. II. Buenos Aires.
- Flores, M. A., 1956. *Perfiles en el Chubutiano y observaciones geológicas en la parte central y norte del Chubut*. Y.P.F. Buenos Aires. Inéd.
- Gasparini, Z., 1982. *Los Crocodylia fósiles de la Argentina*. Ameghiniana, 18 (3-4): 197-205.
- Hugo, C. A., H. A. Leanza, O. O. Mastandrea y C. J. Oblitas, 1981. *Depósitos fosfáticos continentales en la Formación Río Chico (Terciario inferior), provincia del Chubut, Argentina*. VIII Congr. Geol. Arg. IV: 485-495.
- Ihering, H. von, 1903. *Les mollusques des terrains crétaciques supérieurs de l'Argentine orientale*. An. Soc. Cient. Arg., II: 193-231.
- Lesta, P. y R. Ferello, 1972. *Región extrandina de Chubut y norte de Santa Cruz*. Geol. Reg. Arg., A. F. Leanza Dir. y Ed.; 601-653.
- McKelvey, V. E., 1955. *Uranium in phosphate rock*. Proc. Int. Conf. Peaceful Uses Atom. Energy, 6: 499-502.
- McKelvey, V. E. y J. M. Nelson, 1950. *Characteristics of marine uranium bearing sedimentary rocks*. Econ. Geol., 45 (1): 35-53.
- Notholt, A. J., 1967. *Phosphate exploration techniques*. Ec. Com. ECAFE Sem. Bangkok, 1: 20.
- Petriella, B. y S. Archangelsky, 1975. *Vegetación y ambiente en el Paleoceno de Chubut*. 1er. Congr. Arg. Pal. Biostrat., II: 257-270.
- Saulnier, M. E., 1981. *Estudio mineralógico sobre muestras provenientes del Zanjón de Lema, Chubut, remitidas por el Plan Fosforita*. Com. Nac. Ener. Atom., D.E.E. 8-81. Inédito.
- Simpson, G. G., 1933. *Stratigraphic nomenclature of the Early Tertiary of central Patagonia*. Am. Mus. Novitates, 644: 1-13, New York.
- 1935. *Occurrence and relationships of the Río Chico fauna of Patagonia*. Am. Mus. Novitates, 775: 1-29. New York.

Recibido: 2 de diciembre, 1982.

Aceptado: 17 de junio, 1983.

OTTO MASTANDREA

HECTOR LEANZA \*

CARLOS HUGO

CARLOS OBLITAS

Servicio Minero Nacional

Av. Santa Fe 1548, 4º

1060 Buenos Aires.

\* CONICET.

## PETROLOGIA DE UNA METARIOLITA EN LA SIERRA DEL TIGRE, TANDILIA

JORGE A. DRISTAS

### Resumen

Se estudia una metariolita hallada en la sierra del Tigre, Tandilia, confirmando el reciente hallazgo de rocas similares en el cerro Tandileufú, por parte de Lema y Cucchi (1981).

Los análisis mineralógicos, petrográficos, roentgenográficos, químicos, petrofábricos y de inclusiones fluidas indican que, en la deformación de esta roca, intervinieron los mecanismos de "solución de presión" que involucran cambios químicos locales con segregación de sílice, a relativa baja temperatura bajo condiciones de esquistos verdes.

### Introducción

Las rocas ácidas de filón ya reconocidas en Tandilia corresponden a granitos, microgranitos, pegmatitas y aplitas según Teruggi y Kilmurray (1980).

Las rocas objeto del presente estudio, fueron halladas por el autor en septiembre de 1980, en el área de sierra del Tigre, Tandilia. Estas y otras rocas fueron estudiadas en la República Federal de Alemania durante 1981 y parte de 1982, en el marco de un estudio comparativo entre Tandilia y el orógeno de Damara (Namibia), que se encuentra en vías de realización.

De regreso en la Argentina, se pudo conocer la descripción de rocas semejantes en el cerro Tandileufú (San Luis) y el cerro Albión, por parte de Lema y Cucchi (1981).

El presente estudio da a conocer la presencia de rocas similares a las mencionadas por dichos autores en otra área de Tandilia, así como también, trata de explicar los fenómenos deformativos sufridos por las mismas, condiciones de la deformación, composición mineralógica y química de la roca, etc.

Este trabajo estuvo auspiciado por el Grupo de Trabajo N° 9 del CAPLI (Comité Argentino para el Programa de la Litósfera).

### Abstract

A metarhyolite founded in Sierra del Tigre, is studied. This finding confirms the recent one of similar rocks in Tandileufú Hill, carried out by Lema and Cucchi (1981).

The mineralogical, petrographic, roentgenographic, chemical, petrofabric and fluid inclusions analysis indicated that the "pressure solutions" mechanisms controled the deformation of the rock, which involucred local chemical change with silica segregation, at relative low temperature under greenschist facies.

### Ubicación y yacencia

El camino que partiendo de la avenida Don Bosco de la ciudad de Tandil, corta a la sierra del Tigre aproximadamente en su parte media, permite reconocer uno de los afloramientos estudiados, figura 1. Este afloramiento expone un dique de unos 10 m de espesor con rumbo N56° O y buzamiento vertical, que se continúa por más de 700 m en dirección NO y en los últimos tramos toma rumbo ONO con buzamiento NE.

Este cuerpo coincide con la dirección de foliación regional de rumbo E-O que Te-

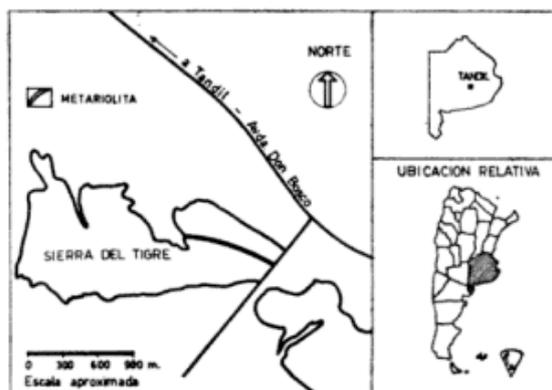


Fig. 1. — Mapa de ubicación

ruggi et al. (1973), denominaron dominio A.

Los contactos entre la roca de caja y la roca estudiada son netos y bien definidos. En el corte del camino, la roca de caja es de composición granodiorítica; en el contacto sur está más deformada siendo por ello de grano más fino y con mayor recristalización de cuarzo, lo que la hace más tenaz. En el contacto norte la roca de caja tiene grano mayor, es más friable y se puede reconocer mejor su textura original, quedando como relictos algunos granos euhedrales de plagioclasa, de hasta 2,5 mm de largo.

En los contactos, en las rocas de caja vecinas a los mismos y dentro de la roca estudiada se observan venas de cuarzo paralelas a la foliación y además, silicificación, lo que indicaría algún tipo de segregación.

Dentro del dique y en el afloramiento antes mencionado, hay una zona de mayor deformación en la que existen muchos menos fenocristales, algunos de los cuales se agrupan bajo la forma de lentes paralelos a la foliación.

### Descripción mineralógica y petrográfica

*Textura:* la roca tiene una clara textura porfírica relictica, representada por fenocristales de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita (reemplazada por clorita) y allanita, los que orientan su eje mayor paralelo a la foliación. El cuarzo a diferencia de otros fenocristales tiene un comportamiento más dúctil y forma invariablemente lentes de hasta 5 mm de largo o más, con marcada extinción ondulosa, Lám I, figura 2.

La pasta está formada por pequeños cristales elongados de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, Lám. I, figura 3. El cuarzo tiene escasa o nula extinción ondulosa, el feldespato potásico está inalterado y presenta maclas de Carlsbad combinada con Albita-Periclino. La plagioclasa es albita maclada según ley de Albita.

*Feldespato potásico:* Son los mayores fenocristales de la roca llegando a medir 5 mm de largo. A pesar de la deformación sufrida por la roca los fenocristales conservan, normalmente, formas euhedrales y

maclas típicamente ígneas tales como las de tipo Baveno, Manebach o combinación de ambas, Lám. I, figura 2. Mas raramente se observa la macla de Carlsbad.

Como indican las figuras 2 y 3 (Lám. I) algunos fenocristales de feldespato potásico muestran senos de corrosión y zonación, lo que indicaría un origen volcánico y subvolcánico para la roca en estudio.

La observación microscópica en detalle de algunos fenocristales permite reconocer la presencia del fino maclado Albita-Periclino, principalmente en las secciones paralelas a (001), Lám. I, figura 4.

Los fenocristales de feldespato potásico se elongan normalmente según el eje *a* y tienen las siguientes características ópticas:

$$2V_x = 73^\circ (67-81)$$

Plano óptico paralelo a (001)

Extinción recta o casi recta en las secciones paralelas a (100).

El estudio estructural de los fenocristales de feldespato potásico por medio del método de difracción de rayos X de acuerdo a la técnica de los tres picos, propuesta por Wright (1968), indicó que el mineral estudiado corresponde a un "microclino de máxima" (maximum microcline), figura 5. Por otra parte comprobó la presencia de una fase sódica ya identificada ópticamente como oligoclasa cálcica, exuelta micropertíticamente, la que muchas veces se ordena a lo largo de los clivajes (001) y (010) dando una textura "tablero de ajedrez" en los fenocristales de feldespato potásico.

Tampoco es rara la presencia de mirmequitas y oligoclasa cálcica exuelta pertíticamente asociadas a inclusiones de cuarzo sin deformación, dentro de los fenocristales de feldespato potásico, tal como puede verse en la Lám. I, figura 6.

Según Smith (1974) y desde un punto de vista ortodoxo, el desarrollo de la macla Albita-Periclino en un feldespato potásico, incluiría los siguientes puntos:

- 1) Esta macla deriva siempre de un cristal monoclinico precursor.
- 2) El desarrollo de la macla es favorecido por esfuerzos cizallantes, cataclasis y procesos de nucleación en los límites de los granos.
- 3) La exolución de plagioclasa y quizás otros minerales, incluyendo cuarzo, ocurre simultáneamente.

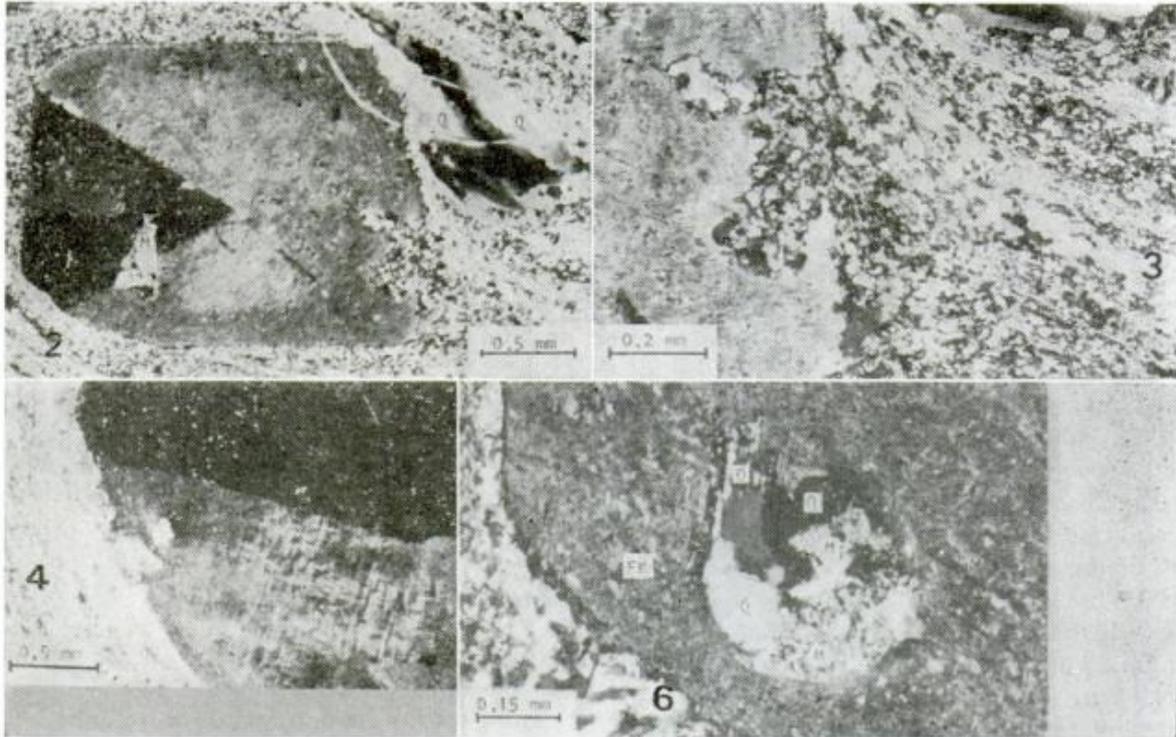


Lámina I.—Fig. 2: Macla en cuña de una macla de Manebach (horizontal) y dos maclas de Baveno (a  $45^\circ$ ), sección (100 : M: mirmequita, Q: cuarzo. Nótese la zonación en el borde del fenocristal y el seno de corrosión, en el sector inferior derecho. Fig. 3: Seno de corrosión un fenocristal de feldespato potásico. Nótese que los granos incluidos en el mismo carecen de la elongación que presentan los de la pasta. Fig. 4: Desarrollo de maclas Albite-Periclino y Carlsbad en un fenocristal de feldespato potásico. Sección (001). Con analizador. Fig. 6: FK: fenocristal de feldespato potásico, Q: inclusiones de cuarzo, O: oligoclasa cálcica pértitica, M: mirmequita. Con analizador.

Estas consideraciones explicarían la presencia de maclas según Albite-Periclino en el feldespato potásico, que originalmente fue monoclinico (sanidina u ortosa), como consecuencia de los esfuerzos deformacionales y además, la existencia de oligoclasa cálcica exuelta micropertíticamente, inclusiones de cuarzo y mirmequitas.

En la zona de mayor deformación del dique, donde el número de fenocristales se reduce, éstos poseen fracturas con algún desplazamiento generalmente rellenas con cuarzo, indicando que el feldespato potásico tiene en esta zona un comportamiento no dúctil, formando verdaderos fenoclastos.

En algunos fenocristales de feldespato potásico puede notarse un borde de reacción de microclino, que a diferencia del feldespato original transformado en microclino es límpido, carece de deformación y se presenta normalmente maclado según Albite-Periclino, Lám. II, figuras 7 a y b. También puede tener un maclado asimétrico con desigualdades en las unidades Albite y Periclino, así como inclusiones líquidas.

El cristal original transformado en microclino y el borde de reacción están en continuidad óptica, por lo que los sistemas de macla de ambas partes se corresponden exactamente.

El teñido de los cristales de feldespato potásico con cobaltonitrito de sodio da po-

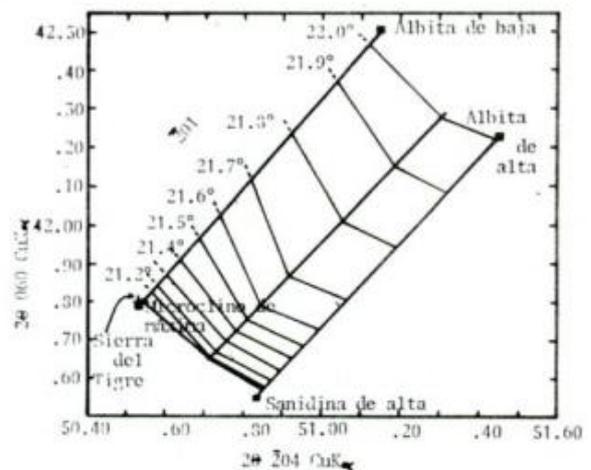


Fig. 5.—Caracterización estructural del feldespato potásico por el método de los tres picos, 060, 204 y 201, según Wrigth (1968).

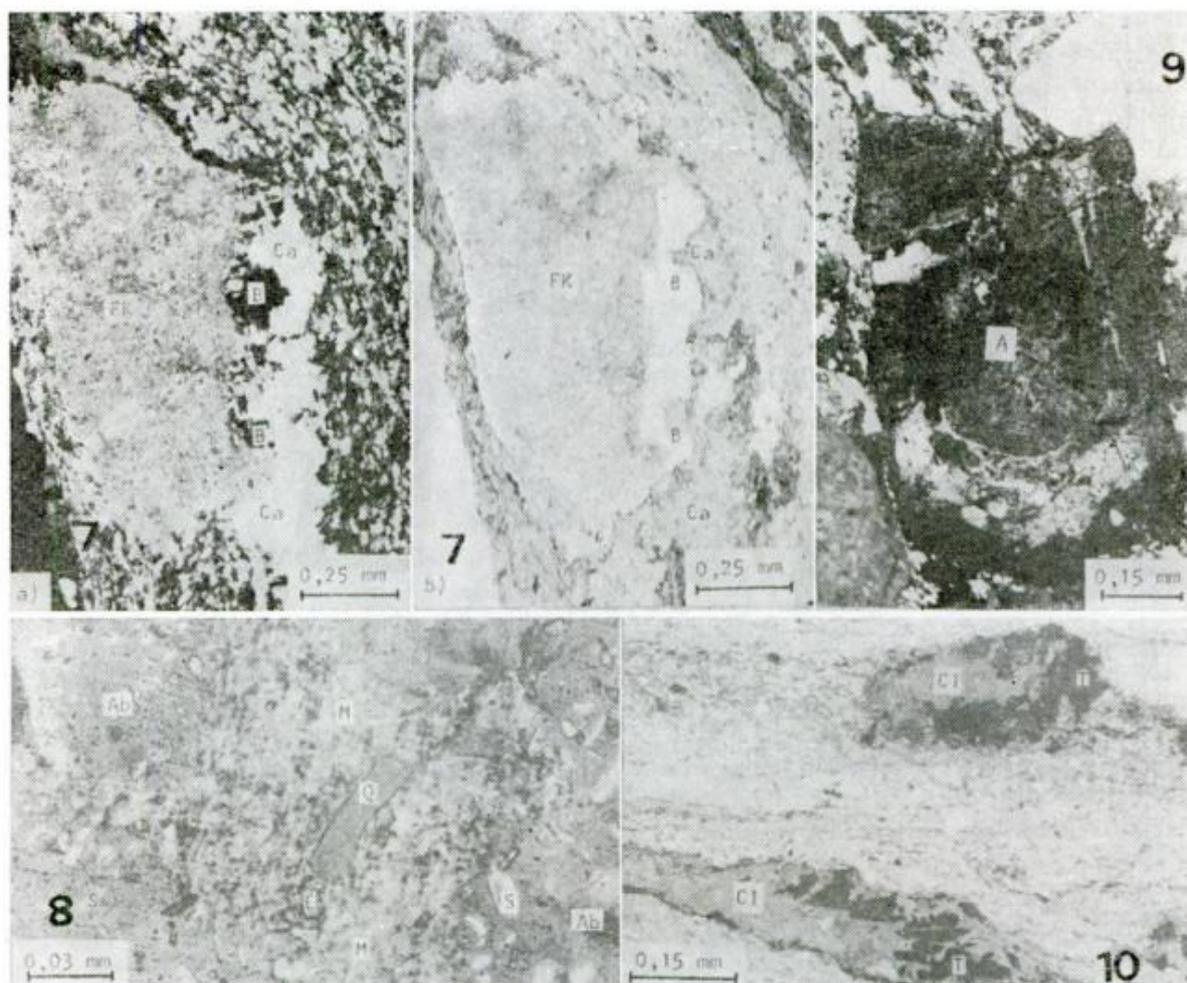


Lámina II.—Fig. 7. a) FK: fenocristal de feldespato potásico, B: borde de reacción, Ca: Calcita. Con analizador. b) el mismo fenocristal, sin analizador. Fig. 8. Ab: fenocristal de albita alterado. S: sericita (paragonita?), M: zona de microclinitización, Q: cuarzo, E: epidoto cálcico. La presencia de sílice asociada a la solución potásica reemplazante estaría vinculada a la solubilidad de la misma, bajo las condiciones del metamorfismo dinámico. Fig. 9. A: sección transversal de un fenocristal de allanita. La parte inferior izquierda está fracturada. Fig. 10: T: titanita, Cl: Clorita. Agregado de clorita y titanita reemplazando a la biotita original. Sin analizador.

sitivo y no existe ninguna diferencia de índice de refracción en el contacto entre ambos sectores del grano.

**Plagioclasa:** los fenocristales de este mineral llegan a medir 4 mm de largo y están maclados según Albita o más raramente, según la combinación Albita-Periclino. Algunos cristales presentan extinción ondulosa así como deformación del plano de macla e incluso fracturas, lo que indica un comportamiento mucho más frágil que el cuarzo.

Los fenocristales tienen las siguientes características ópticas:

Índice  $x^l <$  al bálamo  
 $2V_z = 78^\circ (\pm 1^\circ)$   
 Índice  $z^l \leq$  al bálamo

La composición calculada a partir del

método del ángulo máximo de extinción simétrica es  $Ab_{95}$ , el valor del ángulo  $2V$  expresado más arriba, confirma aproximadamente esta composición. Los pequeños cristales de la pasta tienen una composición similar, se presentan siempre frescos y sin evidencias de deformación, lo que indicaría su recrystalización.

A diferencia de los fenocristales de feldespato potásico, los de plagioclasa se encuentran siempre parcialmente reemplazados por sericita (paragonita ?) y epidoto cálcico (clinozoicita cálcica ?). Se ha podido reconocer también, aunque en forma reducida, una microclinitización de la plagioclasa, Lám. II, figura 8.

La presencia de sílice asociada a la solución potásica reemplazante estaría vincu-

lada a la solubilidad de la misma, bajo las condiciones del metamorfismo dinámico.

**Cuarzo:** los fenocristales de cuarzo han perdido la forma original dado el comportamiento inverso de este mineral con respecto al feldespato, bajo condiciones de metamorfismo dinámico. Lema y Cucchi (1981), mencionan el hallazgo de cuarzo con senos de corrosión para rocas similares halladas en cerro Tandileufú.

En los afloramientos estudiados, el cuarzo se presenta invariablemente bajo la forma de lentes alargados en el sentido de la foliación de hasta 5 mm de largo, Lám. I, figura 2. En los bordes de estos fenocristales se pueden desarrollar "subgranos"<sup>1</sup>, que también lo hacen como fajas dentro de los lentes de cuarzo, denominadas "límite de bandas de deformación" (deformation band boundaries).

En una misma sección delgada y aún en un mismo fenocristal se pueden reconocer subgranos de cuarzo equidimensionales y poligonales, así como también elongados y con bordes suturados, lo que sería indicativo de recristalización por calentamiento y recristalización dinámica, respectivamente. De acuerdo a Kerrich et al (1980), estas diferencias en las microestructuras del cuarzo ilustran sobre la naturaleza variable de la deformación, originada por los distintos "mecanismos de arrastre" (creep mechanisms) operantes.

**Allanita:** se encuentra la variedad no metamictica y fue determinada ópticamente por las siguientes características:

Pleocroísmo según  $x^1$ : pardo claro  
según  $z^1$ : pardo oscuro

Hábito: tabular

Clivaje: (001) imperfecto

Extinción: recta a poco oblicua en secciones paralelas a la elongación, muy oblicua en secciones transversales.

Carácter y signo óptico:  $2 V_x = 64^\circ$ , estimando  $\beta = 1,75$ .

El mineral presenta marcada zonación e idiomorfismo, aunque algunos clastos han sufrido deformación y rotura, Lám. II, figura 9.

Cabe agregar que Labudía (com. pers.),

<sup>1</sup> En este trabajo se denominan así a todos los granos menores que se desarrollan a partir de un cristal o fenocristal de la roca original por los distintos mecanismos de deformación operantes.

ha encontrado allanita como mineral primario en una lava riodacítica de la base de la Formación Sierra Colorada, a aproximadamente 12 km al sur de la localidad de Los Menucos.

**Biotita:** es probable que los cristales originales de biotita que se presentan totalmente alterados en un agregado de clorita y titanita, como puede verse en la Lám. II, figura 10, representen el máximo estadio de deformación de este mineral tal como lo señalaron Kerrich et al. (1980), para los milonitas de Miéville, Suiza.

También se ha reconocido biotita verde (estilpnomelano?) asociada a ilmenita y cuarzo dentro de los engolfamientos existentes en los feldespatos y por lo tanto, carentes de deformación; asimismo está incluida en las bandas de clorita que se describen más adelante.

**Sericita:** El análisis mediante difracción de rayos X indicó la presencia de sericita distinguible de paragonita por los valores mayores de celda unidad. No se pudo determinar si la mica que reemplaza la plagioclasa es potásica o sódica dada la imposibilidad de su análisis individual.

La sericita forma bandas a lo largo de la foliación a través de la pasta recristalizada de la roca y aún atravesando granos minerales como plagioclasa, por ejemplo. Estas bandas podrían considerarse como residuos de una "solución por presión" (pressure solution), que desempeña un importante rol como fase fluida móvil en los procesos metamórficos. Este concepto fue convenientemente explicado por Beach (1976) y posteriormente Kerrich (1977), quien lo define como un mecanismo de deformación que involucra transporte de masa difusivo, en respuesta a gradientes de presión. Este mecanismo transformaría parte de la pasta original de la roca, en sericita.

**Clorita:** se la puede encontrar reemplazando a la biotita original, Lám. II, figura 10, o más comúnmente en bandas o fajas a lo largo de la foliación de hasta 3 mm de espesor, frecuentemente asociada a epidoto cálcico (elinozoicita cálcica?), ilmenita y biotita recristalizada (estilpnomelano?), alternando con bandas de sericita.

**Epidoto cálcico:** (clinozoicita cálcica?): la carencia de pleocroísmo indica el carácter cálcico de este mineral, está principalmente asociado a sericita en la alteración

de las plagioclasas y dentro de las fajas de clorita, a lo largo de la foliación.

**Calcita:** se presenta sin deformación y en ella se han reconocido algunas inclusiones fluidas; se ubica principalmente junto a los fenocristales de la roca, formando "sombras por presión" (pressure shadows) y asociada a cuarzo sin o con escasa deformación).

**Composición química**

El cuadro 1 muestra el análisis químico, la Norma C.I.P.W. y la Norma Rittmann de la roca estudiada.

La clasificación de la roca en base a la Norma de Rittman y al doble triángulo propuesto por la Unión Internacional de Ciencias Geológicas indica una riolita feldespática alcalina, prácticamente en el límite con una riolita.

El índice de calcoalcalinidad de Rittman es 2,19, indicando una roca de quimismo calcoalcalino medio.

**Orientación preferencial de los ejes C de cuarzo**

Ambos diagramas petrofábricos representados en la figura 11 A y B tienen una marcada orientación preferencial de los ejes *c* de cuarzo.

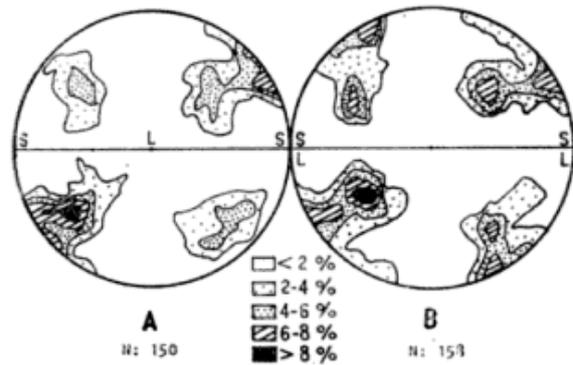


Fig. 11. — Diagramas petrofábricos de los ejes *c* de cuarzo. A: sección perpendicular a la foliación y a la lineación, B: sección perpendicular a la foliación y paralela a la lineación, N: número de polos. Contornos en 2, 4, 6 y 8 % por 1 % de área.

En los diagramas se volcaron los datos correspondientes a los subgranos de cuarzo debidos a recrystalización dinámica (fracturación, deslizamiento) y aquellos debidos a recrystalización por calentamiento, porque no mostraron diferencias significativas de orientación entre sí, tal como ocurre con rocas de contenido mineralógico y en H<sub>2</sub>O similar estudiadas por Bell y Etheridge (1976), para una zona milonítica de Australia Central. Tullis *et al* (1973) comprobaron también este efecto experimentalmente.

En los diagramas petrofábricos A y B es posible reconocer una simetría ortoróm-

CUADRO 1

Composición química		Norma C.I.P.W.		Norma Rittmann	
Oxidos	% en peso	Minerales	% en peso	Minerales	% en volumen
SiO <sub>2</sub> *	70,28	Cuarzo	30,05	Cuarzo	29,55
TiO <sub>2</sub> *	0,29	Ortosa	25,61	Sanidina	59,67
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	14,35	Plagioclasa	34,01	Plagioclasa	6,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	0,94	(Albita)		(Oligoclasa)	
FeO	1,88	Hipersteno	5,28	Biotita	2,80
MnO*	0,04	Corindón	2,85	Cordierita	0,09
MgO*	1,13	Magnetita	1,38	Magnetita	0,47
CaO*	1,07	Ilmenita	0,61	Ilmenita	0,35
Na <sub>2</sub> O	3,58	Apatito	0,49	Apatito	0,16
K <sub>2</sub> O	4,20			Calcita	0,63
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> *	0,07				
CO <sub>2</sub>	0,24				
H <sub>2</sub> O (-) (+)	1,40	Indice de color: 10,61		Indice de color: 4,5	
Total	99,47				

\* Estos elementos incluyendo Fe total fueron determinados por fluorescencia de rayos X. (Promedio de tres pastillas).

bica, típica para milonitas en distintas partes del mundo, Hobbs (1976).

Dalla Salda (1980), interpreta la zona milonítica donde se encuentra la roca estudiada, como producto de tectónica transcurrente.

### Participación de fluidos y condiciones térmicas de la deformación

La eventual existencia de vidrio en la pasta de la roca original puede considerarse como una posible fuente de fluido, lo que favorecería la recristalización de la misma directamente, o a través de una etapa intermedia con formación de zeolitas, minerales arcillosos, etc. Posteriormente y una vez desarrollada la foliación el flujo fluido sería anisótropo, circulando predominantemente en forma planar, lo que permitiría el desarrollo de fajas de sericita y clorita que son minerales fuertemente hidroxilados, así como también, la alteración de plagioclasas en sericita (paragonita?) y epidoto cálcico (clinozoicita cálcica?).

La evidencia invariable de plasticidad en los fenoclastos de cuarzo, indica también la existencia de un ambiente húmedo para su deformación y posterior recristalización, de acuerdo a lo informado por Hobbs *et al* (1972), Bell y Etheridge (1976) y Kirby y Mc Cormick (1979).

La medición de temperaturas de homogenización de inclusiones líquidas en cuarzo dan valores muy dispersos, lo que muestra que este mineral ha recristalizado en distintas etapas del proceso de deformación, tal como lo indican sus características morfoestructurales. Otra fuente para la dispersión de datos serían los fenómenos de estrangulamiento de las inclusiones fluidas (necking down?).

La presencia normal de cuarzo y calcita con escasa o nula deformación, adosados a los extremos de los fenocristales de la roca formando las denominadas sombras de presión, se debería a que estos dos minerales tienen la característica de deformarse más rápidamente que otros, bajo determinadas condiciones y por los efectos de la solución de presión. Según Kerrich *et al* (1977), lo expresado precedentemente daría lugar a una diferenciación mineral con los concomitantes cambios químicos y de volumen locales, en una roca polimineral deformada en la que intervinieron los efectos de la solución de presión.

No se han hallado inclusiones fluidas en los fenocristales de feldespato potásico original transformados en microclino, pero dentro de los bordes de reacción de los mismos se han reconocido inclusiones fluidas, dada su limpidez y carencia de deformación, Lám. II, figura 7 a y b. Los valores de temperatura de homogenización (Th) y temperatura de descongelamiento (Td) de las mencionadas inclusiones varían entre los siguientes valores:

$$\begin{aligned} \text{Th} &= 236 \text{ y } 246^\circ \text{ C} \\ \text{Td} &= -3,2 \text{ y } -5,2^\circ \text{ C}^1 \end{aligned}$$

Si se considera de acuerdo a Roedder (1979), que la Th de las inclusiones fluidas representan la temperatura mínima de formación, dada la imposibilidad de conocer la presión hidrostática a la que se produjo el entrapamiento de las inclusiones. Por otra parte si se admite que la formación de los bordes de reacción de feldespato potásico coinciden con el pico de temperatura de deformación, la temperatura de homogeneización hallada puede considerarse la mínima del pico de máxima temperatura de deformación. Esta temperatura puede aumentar si se aumenta la presión hidrostática considerada; estableciendo 2 Kb (200 MPa) como límite superior de la  $P_{\text{fluido}} = P_{\text{carga}}$ , la temperatura máxima de la deformación sería de aproximadamente 400-420° C asumiendo que en las inclusiones fluidas solo existe ClNa disuelto, lo que es generalmente aceptado como una buena aproximación, Roedder (1979). Los valores de Th indican una concentración entre el 5 y el 8 % en peso de ClNa; estos valores demuestran el poder de disolución y transporte de elementos, por parte de los fluidos que dieron origen a los mecanismos de solución por presión.

### Consideraciones

- 1) En la roca estudiada se ha reconocido la textura del feldespato original transformado en microclino, que conserva marcada zonación, senos de coesión e idiomorfismo; la allanita conserva también marcada zonación e idiomorfismo. La textura relictica de la roca es porfírica.

<sup>1</sup> Cada medición de Th como de Td se realizó por duplicado y la diferencia entre ambas medidas no superó 1°C.

- 2) Los fenocristales de feldespato conservan maclas simples típicamente ígneas, aunque algunos también poseen zonas irregulares con desarrollo de las típicas maclas "en arpillera" (Albita-Periclino), debidas a la transformación de la fase metaestable del feldespato original en microclino. Lema y Cucchi (1981), han determinado senos de corrosión en cuarzo para rocas similares con menos deformación, halladas en el cerro Tandileufú y cerro Albión, Tandilia.
- 3) El análisis químico de la roca estudiada, el cálculo de la asociación mineral estable por medio de la Norma Rittmann y la clasificación de acuerdo al doble triángulo propuesto por la U.I.C.G., indican una composición riolítica.
- 4) De acuerdo a Kerrich *et al* (1977), los mecanismos de solución por presión que actúan en respuesta a gradientes de presión, pueden generar cambios químicos y de volumen locales con disipación de sílice. Estos mecanismos actúan sólo bajo condiciones de baja temperatura y generalmente coexisten con comportamientos mecánicos dúctiles y no dúctiles.
- 5) En los contactos de la roca estudiada y dentro de la misma se observan venas de cuarzo y silicificación. El comportamiento mecánico de los minerales preexistentes combina el carácter dúctil y no dúctil, con excepción del cuarzo que es siempre dúctil.
- 6) Como se ha explicado anteriormente, la desvitrificación de la pasta de la roca original directamente, o a través de alguna etapa intermedia, generaría una fase fluida móvil o solución de presión de carácter silíceo-potásico que produce los procesos de sericitización, microclinitización de la plagioclasa, formación de los bordes de reacción y silicificación que se reconocen en la roca. La cloritización, epidotización y carbonatización son también procesos asociados a la misma, que se ven favorecidos por la presencia de una fase fluida que ac-

túa como vehiculizante de los elementos químicos.

- 7) La Th registrada en las inclusiones fluidas de los bordes de reacción de feldespato potásico, sugiere temperaturas relativamente bajas para el pico de temperatura de deformación, considerando presiones de fluido moderadas dentro de las condiciones de esquistos verdes.
- 8) La Td. de las inclusiones fluidas indica un notable poder de disolución y transporte de elementos, por parte de los mecanismos de solución de presión actuantes en la roca, durante el proceso de deformación.

### Conclusiones

- 1) Las consideraciones 1, 2 y 3 confirman la existencia de rocas volcánicas o subvolcánicas de composición riolítica en Tandilia, las que sufrieron procesos de deformación transformándose en metariolitas.
- 2) Esta deformación se caracterizó por un régimen de baja temperatura bajo condiciones de esquistos verdes, que estuvo dominado por los procesos de solución de presión involucrando cambios químicos locales, con segregación de SiO<sub>2</sub>.

### Agradecimientos

El autor desea expresar su profundo agradecimiento a la Fundación Alexander von Humboldt de la República Federal de Alemania por el apoyo brindado y al Prof. Hansjürgen Behr del Geologisch un Paläontologisches Institut der Georg August Universität, Göttingen, República Federal de Alemania, por el asesoramiento en algunos aspectos del presente trabajo y las facilidades brindadas durante la realización del mismo.

Se agradece también el apoyo recibido de la C.I.C. de la provincia de Buenos Aires y del Lic. Javier Bork en las tareas de campaña.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Beach, A., 1976. *The interrelations of fluid transport, deformation, geochemistry and heat flow in early Proterozoic shear zones in the Lewisian complex*. Phil. Trans. Roy. Soc. London. Ser. A 280: 569-604.
- Bell, T. H. y M. A. Etheridge, 1976. *The deformation and recrystallization of quartz in a mylonite zone, Central Australia*. Tectonophysics, 32, 235-267.
- Dalla Salda, L., 1981. *Tandilia, un ejemplo de tectónica de transcurrancia en basamento*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (2): 204-207.
- Hobbs, B. E., A. C. McLaren y M. S. Paterson, 1972. *Plasticity of simple crystals of quartz*. En H. C. Heard, N. L. Borg, N. L. Carter y C. B. Raleigh (Editores). *Flow and fracture of rocks*. Geophys. Monogr. Am. Geophys. Union, 16: 29-53.
- Hobbs, B. E., W. D. Means y P. F. Williams, 1976. *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons.
- Kerrich, R., W. S. Fyfe, B. E. Gorman e I. Allison, 1977. *Local modification of rock chemistry by deformation*. Contrib. Mineral. Petrol. 65, 183-190.
- Kerrich, R., I. Allison, R. L. Barnett, S. Moss y J. Starkey, 1980. *Microstructural and chemical transformation accompanying deformation of granite in a shear zone at Miéville, Switzerland; with implications for stress corrosion cracking and superplastic flow*. Contrib. Mineral. Petro. 73, 221-242.
- Kirby, J. H. y J. W. McCormick, 1979. *Creep hydrolytically weakned synthetic quartz crystals oriented to promote (2110) y <0001> slip: a brief summary of work to date*. Bull. Mineral. 102: 124-137.
- Lema, H. y R. J. Cucchi, 1981. *Hallazgo de metavulcanitas en el cerro Tandileufú, Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI (1): 103-104.
- Rittmann, A., 1973. *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer Verlag.
- Roedder, E., 1979. *Fluid inclusions as samples of ore fluids*. En Geochemistry of hydrothermal ore deposits. Segunda edición. Barnes H. L. I. (Editor).
- Smith, J. V., 1974. *Felspar minerals*. Vol. 2, Chemical and textural properties. Springer Verlag.
- Teruggi, M. E., J. O. Kilmurray y L. Dalla Salda, 1973. *Los dominios tectónicos de la región de Tandil*. An. Asoc. Cient. Arg. Buenos Aires, 195 (1-2): 81-94.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1980. *Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires*. 11º Simposio Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cs. Cba. 919-965.
- Tullis, J., J. M. Christie y D. T. Griggs, 1973. *Microstructures and preferred orientations of experimentally deformed quartzites*. Bull. Geol. Soc. Amer. 84, 297-314.
- Wright, T., 1968. *X-ray and optical study of alkali feldspar: II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 20 values for three reflections*. Am. Mineral. 53, 89-104.

Recibido: 8 de octubre, 1982.

Aceptado: 10 de julio, 1983.

JORGE A. DRISTAS

Departamento de Ciencias Naturales  
Universidad Nacional del Sur C.I.C.  
Avenida Alem 1523 - 8000 - Bahía Blanca

## INCIDENCIA DE LA FACIES METAMORFICA EN LA VERSATILIDAD CARBO-QUIMICA DEL MINERAL DE RIO TURBIO (PROVINCIA DE SANTA CRUZ)

FEDERICO A. J. BERGMANN

### Resumen

Se trata la manera cómo influye la facies metamórfica lograda por el carbón de Río Turbio en su yacimiento sobre las posibilidades de tratamiento carboquímico de dicho combustible. Con el propósito de ilustrar estas posibilidades, se adelantan resultados de alternativas de procesamiento.

### Abstract

It is examined the way possibilities of coal chemical treatment are influenced by the metamorphic facies the Río Turbio coal deposit achieved. In order to detail these possibilities, results of processing alternatives are presented.

### Introducción

En el presente trabajo se tiene el propósito de considerar la gravitación de la facies metamórfica que caracteriza el carbón del Yacimiento Río Turbio, sobre la aptitud carboquímica que acusa dicho mineral.

La facies o rango metamórfico es una resultante del equilibrio físico-químico logrado por el combustible, en función principalmente de la presión, temperatura y tiempo que operaron como factores determinantes en la evolución geológica del yacimiento.

La aptitud carboquímica, por su parte, es una consecuencia de la composición y estructura molecular que controlan dicha facies o rango metamórfico.

Se estima que el tratamiento complejo de ambos aspectos, puede contribuir a una mejor ponderación del carbón en cuestión —o similares— como materia prima de interés industrial.

### Geología del yacimiento

El Yacimiento Río Turbio se halla ubicado en el borde occidental de la Cuenca Austral, a los 51°35' de latitud Sur y 72°20' de longitud Oeste, tal como se indica en figura 1. Dista 260 Km de Río Gallegos y 2000 Km de Buenos Aires.

Se eleva unos 250 m.s.n.m. y participa de una secuencia sedimentaria que se asienta sobre capas neocretácicas-paleocenas de

la denominada Formación Cerro Dorotea, de facies marina con *Ostrea rionegrensis* Ihering y una progresiva continentalización —con sustancia carbonosa— hacia su parte superior (Riccardi y Rolleri, 1980). Los mantos de carbón han sido localizados en distintos niveles de dicha secuencia sedimentaria, de carácter marino-continental, que integra la Formación Río Turbio (*sensu* Hünicken, 1955) atribuible al Eoceno-Oligoceno, que suma unos 600 metros de espesor, y que contiene restos de *Nothofagus* sp. ligados a los hacinaamientos de vegetales que formaron los lechos de carbón en un ambiente netamente parálico.

El tercio inferior de la referida sucesión, menos expuesto, ha sido poco investigado. Separados estratigráficamente por unos 260 metros, en la misma yacen dos paquetes portadores de los mantos de carbón. La ubicación de mineral, recientemente actualizada (Suizer, 1981), en términos redondos responde a los siguientes valores.

a) Paquete superior: 415 millones de toneladas brutas, de las que corresponden de arriba a abajo un 70 %, 27 % y 3 % a los mantos Dorotea, A y B, respectivamente. Los espesores del manto Dorotea varían entre 1 y 2 metros. Los del manto A entre 0,70 y 2,20 metros, y los del manto B entre 0,50 y 1 metro. La distancia estratigráfica entre los mantos Dorotea y

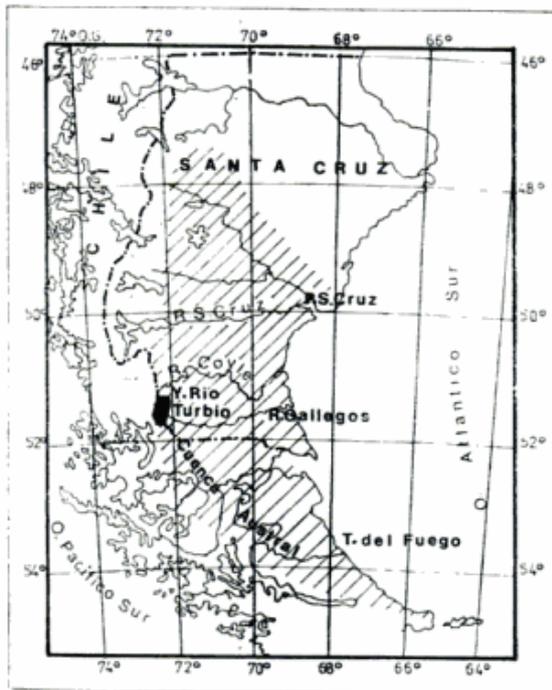


Fig. 1. — Ubicación del Yacimiento Río Turbio.

A es de 8 metros, y entre el A y B de 15 metros.

b) Paquete inferior: 165 millones de toneladas brutas, de las cuales corresponden un 60 % y 40 % a los mantos Superior e Inferior, respectivamente. Los espesores de los mantos Superior e Inferior varían entre 1,80 - 2 metros y 1 - 7 metros, respectivamente. Los espesores que serían explotables no superan el 1,50 metro. La distancia estratigráfica entre los referidos mantos es de 12 metros.

En la parte alta de la sección productiva se han localizado guías de carbón. Hacia arriba, en discordancia paralela, siguen algo más de 400 metros de sedimentos continentales improductivos con restos de troncos, tallos y hojas de araucarias y fagáceas, que integran la Formación Río Guillermo (*sensu* Hünicken, 1955).

Las capas tienen una disposición simple con inclinaciones moderadas predominantemente al E del orden de los 10° - 15°, acusando relativamente escasas fracturaciones. El manto Dorotea es el más importante del yacimiento, y el que se halla actualmente en explotación.

### Características del mineral

El carbón bruto de mina es depurado en ciclones y baños de medio denso, usándose

suspensiones acuosas de magnetita. El mineral comerciable en su mayor parte responde a las siguientes características medias.

### Valores analíticos químicos y físicos

#### ANÁLISIS SUMARIO

Humedad	13,6 %
Materias volátiles, s/seco	39,7 %
Carbono fijo, s/seco	43,7 %
Cenizas, s/seco	16,6 %
Poder Calorífico Superior s/seco	6.517 Kcal/Kg
Poder Calorífico Inferior s/seco	6.260 Kcal/Kg
Azufre total	0,85 %

#### ANÁLISIS ELEMENTAL (S/PURO)

Carbono	76,6 %
Hidrógeno	6,0 %
Nitrógeno	0,9 %
Azufre combustible	0,9 %
Oxígeno	15,5 %

#### ANÁLISIS DE CENIZAS

Silice	52,2 %
Oxido férrico	13,3 %
Oxido de aluminio y titanio	20,3 %
Oxido de calcio	7,9 %
Oxido de magnesio	2,0 %
Anhidrido sulfúrico	3,4 %
Alcalis y no determinados	0,9 %

#### FUSIBILIDAD DE CENIZAS

Punto de ablandamiento	1.280-1.300 °C
Punto de fusión	1.350-1.420 °C
Punto de licuación	1.440-1.490 °C

#### GRANULOMETRÍA

Mayor 20 mm	—
Entre 20 y 12 mm	51,7 %
Entre 12 y 6 mm	36,6 %
Entre 6 y 3 mm	6,3 %
Entre 3 y 1 mm	4,1 %
Entre 1 y 0,5 mm	1,3 %
Menor de 0,5 mm	—

#### ÍNDICE DE TRITURABILIDAD

Molino a bolas	36
Hardgrove	51

#### PESO POR M<sup>3</sup>

Normal	790-815 Kg/m <sup>3</sup>
Compactado	830-880 Kg/m <sup>3</sup>

### Composición petrográfica

Desde el punto de vista petrográfico el carbón en cuestión es de base vitrítica, desconociéndose los cambios laterales de com-

posición. Un análisis de la zona de producción, arrojó en peso los siguientes valores:

Vitro-clarita	70,93 %
Fusita	3,76 %
Esq. Carb.	22,59 %
Inertes	2,72 %

Se han identificado componentes duríticos (Borrello, 1956) y concentraciones vitríticas de más del 80 % (Ihnatowicz *et al.*, 1975). El material inerte es en alta proporción arcillo-higroscópico, lo que se pone de manifiesto por el hinchamiento de piso durante la explotación.

### Metamorfismo del carbón

El carbón de Río Turbio constituye una sustancia integrada predominantemente por huminas gelificadas, en fase de transición a los carbones típicamente bituminosos. Dicho contenido humínico, en parte con impregnaciones resínicas, constituye el sustrato del mineral, en el que a veces se advierten resabios de la primitiva estructura vegetal. A tal contenido se agrega material liptobiolítico representado por esporas, pólenes y cutículas, no faltando los restos esclerotinizados más o menos abundantes en algunos niveles. De manera accesoria también aparece carbón fibroso, o sea el maceral fusítico de la nomenclatura petrográfica.

### Dispersión constitucional

En el diagrama de la figura 2 se indica el grado aproximado de dispersión del com-

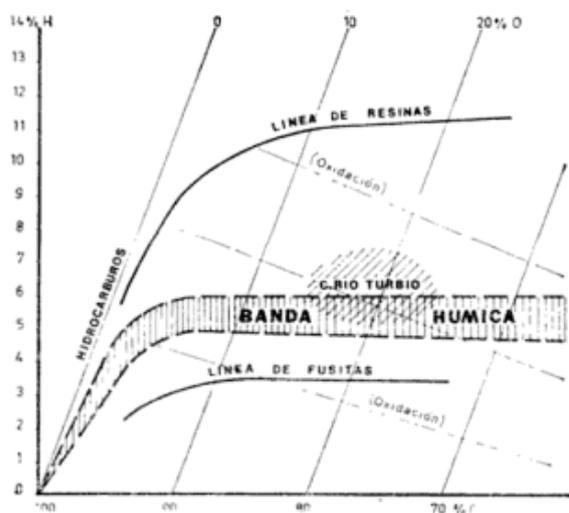


Fig. 2. — Dispersión constitucional del carbón de Río Turbio.

bustible en el yacimiento en función de los contenidos de C, H y O. Sobre todo por su contenido resínico y exínico, el carbón tiende a acentuar el tenor del elemento mencionado en segundo término.

La casi totalidad de los datos analíticos disponibles del yacimiento corresponden a los mantos Dorotea —actualmente en explotación— y Superior, que fue el primero en explotarse y ahora se mantiene en reserva. En base a dichos datos no se observan diferencias constitucionales que hagan pensar en cambios de tipos de carbón, pero sí parece posible que haya una pequeña diferencia estructural, por efecto de carga de los terrenos, que se reflejaría en que los mantos del paquete inferior (Superior e Inferior) tengan uno o dos puntos menos de humedad inherente que los mantos del paquete Superior (Dorotea, A y B). En consecuencia, para la presente circunstancia puede admitirse una calidad uniforme —aunque fluctuante— de los mantos, variando los contenidos de materias volátiles sobre puro entre 42 % y 50 % (Cuerda, 1972).

### Rango del carbón

De acuerdo a la Clasificación de la American Society for Testing Materials (ASTM), este carbón sustancialmente corresponde a un Subbituminoso A. En la Clasificación Internacional de Carbones (ISO) se halla ubicado entre los numerales tipos 800 y 811, acusando generalmente los siguientes valores determinantes.

Índice de hinchamiento:	0-0,5
Índice de aglutinación:	29,5
Índice de Roga:	4,8
Índice Gray King:	B
Dilatometría Arnú: (3 °/min.)	
—Contracción:	20 %
—Dilatación:	0 %
—Máx. Contrac.	470°C

### Estructura molecular

El carbón en cuestión es de "estructura abierta", de acuerdo al modelo de Hirsch (van Krevelen, 1961), tal como se esquematiza en figura 3. Este tipo de estructura es característico de carbones de bajo rango, con hasta un 85 % de carbono sobre puro. Las lamelas aromáticas, conectadas por puentes alifáticos, se hallan aún muy poco orientadas, constituyendo un sistema altamente poroso. La anisotropía es incipiente, y

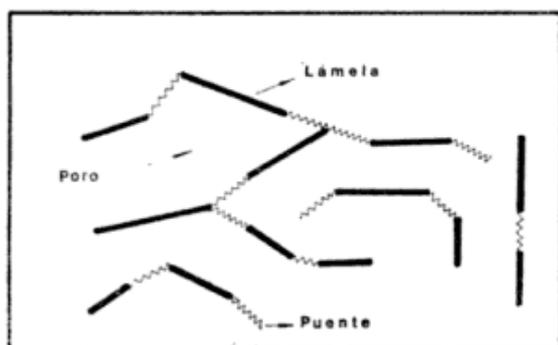


Fig. 3. — Modelo estructural del carbón de Río Turbio.

sólo puede ocasionalmente detectarse por transparencia a través de una débil polarización de la luz.

En estadios más avanzados se pasa a la "estructura líquida" de carbones con 85 % a 91 % de carbono sobre puro, y finalmente se termina en la "estructura antracítica" de carbones con más de 91 % de carbono sobre puro. Este proceso que remata en la grafitización, presupone en las micelas gelificadas del carbón un progresivo crecimiento y estratificación de las lamelas aromáticas, a costa de la ruptura de los puentes alifáticos que perduran en la constitución de "cristalitos" tridimensionales de 20 a 30 Å de diámetro (Gibson, 1978).

El carbón de Río Turbio tiene una pronunciada superficie interior, que trasunta en una elevada humedad inherente (6 % - 7 %) y total (13 % - 14 %). Ello concuerda con su tipo estructural, que lo señalan para tratamientos que se comentan a continuación.

### Alternativas de procesamiento

Es posible distinguir dos alternativas de procesamiento, a las cuales tratan de adaptarse las tecnologías que se ocupan de la transformación del carbón. Una es la destrucción molecular, vale decir, la destrucción brutal del edificio molecular, lo que se puede practicar con cualquier carbón. Otra es la desagregación molecular, es decir, la destrucción discriminada o si se quiere "controlada" de la estructura molecular, lo que resulta más bien aplicable en carbones de bajo rango como el que consideramos (Lowry, 1963).

### Destrucción molecular

En este tópico deben considerarse las destilaciones, que son gasificaciones parciales por simple craqueo, y la gasificación total y síntesis.

A continuación se adelantan los resultados de aplicación en el mineral de Río Turbio.

### DESTILACIONES

En promedio, los rendimientos registrados son los siguientes:

	Semicoque/ coque	Alquitrán anhidro	Lícor	Gas
Destilación a baja (550 °C)	64%	19%	8%	9%
Destilación a alta (1000 °C)	60%	7%	14%	19%

Los residuos sólidos (semicoque/coque) son pulverulentos y se pueden usar, por ejemplo, como cargas útiles en briquetas y pastas de coque.

De los alquitranes se puede obtener una serie de carboquímicos brutos como los fenoles, cresoles, cumarona, naftaleno, antraceno y fenantreno. De la fracción líquida también se obtiene el bencol (benceno, tolueno, xileno) y el licor amoniacal con sulfato de amonio y bases pirídicas. Finalmente el gas es rico, de 5.500 - 4.500 Kcal/m<sup>3</sup>, de posible aplicación doméstica e industrial.

Estos son clásicos subproductos que se obtienen en las coquerías de siderurgias, cuyo tratamiento de las fracciones líquidas constituye una carboquímica parcial si la consideramos con relación al carbón total.

### GASIFICACIÓN TOTAL Y SÍNTESIS

Consiste en la destrucción total del carbón en gasificadores específicos como el Lurgi a presión, o el Koppers-Totzek que opera con carbón pulverizado. A partir del gas bruto se prepara el gas de síntesis (CO + 2H<sub>2</sub>), con el cual se realiza catalíticamente la síntesis Fischer-Tropsch a 200°C y a diferentes presiones de trabajo según se desee enfatizar la obtención de hidrocarburos o de productos químicos oxigenados como alcoholes, ácidos, ésteres, éteres, aldehidos o cetonas. También por esta vía me-

diante la reforma con vapor de parte del CO, se obtiene el gas de partida ( $\text{CO} + 3\text{H}_2$ ) para la elaboración del gas natural sintético o "syngas" ( $\text{CH}_4$ ).

Las firmas Hydrocarbón Research (1949) de los Estados Unidos de Norteamérica y Lurgi-Rhurchemie (1950, 1954) de Alemania, aplicaron al carbón principalmente del manto Dorotea este procedimiento. Sus resultados se adelantan a continuación:

#### Hydrocarbon Research

Primera alternativa. Consumo total de carbón de unas 6.000 Kcal: 5.100 t/d. Consumo de carbón para producir gas de síntesis: 4.400 t/d. Productos de síntesis Hydrocol: gas de 3.420 Kcal/m<sup>3</sup>, 716.400 m<sup>3</sup>/d; gas de 18.500 Kcal/m<sup>3</sup>, 19.600 m<sup>3</sup>/d; nafta de polimerización catalítica, 314,8 m<sup>3</sup>/d; nafta sintética tratada, 686 m<sup>3</sup>/d; alquitrán de la polimerización, 22,1 m<sup>3</sup>/d; alquitrán y aceites livianos de destilación, 467 m<sup>3</sup>/d; gas oil, 152,3 m<sup>3</sup>/d; parafina residual, 16,7 m<sup>3</sup>/d y productos químicos oxigenados, 140 Kg/d.

Segunda alternativa. Consumo total de carbón de unas 6.000 Kcal; 5.400 t/d. Consumo de carbón para producir gas de síntesis: 4.680 t/d. Productos de síntesis Hydrocol: gas de 3.400 Kcal/m<sup>3</sup>, 716.400 m<sup>3</sup>/d; gas de 22.800 Kcal/m<sup>3</sup>, 91.000 m<sup>3</sup>/d; nafta de polimerización catalítica, 314,8 m<sup>3</sup>/d; nafta sintética tratada, 686,5 m<sup>3</sup>/d; nafta para motores, 779 m<sup>3</sup>/d y productos químicos oxigenados, 140 Kg/d.

#### Lurgi-Rhurchemie

Primera alternativa. Consumo total de carbón de unas 6.000 Kcal: 3.000 t/d. Consumo de carbón para producir gas de síntesis: 2.400 t/d. Derivados del alquitrán obtenido durante la elaboración del gas de síntesis: alquitrán y aceite, 204 t/d; bencina bruta, 51,5 t/d; aceite fénico bruto, 13,7 t/d. Productos de síntesis Fisher-Tropsch a una presión de 20 Kg/cm<sup>2</sup>: cera sólida 93,7 t/d; cera blanda, 75 t/d; aceite pesado, 75 t/d; aceite medio, 75 t/d; aceite ligero, 38,4 t/d; gas licuado 11,3 t/d y alcoholes 7,9 t/d.

Segunda alternativa. Consumo total de carbón bruto de unas 5.500 Kcal: 2.000 t/d. Consumo de carbón para gasificación: 1.400 t/d. Subproductos obtenidos durante la gasificación más productos de síntesis Fisher-Tropsch a presión media: gasolinas, 224,4 t/d; gas oil, 28,2 t/d; diésel oil, 61,3

t/d; fuel oil, 11 t/d y alquitrán-brea, 56,5 t/d.

El procedimiento que se comenta es el que aplica la firma SASOL de Sud Africa en su conocida planta de Orange —a unos 80 Km de Johannesburgo— cuyas primeras unidades fueron instaladas hace unos treinta años, o sea cuando se pensó hacer algo similar en Río Turbio. Cabe recordar que en esos años, aún no se había entrado en el bache de la depresión mundial de los precios petroleros que duró casi una veintena de años.

#### Degradación molecular

Conforme se adelantara precedentemente, los carbones son polímeros aromáticos enlazados por puentes alifáticos que configuran macromoléculas de elevadísimo peso molecular. La degradación o depolimerización de estas unidades macromoleculares que físico-químicamente constituyen miscelas gelificadas, puede realizarse mediante extracciones y/o hidrogenación, obteniéndose en este último caso un producto similar al petróleo (liquefacción del carbón). Es obvio que carbones con "estructuras abiertas" como el de Río Turbio, resultan indicados para este procedimiento.

#### EXTRACCIONES

Consisten en la obtención de bitúmenes del carbón por medio de solventes orgánicos (benceno, éter, cloroformo, sulfuro de carbono, etc.), bajo determinadas condiciones de trabajo (Bergmann, 1960).

El tratamiento —con o sin flujo de H<sub>2</sub>— del carbón del manto Dorotea, usando como solvente aceite antracénico, en autoclave a 400°C y 100 Kg/cm<sup>2</sup> durante 60 minutos, y subsecuente filtrado a 300°C y 4 Kg/cm<sup>2</sup> (Ihnatowicz *et al*, 1975), arrojó los siguientes resultados.

	Extracción con flujo de hidrógeno	Extracción sin flujo de hidrógeno
Conversión de la materia orgánica, % en peso	94,0	94,8
Rendimiento de extracto bruto, % en peso	75,0	73,5
Rendimiento del extracto neto, % en peso	64,2	72,5

Las características del extracto fueron las siguientes:

	Con flujo de hidrógeno	Sin flujo de hidrógeno
Temperatura de ablandamiento, °C	138	131
Contenido de cenizas, %	0,27	0,13
Contenido en carbono, %	87,76	88,27

Evidentemente, se trata de un alto rendimiento de extracto que, por su pureza, podría usarse para elaboración de electrodos.

#### HIDROGENERACIÓN

El inventor de este procedimiento aplicado al carbón, que mereciera el Premio Nobel de Química 1931, fue Friedrich Bergius, quien falleciera en nuestro país en 1949. Sus primeras patentes, auspiciadas por la Compañía Shell de petróleo, datan de 1912. Durante la Segunda Guerra Mundial, Alemania en base a su procedimiento elaboró la nafta de aviación a partir del carbón. Desde entonces han aparecido numerosas variantes sobre el esquema de "bergización", consistente en inyectar H<sup>2</sup> al carbón o sus derivados en descomposición por medio del calor.

#### Hidrogenación de derivados

La hidrogenación se aplicó sobre alquitranes, aceites y extractos del carbón de Río

Turbio. Hydrocarbon Research (1949) trató alquitranes y aceites livianos provenientes de la destilación de dicho carbón, con gas de 96 % de H<sub>2</sub> obtenido de gas de síntesis. Logró producciones alternativas en cantidades y calidades; con el equivalente de 580 m<sup>3</sup>/d de alquitranes y aceites obtuvo el equivalente de 71.000 m<sup>3</sup>/d de gas de 24.000 Kcal/m<sup>3</sup> y 676 m<sup>3</sup>/d de nafta de 62 - 64 octanos.

La hidrogenación del extracto del carbón del manto Dorotea mencionado precedentemente, produjo los siguientes productos (Ihnatowicz *et al*, 1975).

	% en pesos
H <sub>2</sub> O	5,61
Hidrocarburos líquidos	83,86
CH <sub>4</sub>	4,69
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	1,09
C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	0,77
C <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	0,17
NH <sub>3</sub> , H <sub>2</sub> S y pérdidas	3,81
Total	100,00

#### Hidrogenación del carbón

La compañía Cities Service últimamente ha investigado en los Estados Unidos de Norteamérica, en escala banco, la hidrogenación del carbón del manto Dorotea (hidropirólisis), dirigida a producir hidrocarburos livianos y gaseosos (Matyas y Peterson, 1981).

El carbón tratado tenía 16,6 % de cenizas sobre base seca. Se operó con una matriz de ensayo de dos temperaturas y dos presiones. Los resultados obtenidos fueron los siguientes:

	800	800	700	700
Temperatura de trabajo, °C	800	800	700	700
Presión de trabajo, Kg/cm <sup>2</sup>	105	55	105	55
Porcentaje en peso de carbono convertido:				
CO <sub>2</sub>	2,3	5,3	2,0	1,7
CH <sub>4</sub>	48,8	38,0	17,9	12,8
C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	3,4	1,9	13,4	11,2
Total Gas	54,5	45,2	33,3	25,7
Benceno, tolueno xylene	3,2	5,0	7,8	12,1
Aceite liviano	1,0	1,6	8,8	10,0
Aceite pesado	2,6	1,5	6,4	3,6
Total aceite	6,8	8,1	23,0	25,7
Total de Conversión	61,3	53,3	56,3	51,4

Los rendimientos de conversión del carbón son relativamente altos, variando entre un 50 % y 60 % del contenido de carbono. Dichos rendimientos, para iguales tratamientos, son similares a los de los carbones subbituminosos de Alberta (Forestburg), y superiores a los de los carbones bituminosos del oeste de Kentucky y subbituminosos de Montana (Rosebud).

### **Prospectiva geo-tecnológica**

En la Cuenca Austral, ya en superficie hacia la Cordillera Patagónica y Mesocraón del Deseado, ya en profundidad en numerosas perforaciones, fueron localizados manifestaciones y vestigios carbonosos que complejivamente se asignaron al Jurásico-Cretácico y al Terciario. De acuerdo a la información reunida (Alvarez Rojo, 1981) dominan las exposiciones de carbones terciarios, que parecen ser similares a los carbones de Río Turbio y aún más jóvenes, de menor rango y con estructuras más "abiertas", como los lignitos-cuantificados como recurso que yacen en subsuelo hacia el curso medio del río Santa Cruz y desembocadura del río Coyle (Luna, 1978 y 1979).

Esta cuenca en una próxima etapa Yacimientos Carboníferos Fiscales tiene el propósito de explorarla, con aporte financiero del Banco Mundial, en los alrededores del Yacimiento Río Turbio, y hacia el noroeste y noreste del centro de la provincia de Santa Cruz. Los rasgos constitutivos de la misma, mueven a pensar que en acumulaciones de carbón que eventualmente se localicen, es posible que se mantenga el orden de aptitud carboquímica que se indicara para el mineral de Río Turbio. Esto es un hecho interesante sobre todo para especulaciones a largo plazo, toda vez que si las condiciones geológicas generales fueran positivas, se podría pensar en aprovechamientos carboquímicos, conforme lo aconsejen las circunstancias de mercado. Va de suyo que el evento involucraría, en su momento, las posibilidades de asentamientos de población ligados a las extracciones e industrializaciones locales.

Desde que estallara en 1973 la denominada crisis energética, particularmente los Estados Unidos de Norteamérica están destinando gruesas sumas de dinero para perfeccionar y poner a punto tecnologías carboquímicas, que cuadran dentro de los lineamientos de procesos expuestos precedentemente. De manera especial la hidrogenación, utilizando las ventajas de los lechos fluidizados y de la gasificación instantánea, está siendo desarrollada para elaborar petróleo y gas natural sintéticos a través de diversos diseños de procesos como el H-Coal, Hygas, CO<sub>2</sub> - Accepto, Atgas, Synthane y otros. Por ejemplo, el proceso mencionado en primer término, de licuefacción del carbón, está siendo ensayado en Catlettsburg, en la región de los Apalaches, en una unidad que puede tratar 550 toneladas de carbón por día, previéndose la erección de una gran planta comercial para 1989 (Schneiderman, 1982).

Estos hechos, por su proyección de futuro, tienen gran trascendencia en el campo que preocupa —pues tienden a una mayor y mejor valorización de los recursos carboníferos—, lo que obviamente no ha de escapar al criterio de los geólogos que de alguna manera deben intervenir en la evaluación de dichos recursos.

### **Conclusiones**

De lo dicho finalmente se concluye que el carbón del Yacimiento Río Turbio, por su facies metamórfica controlada por la composición y estructura molecular, se presenta como una materia prima expresamente apta para su transformación carboquímica.

Este aserto parece extensible a reservas análogas, de carbones relativamente jóvenes, que eventualmente puedan localizarse dentro de la Cuenca Austral, a explorar próximamente.

Desde el punto de vista geológico-económico, tal aptitud de positiva significación para un futuro, permite apreciar con nuevo relieve el valor potencial de las referidas acumulaciones de carbón.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Alvarez Rojo, G., 1981. *Manifestaciones carbonosas en la Provincia de Santa Cruz*. Inf. YCF N° 1156 (inédito).
- Bergmann, F. A. J., 1960. *Bituminización y propiedades coquizantes del carbón, con referencia al de la Cuenca de Río Turbio*. Com. Inv. Cient. Prov. Bs. As., I: 282-312, La Plata.
- Borrello, A., 1956. *Recursos Minerales de la República Argentina. III, Combustibles Sólidos Minerales*. Inst. Nac. Cienc. Nat., Rev.: 665, Bs. As.
- Cuerda, A., 1972. *Estudio de desarrollo YRT. Plan 3.000.000 t/a. Informe geológico*. YCF N° 934 31, inédito.
- Gibson, J., 1978. *The constitution of coal and its relevance to coal conversion processes*. Fuel, LI, 470: 67-81.
- Hünicken, M., 1955. *Depósitos neocretácicos y terciarios del extremo SSO de Santa Cruz (Cuenca Carbonífera de Río Turbio)*. Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. B. Rivadavia, IV, 1: 164, Bs. As.
- Hydrocarbon Research Inc., 1949. *Utilización del carbón de la Mina Río Turbio*. Inf. Com. Naval Arg., N. York (inédito).
- Ihnatowicz, M. y M. Bronislaw, 1975. *Estudio de utilización del carbón del Yacimiento Río Turbio de Argentina para la hidrogenación*. Inst. Central de Min. e Inst. de Carboquímica Polonia; 26, Wyri (inédito).
- Lowry, H. B., 1963. *Chemistry of Coal Utilization*. Wiley & Sons Inc.: 1142, N. York - London.
- Luna, P., 1978. *Informe sobre los resultados de pozos ejecutados en la Zona de Río Coyle, Santa Cruz*. Inf. YCF N° 1065: 35 (inédito).
- Luna, P., 1979. *Informe sobre los resultados de 6 pozos ejecutados en la Zona del curso medio del Río Santa Cruz, Provincia de Santa Cruz*. Inf. YCF N° 1111: 30 (inédito), Buenos Aires.
- Lurgi Ruhrchemie, A. G., 1954. *Informe relativo a la explotación del carbón de Río Turbio*. Inf. inédito: 95, Frankfurt A. M.
- Lurgi Ruhrchemie, A. G., 1954. *Informe referente a los ensayos de 150 toneladas de carbón procedente del manto Dorotea del Yacimiento Río Turbio*. Inf. inédito. Frankfurt A. M.
- Matyas, R. S. y W. J. Peterson, 1981. *Hydropyrolysis of Rio Turbio Subbituminous Coal, (A Preliminary Experimental Study to Evaluate Worldwide Carbonaceous Feedstocks in the Flash Hydropyrolysis Process)*. Inf. Cities Service: 21, Tulsa (inédito).
- Riccardi, A. C. y E. O. Rolleri, 1980. *Cordillera Patagónica Austral*. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. de Cienc., II: 1173-1306, Córdoba.
- Schneiderman, S., 1982. *H - Coal Liquefaction: Moving Toward Commercial Reality*. World Coal, VIII, (1): 26-28 (Miller Freeman Public.). San Francisco.
- Suizer, H., 1981. *Cubicación de reservas del Yacimiento Río Turbio (Provincia de Santa Cruz)*. Inf. YCF N° 1160: 114 (inédito), Buenos Aires.
- Van Krevelen, D. W., 1961. *Coal (typology - chemistry - physicsconstitution)*. Elsevier Public. Co., Amsterdam - London.

Recibido: 16 de agosto, 1982.

Aceptado: 10 de julio de 1983.

FEDERICO A. J. BERGMANN

Yacimientos Carboníferos Fiscales  
Diagonal R. Sáenz Peña 1190  
Buenos Aires

## DISTRITO MINERO EL QUEMADO, DEPARTAMENTOS LA POMA Y CACHI, PROVINCIA DE SALTA

### I: El Basamento del tramo septentrional de la Sierra de Cachi

MIGUEL ANGEL GALLISKI

#### Resumen

Se describen los aspectos litológicos y tectónicos del basamento en el área que comprende el distrito minero pegmatítico de El Quemado, sierra de Cachi, provincia de Salta, Tres Formaciones afloran en el sector: Formación Puncoviscana (metagrauwackas, metapelitas, pizarras y cuarcitas); Formación La Paya (hornfels, esquistos moteados y pelitas moteadas) y Formación Cachi (trondhjemitas y pegmatitas). Se identificaron tres episodios metamórficos afectando la sucesión sedimentaria original; M1, regional de bajo grado con extensión generalizada; M2, de contacto, afecta localmente, en grados medio y bajo, las adyacencias de los plutones calcoalcalinos de la Formación Cachi; M3, regional, de grado bajo y con desarrollo parcial. Dos eventos diastróficos mayores afectaron la comarca: la Fase Tilcárica con deformación y plegamiento y el Ciclo Andico con fracturación y dislocación dominantes. Se considera la evolución geológica del basamento para la región investigada, con el aporte de nuevas observaciones y dataciones geocronológicas.

#### Introducción

El presente trabajo resume los aspectos petrográficos y tectónicos del área que comprende las pegmatitas del distrito minero El Quemado, provincia de Salta. Un estudio detallado fue presentado como Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad Nacional de Córdoba (Galliski, 1981). La zona investigada se encuentra ubicada entre los paralelos 24:10' y 25:07' de latitud sur y los meridianos 66:10' y 66:30' de longitud oeste, en el tramo septentrional de la entidad orográfica denominada sierra de Cachi, que comprende los conocidos Nevados de Cachi y de Palermo. Su superficie abarca el tercio oriental de la Hoja 7c y parte de las Hojas 7d y 8e de la Carta Geológico Económica de la República Argentina.

Los trabajos específicos que existen sobre la región no son muchos. A excepción

#### Abstract

In this work the petrographic and tectonic features of the basement of the El Quemado mining district's area (24°40' - 25°07' lat. S; 66°30' long W), in the Cachi Range, Salta Province, Argentine, are described. The names and lithology of the three different units that integrate the basement, are: Puncoviscana Formation (metagraywackes, metapelites, slates and quartzites); La Paya Formation (hornfels, spotted schists and spotted pelites), and Cachi Formation (trondhjemites and pegmatites). The metamorphic zonation can be referred to three different events, namely: M1, a regional low-grade metamorphism, that affects all the region; M2, a contact, low to medium grade metamorphism related to the calc-alkaline plutonism of the Cachi Formation, an finally M3, a regional, low-grade, partially developed metamorphism. The region was affected by at least two important diastrophisms. The first is of deformative type, an is related to the Tilcaric phase. The second one, referred to the Andean Cycle, produced fracturation and dislocation. The geologic evolution of the area's basement is outlined usings previous geochronological information and four K/Ar age datings.

de Turner (1960 b; 1964), la mayoría de los autores tratan perimetralmente el sector: Vilela (1956), Ruiz Huidobro (1960), Aceñolaza *et al.* (1975), Méndez (1976) y Boso (1977).

#### Estratigrafía y Petrografía

La estratigrafía del tramo de la sierra de Cachi que contiene al distrito minero El Quemado y de las áreas que marginan el cordón montañoso es relativamente sencilla. La columna geológica de la comarca está integrada por tres unidades fundamentales: un basamento metamórfico-plutónico precámbrico superior-paleozoico inferior-depósito cretácicos-terciarios y una cubierta sedimentaria reciente.

El basamento está representado por tres

entidades: una secuencia epimetamórfica conocida como Formación Puncoviscana, instruida por un conjunto de plutonitas epizonales de naturaleza granítica perteneciente a la Formación Cachi y una serie de metamorfitas de contacto definidas como Formación La Paya. Pocos kilómetros al este de Ochaqui aflora una brecha tectónica con clastos de basamento cementados por sílice, de edad incierta y contenidos anómalos en cobre (Méndez *et al.*, 1979).

Sobre este basamento se apoyan en discordancia depósitos tafrogénicos mesozoicos y cenozoicos. Las sedimentitas mesozoicas están representadas por un discreto remanente de conglomerados polimícticos con intercalaciones psamíticas adosadas al bloque de basamento hundido al SO de la falla Las Cuevas, en el paraje homónimo. Son rocas de color rojo oscuro a violado asimilables, por comparación, a la Formación Pirgua, presente más al sur con mayores espesores en Brealito donde fue estudiada por Russo (1947) y Díaz Taddei (1977).

Los depósitos cenozoicos comprenden sedimentitas terciarias y una cubierta cuartaria rica de escasa significación. Las primeras están relegadas a los bolsones lineares que limitan la estructura central de los Nevados y fueron estudiadas por Turner (1960 b) en la fosa de Luracatao y por Ruiz Huidobro (1960) y Boso (1977) en el valle Calchaquí, donde apoyan sobre sedimentitas del Grupo Salta. Los sedimentos cuartarios se presentan localmente y alcanzan poca distribución areal y esporádicos espesores máximos que no superan los veinte metros. Están constituidos por depósitos pedemontanos, detritos coluviales y aluviales, sedimentos glaciales, en su mayoría morenas, y calcáreos hidatógénos. Estos últimos, representados por travertino, ocurren en bancos de dos o tres metros de espesor y se vinculan genéticamente con la actividad termal contemporánea que existe en las zonas de Santa Elena, Aguas Calientes y La Salinita.

A los fines cartográficos (fig. 1) todas las Formaciones sedimentarias fueron agrupadas como cubierta postpaleozoica indiferenciada, con excepción de los travertinos mencionados en último término.

Si bien, en líneas generales, la estratigrafía de la sierra de Cachi está dilucidada, no ocurre lo mismo con la petrografía y estructura del basamento, razón por la cual se caracterizan litológicamente las diferentes unidades formacionales y se efectúa un in-

tento de aclarar los distintos eventos acacidos.

#### Formación Puncoviscana (Turner 1960 a)

Se dispone en dos franjas alargadas en sentido meridiano que marginan la parte central del cordón montañoso. Está en contacto tectónico con las sedimentitas Terciarias del valle Calchaquí y de la fosa de Luracatao, mientras que se relaciona transicional o tectónicamente con las metamorfitas de la Formación La Paya. Se halla integrada por una secuencia rítmica psamopelítica plegada y leptometamorfizada. Litológicamente se reconocen pelitas, pizarras, grauwaackas y cuarcitas.

Las pelitas son rocas macizas, de fractura irregular o astillosa, color verde grisáceo claro a oscuro, con pátinas ocres por meteorización. Los afloramientos más occidentales, en las cercanías de la falla Toro Muerto (Méndez, 1975), pueden presentar tonalidades amarillas, ocres y aun rojizas. Microscópicamente presentan textura blastopelítica con granos de cuarzo angulares y elongados sustentados en una matriz de mica blanca, clorita y/o biotita. Apatita, turmalina detritica y minerales opacos (pirita en parte), son los accesorios dominantes.

Las grauwaackas, muy tenaces, macizas, son de color ligeramente más claro. Presentan textura blastosamítica con elementos de carácter clástico, angulares, constituidos por cuarzo, fragmentos líticos de metamorfitas de bajo grado y plagioclasa. La matriz grada de material argílico a un agregado lepidoblástico de mica blanca, clorita y biotita. Las proporciones de matriz son variables, pero rara vez superan el 20 %. Los accesorios más frecuentes son turmalina, circón, apatita y minerales opacos.

En algunos casos la ausencia de matriz convierte a la roca en un agregado de clastos de cuarzo, con escasos cristales minúsculos de chorlo y minerales opacos como accesorios. Tal naturaleza confiere a los bancos extrema tenacidad, fractura concoide y color gris a gris verdoso claro, constituyendo francas cuarcitas. Su presencia está muy subordinada con respecto a las rocas precedentemente descriptas.

Las pizarras están mucho más restringidas y sólo fueron observadas en dos exposiciones, además de las descriptas por Aceñolaza *et al.* (1975) en los alrededores de Cachi. Las primeras afloran en las cabece-



ras del río Salado, sobre el filo de los Nevados. Son de color gris muy oscuro con tonalidades verdosas, brillo mate y tienen buena fisilidad. Gradan en el terreno a pelitas con regular exfoliación. Al microscopio se observa, sobre una matriz lepidoblástica constituida por sericita y clorita, el desarrollo de escasas motas elipsoidales de 1-2 mm de clorita poligranular reemplazando biotita. Cuarzo y plagioclasa se presentan en granos alargados en discretas proporciones. La ocurrencia de motas es la primera señal de un incipiente metamorfismo térmico. Las segundas, de color verde claro, se lotonalidades verdosas, brillo mate y tienen calizan al oeste de la falla de abra El Palomar, en una cuña tectónica intercalada entre metamorfitas de la Formación La Paya. A diferencia de las anteriores, carecen de motas de clorita.

Vetas de cuarzo lechoso, que a veces contienen escamas de clorita, atraviesan el conjunto en algunos sectores. Por lo general son delgadas del orden de cm, con arreglos transgresivos a concordantes, resultando en raras oportunidades estructuras lit-par-lit (al sur de abra El Palomar).

La ritmicidad de la secuencia original está bien desarrollada, con alternancia de pares grauwackas finas-perlitas. El pasaje entre ambas es neto y en ocasiones falta el miembro pelítico. La estratificación es delgada, con bancos que generalmente no pasan de 60 cm. La relación estimada psamitas/pelitas es inferior a uno. El espesor total de la secuencia se desconoce porque no se ha observado el piso, pero se calcula que es del orden de miles de metros.

Los demás rasgos sedimentarios conservados se limitan a calcos pequeños de flujo y de carga en la base de algunos bancos areniscosos y algunos paleocanales. No se observaron ondulitas.

Las estructuras planares desarrolladas por el metamorfismo son concordantes con la estratificación ( $S_0$ ), con la única excepción de los afloramientos orientales. Estas estructuras se manifiestan predominantemente en la fisilidad ( $S_1$ ) de los bancos de pizarras. Por regla general, las metasamitas y pelitas son macizas o muestran una partición subparalela condicionada por la suave lepidoblastesis concordante con  $S_0$  de rumbo promedio N 50°E.

En los afloramientos orientales, desde el río Salado hacia el sur, se desarrolla, de preferencia en los bancos pelíticos de espe-

sor considerable, un clivaje transgresivo ( $S_2$ ) de rumbo variable entre N 35° a 45° y buzamiento de 75° a 80° SO.

Desde los trabajos de Keidel (1910; 1943; 1947), hasta las últimas síntesis, Turner (1972), Turner y Méndez (1976), la mayoría de las opiniones adjudican una edad precámbrica a la Formación Puncoviscana. El argumento que decide esta tendencia es la discordancia angular que separa la Formación mencionada de las cuarcitas del Grupo Mesón (Turner, 1960 a), de probada edad cámbrica.

Recientes hallazgos de trazas fósiles realizados por Aceñolaza (1973), Aceñolaza y Durand (1973), Aceñolaza *et al.* (1975) llevaron a estos autores a suponer que los niveles superiores de la Formación Puncoviscana corresponden a edades eocámbricas. Al momento no hay evidencias como para desacreditar esta última opinión.

#### Formación Cachi (Turner, 1960 b)

La integran un conjunto de plutones de mediano tamaño, que afloran en la región central de la sierra de Cachi. Son unidas epizonales en el sentido de Buddington (1959), que participan de una faja meridiana donde los cuerpos de mayores dimensiones conforman un eje destacado de actividad magmática. De norte a sur se suceden los stocks del cerro Bayo, El Palomar, Aguas Calientes, Tres Tetas, Peñas Blancas y Cachi. Existe otro cuerpo de dimensiones similares ubicado en el cerro Libertador, cuyos contornos no pudieron precisarse debido a la cubierta nival existente durante el relevamiento aerofotográfico y los trabajos de campo.

Los plutones son generalmente podiformes y suelen estar acompañados de pequeñas apófisis dispuestas irregularmente en sus adyacencias, aunque algunos asomos pequeños parecen no guardar relación directa con los mayores (Corral Bayo, Concho Chico). Intruyen a las metasedimentitas plegadas de la Formación Puncoviscana causando aureolas termometamórficas de diversa extensión, cuyos registros más altos se alcanzan en enclaves que tienen ubicación y dimensiones de "roof pendants" y muestran indicios de migmatización, con desarrollo de estructuras estromatíticas. El emplazamiento de las plutonitas es forzado y ninguna muestra evidencias de que rasgos preexistentes de la roca de caja hayan con-

CUADRO I: Composición Modal de las rocas de la Formación Cachi

	Cachi				Las Cuevas		Peñas Blancas		Cerro Bayo				
	596	450	453	457	460	585	590	437	438	439	214	215	216
Plagioclasa	63,05	62,27	57,51	58,38	59,77	62,85	57,61	69,80	62,97	65,43	64,61	63,85	71,13
Cuarzo	32,46	33,65	35,98	34,68	34,06	28,55	36,69	26,45	30,70	28,54	30,39	31,35	23,29
Biotita	2,20	2,31	2,92	3,53	3,38	6,90	4,02	2,75	5,32	4,76	—	1,48	—
Moscovita	2,28	0,95	1,29	2,63	2,25	1,27	0,87	0,59	0,38	0,62	2,86	2,16	1,00
Epidoto	—	—	—	tr.	0,3	tr.	0,70	tr.	0,33	0,40	0,80	tr.	tr.
Clorita	tr.	0,39	1,22	0,60	0,22	0,42	tr.	tr.	0,27	tr.	1,32	1,14	4,33
M. Opacos	tr.	—	—	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	0,23
Otros acces.	Zr.Cor.	Cord.	Cord.	—	tr.	Ru.Zr.	Zr.Ru	—	tr.	tr.	Zr.	Zr.Ap.	Zr.

	Tres Tetras				El Palomar		Aguas Calientes		El Morado			
	087	0,88	562	563	564	561	425	427	068	597	197	557
Plagioclasa	65,12	73,70	80,63	56,70	58,52	63,15	65,48	67,26	67,25	69,29	71,96	68,25
Cuarzo	29,16	19,94	17,30	38,56	36,38	32,82	31,05	29,59	24,56	23,78	24,15	25,83
Biotita	4,35	4,43	1,41	3,64	3,90	2,67	2,43	2,02	—	4,25	2,06	3,61
Moscovita	1,02	0,99	0,43	0,39	0,67	0,79	tr.	1,07	1,80	0,30	1,33	1,32
Epidoto	0,25	0,93	0,21	0,39	0,16	tr.	tr.	tr.	3,13	0,94	—	0,88
Clorita	tr.	tr.	tr.	0,29	0,33	0,54	0,67	tr.	3,21	1,43	0,48	tr.
M. Opacos	tr.	—	—	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.	tr.
Otros Acces.	Zr.	Zr.	Ap.	Zr.	Zr.Ap.	tr.	Ap.Zr.	Zr.	Zr.	Zr.	Zr.Ap.	Zr.Ti.

dicionado su localización. Sus efectos pueden observarse en las áreas marginales de los plutones en donde las metamorfitas, de rumbo muy constante, han sido desplazadas localmente en flexuras que se adaptan a la geometría de los intrusivos.

Las rocas de la Formación Cachi son hololeucocráticas, de color gris verdoso muy claro en fractura fresca, que se torna blanco amarillento cuando la meteorización las cubre con una delgada capa disgregable. En base a los análisis modales efectuados (Cuadro I), se las ha clasificado de acuerdo a la propuesta del Subcomité de sistemática de rocas ígneas de la I.U.G.S. (Teruggi, 1980). La figura 2a muestra los datos volcados en los triángulos parciales Q-A-P y Q-A+P-M y evidencia que, con excepción de una muestra, las restantes caen en el campo de las tonalitas, y si se considera además, que el índice de color varía entre 2 y 7 y la plagioclasa presente es oligoclasa, la composición modal de las plutonitas corresponde a la de las trondhjemitas. Rocas de la misma región fueron clasificadas igual por Quartino (en Turner, 1964).

El examen petrográfico revela una textura holocristalina hipidiomórfica de grano mediano con variaciones restringidas de grano grueso a ligeramente porfíricas en ocasionales facies de borde o en diferenciados de cúpula. Están constituidas esencialmente por plagioclasa y cuarzo con escasa participación de accesorios representados por biotita, moscovita, apatita, circón y minerales opacos. La plagioclasa (An 10-30 %) es euhedral y subhedral con estructura zonal directa de pasaje gradacional y maclas según las ley de albita, albita-carlsbad o albita-carlsbad-periclina. A menudo tiene bordes con inclusiones gotiformes de cuarzo que no llegan a constituir coronas mirmequíticas y núcleos parcialmente alterados en sericita. En pocos casos (Aguas Calientes) la alteración es casi completa formando un agregado de sericita y minerales arcillosos. El cuarzo es anhedral, incoloro a ligeramente fracturado. Se agrupa con los minerales accesorios en torno a los cristales mayores de plagioclasa. La biotita es subhedral, pleocroica con X = castaño claro, Y = Z = castaño verdoso. Generalmente se dispone en agrupaciones de varios individuos que reúnen algunos granos xenomorfo de epidoto secundario. En ocasiones aparece parcialmente cloritizada y tiene inclusiones muy pequeñas de cristales sub-

hedrales de circón. La moscovita se asocia en escasas láminas con biotita y epidoto, mientras que la apatita ocurre en prismas muy pequeños incluidos en plagioclasa y cuarzo. Los minerales opacos son muy raros y su circunstancial presencia se limita a contados granos idiomorfos de magnetita, a veces alterados. En un corte delgado del stock Tres Tetas se determinó un haz fibroso facoidal de sillimanita incluido en cuarzo.

En contraste con la mayoría de los intrusivos que guardan estrecha similitud petrográfica entre sí, el de Cachi es ligeramente diferente. Es una trondhjemitita con textura alotriomorfa que contiene cordierita pinitizada como accesorio y tiene evidencias de cataclasis de variable intensidad. Esta última característica, acentuada aparentemente hacia el sur, donde Ruiz Huidobro (1960) describe un granito milonítico, no se aprecia en los demás cuerpos estudiados ubicados más al norte.

En el Cuadro II figuran los análisis químicos\* de muestras representativas de los distintos plutones y las respectivas normas CIPW calculadas. En términos de elementos mayoritarios existe una notable similitud en los contenidos de las rocas de la Formación Cachi, con los porcentajes típicos para las trondhjemitas dados por Barker (1979). Comparando los resultados obtenidos sobre muestras de distintos stocks se nota una correlación muy buena excepto para la de Tres Tetas. En efecto, el análisis de esta roca —efectuado por otro analista y por duplicado para algunos óxidos— da un porcentaje bajo en aluminio y alto en magnesio, anomalía que no se refleja en la composición modal, muy uniforme en general, por lo que se atribuye a un error analítico. La figura 2b demuestra que una vez volcadas las proporciones normativas de albita, anortita y ortoclasa en un diagrama triangular con la clasificación propuesta por O'Connor (1965), todas las rocas caen en el campo de las trondhjemitas. El índice de Rittmann obtenido para los distintos análisis caracteriza el evento intrusivo como perteneciente a un magmatismo calcoalcalino, de baja relación K/Na.

Las rocas filonianas tienen una participación discreta. Además de las pegmatitas,

\* Los análisis químicos fueron realizados por los métodos propuestos por Weibel M. (1961) en el Laboratorio de Análisis Geoquímicos del Departamento de Petrología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

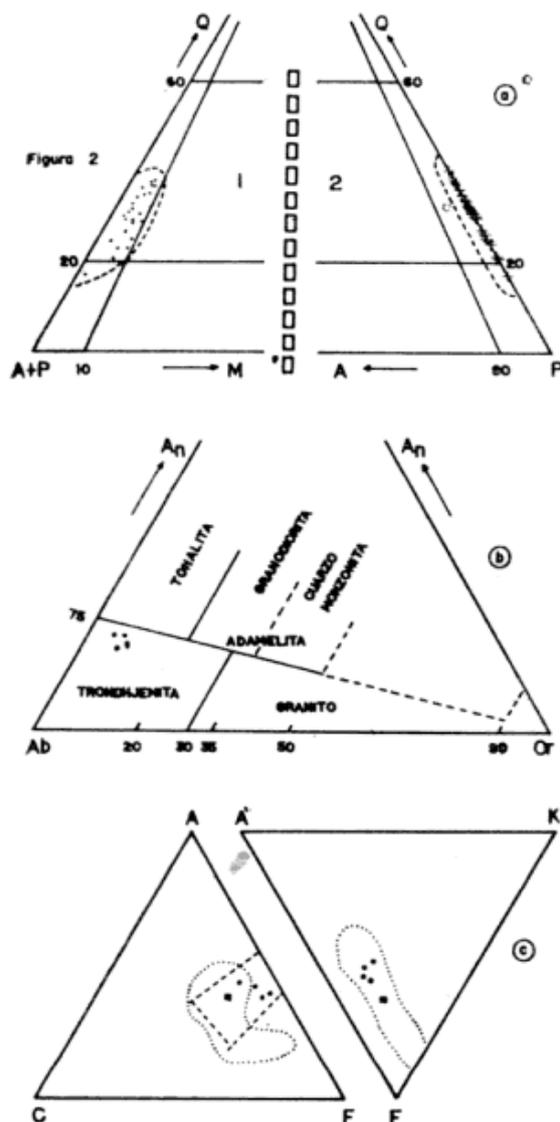
CUADRO II: Composición Química de las rocas de la Sierra de Cachi

	Trondhjemitas de la Formación Cachi					Metamorfitas Formaciones Puncoviscana y La Paya				
	087	087	425	596	438	236	274	057	049	
SiO <sub>2</sub>	72,50	72,50	71,90	73,07	72,31	64,11	63,10	74,10	64,75	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,91	13,91	16,42	15,97	16,15	16,86	16,68	12,38	17,28	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,60	0,58	0,50	0,19	0,53	1,11	1,42	1,88	1,53	
FeO	0,68	0,70	0,55	0,70	0,79	4,69	4,50	1,77	4,19	
MnO	0,03	0,03	tr.	tr.	0,01	0,10	0,11	0,06	0,10	
MgO	2,12	2,12	0,71	0,81	0,98	2,89	3,16	1,73	2,85	
CaO	2,94	2,94	2,41	2,55	2,89	1,13	0,99	1,27	1,13	
Na <sub>2</sub> O	5,23	5,18	5,70	5,16	5,32	2,17	2,31	2,45	2,03	
K <sub>2</sub> O	1,01	0,96	0,77	0,62	0,67	3,91	3,37	2,58	3,80	
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,18	0,11	0,09	0,17	0,79	0,85	0,57	0,75	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,39	0,39	0,07	0,05	0,07	0,19	0,31	0,19	0,18	
H <sub>2</sub> O	0,37	0,36	0,57	0,60	0,55	1,53	2,78	0,99	1,25	
Total	99,96	99,85	99,71	99,81	100,4	99,48	99,58	99,97	99,84	
Q	29,93	30,62	30,29	34,31	31,41	087 Stock Tres Tetas		- Anal. M. Valleja		
Or	5,63	5,56	4,50	3,36	3,91	425 Stock El Palomar		- Anal. J. de la Nuez		
Ab	44,63	44,05	48,32	43,99	44,82	596 Stock Cachi		"	"	
An	11,83	12,10	11,82	12,64	14,25	438 Stock Peñas Blancas		"	"	
Cor.			2,05	2,26	1,52	236 Pelita moteada Fm La Paya		"	"	
Wo	0,46	0,26				274 Pizarra Fm Puncoviscana		"	"	
Di	0,40	0,23				057 Hornfels Fm La Paya		"	"	
Fs	0,52	0,30				049 Hornfels Fm La Paya		"	"	
En	4,86	4,96				Figura 2c: diagramas ACF y A'KF				
Hy			1,72	2,02	2,41	..... Campo de las grauwackas Winkler (1974)				
Fs			0,40	0,93	0,65	----- Arcillas y argilitas sin o con hasta 35%CO <sub>2</sub>				
Mt	0,69	0,69	0,70	0,23	0,69	■ Arcillas marinas				
Il	0,30	0,30	0,15	0,15	0,30	● Metamorfitas de la Sierra de Cachi				
Ap	0,67	0,67								
(K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O) <sup>2</sup>	1,32	1,27	1,44	1,11	1,22					
SiO <sub>2</sub> -43										

descriptas aparte (Galliski *op. cit.*), se ha observado en el borde NE de Aguas Calientes un pórfido granodiorítico de pequeñas dimensiones y una aplita granodiorítica que intruye en forma concordante los esquistos en el área de mina Santa Elena. El único lamprófiro ubicado es una malchita que aflora al NE de Tres Tetas; forma un di-

que pequeño de color verde oscuro y grano mediano constituido por hornblenda y plagioclasa como minerales esenciales, con cuarzo, biotita, titanita y opacos como minerales accesorios.

El emplazamiento de los plutones trondhjemíticos es posterior a la fase principal de plegamiento que afectó la comarca. Esta



relación se demuestra por las texturas no deformadas (salvo el stock Cachi), las flechas que los pliegues de la roca de caja sufren en los contactos y por el control que han tenido las diaclasas de extensión de los pliegues, condicionando estructuralmente las mineralizaciones pegmatíticas genéticamente derivadas de los intrusivos.

Las trondhjemitas de la Formación Cachi fueron originalmente asignadas al Pre-

cámbrico por Turner (1960 b, 1964). Posteriormente, Turner y Méndez (1976) las refieren con reservas al Silúrico. Halpern (1972) y Halpern y Latorre (1973) estudiaron geocronométricamente rocas graníticas de Molinos y Santa Rosa de Tastil, cuya yacencia es similar a las aquí descritas, por métodos de Rb/Sr y K/Ar. En Molinos hallaron valores comprendidos entre 605 y 457 m.a. por Rb/Sr y entre 423 y 395 m.a. por K/Ar. Una muestra de pegmatita de Seclantás dio  $404 \pm 20$  m.a. por Rb/Sr. En Santa Rosa de Tastil los datos oscilan entre 601 y 497 m.a. por Rb/Sr y 530 m.a. por K/Ar. Estos autores encontraron que las edades obtenidas sobre minerales generalmente arrojan cifras inferiores a las obtenidas trabajando sobre roca total.

En este estudio se realizaron cuatro dataciones por K/Ar (Cuadro III). Los valores más antiguos obtenidos corresponden a moscovitas pegmatíticas frescas de las Minas Santa Elena y Tres Tetras con  $564 \pm 25$  y  $545 \pm 15$  m.a., respectivamente, mientras que la biotita ligeramente cloritizada del stock Tres Tetras dio  $515 \pm 20$  m.a. El único dato discrepante lo ofrece la biotita del stock de Cachi, con  $190 \pm 10$  m.o.

Si bien los valores consignados deben considerarse como edades mínimas probables, el cuadro geológico conocido inclina la opinión del autor a asignarles, a los tres primeros, un valor probablemente cercano a la edad real de la Formación Cachi, presumiblemente cámbrica. Para la datación del stock de Cachi la explicación más coherente indica que el dato representa la edad de la manifiesta cataclasis que lo afecta.

Formación La Playa (Aceñolaza et al., 1975)

Este término formacional fue acuñado por Aceñolaza et al. (1975) para describir

CUADRO III: Datos analíticos proporcionados por INGEIS

Informe N°	% K	$A_{RAD}^{40}$	% $A_{ATM}^{40}$	$K^{40}$	Edad
* 1076	6,48	$68,203 \times 10^{-10}$ mol/g	3,4	—	$523 \pm 20$ m. a.
* 1077	6,93	$79,544 \times 10^{-10}$ mol/g	8,1	—	$564 \pm 25$ m. a.
1727	8,83	$30,661 \times 10^{-10}$ mol/g	71,2	$26,358 \times 10^{-8}$ mol/g	$190 \pm 10$ m. a.
1728	6,72	$74,194 \times 10^{-10}$ mol/g	6,6	$20,059 \times 10^{-8}$ mol/g	$545 \pm 15$ m. a.

\* Datos corregidos según INGEIS en Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXIII (3): 239-240, 1977.

esquistos cordieríticos que afloran en la localidad homónima al SO de Cachi. En el área tipo están en contacto tectónico con la Formación Puncoviscana, de la que derivan por la acción térmica de los intrusivos de la Formación Cachi y, por consiguiente, tienen su misma edad.

En la presente zona de estudio, más amplia que la descrita por los autores mencionados, se observan contactos transicionales entre las Formaciones involucradas. Las rocas de transición, aunque están afectadas térmicamente no alcanzan el grado metamórfico que individualiza a los esquistos cordieríticos y, por otra parte, difieren ligeramente de las de Formación Puncoviscana por el desarrollo de texturas moteadas. Con el objeto de caracterizar adecuadamente los tipos litológicos, la relación de los episodios y la distribución areal de los mismos, se distinguen dentro de la Formación La Paya dos zonas metamórficas: zona de clorita-biotita y zona de cordierita.

*Zona de clorita-biotita.* Tiene gran distribución areal. La representan rocas similares a las de Formación Puncoviscana, que muestran evidencias megascópicas de haber sufrido metamorfismo de contacto. Los efectos distintivos consisten en un aumento del tamaño del grano, y, sobre todo, en las rocas de naturaleza pelítica, la aparición de motas de dimensiones entre 1 y 10 mm de distribución irregular y frecuencia variable. La litología incluye pelitas moteadas, filitas moteadas, esquistos y metacuarcitas.

Las pelitas moteadas son rocas de textura porfidolepidoblástica y grano fino. Están constituidas esencialmente por cuarzo, mica blanca, biotita y clorita en proporciones variables, pero siempre con predominancia de filosilicatos. Sobre esta matriz lepidoblástica se disponen motas monominerales de clorita; en pocos casos de biotita. Los tamaños de las motas varían entre 1 y 10 mm, la forma es generalmente elipsoidal. En ningún caso su proporción supera el 20 % del volumen total de la roca. No es infrecuente la coexistencia de motas con dimensiones diferentes, pero sí la presencia conjunta de megablastos de clorita y biotita. En su totalidad los porfidoblastos son de crecimiento estático. La clorita de la matriz es ópticamente idéntica a la de las motas. Estas últimas se conforman con el agregado de varios cristales tabulares divergentes, poikiloblásticos, que incluyen parte de la

fracción clástica y algunos minerales opacos. Es de color verde claro, ligeramente pleocroica, débilmente anisótropa y suele presentar maclas polisintéticas. Óptica y roentgenográficamente coincide con ripidolita.

La biotita sólo en limitadas ocasiones yace en fenoblastos tabulares sin orientación preferente. Habitualmente forma glomeroblastos pequeños. Es decolor castaño verdoso, pleocroica y sus propiedades ópticas son similares a los ejemplares de la matriz. Como accesorios más destacados ocurren magnetita idiomorfa, plagioclasa (albita-oligoclasa ácida) anhedral, turmalina en cortos prismas pleocroicos verde azulados, apatita y circón. Esporádicamente hay epidoto xenomórfico.

Las filitas moteadas tienen composición similar a las pelitas, con respecto a las que están muy subordinadas. Se distinguen macroscópicamente por su brillo satinado y excelente fisilidad.

Alternan con las pelitas esquistos macizos, de grano fino y colores grises. Tienen una mayor participación de componentes clásticos, en su mayoría cuarzo y algo de plagioclasa, que recristalizados junto a moscovita y biotita ofrecen texturas blastosamíticas a granolepidoblásticas. Generalmente no muestran desarrollo de texturas moteadas.

Las metacuarcitas, mucho menos abundantes, tienen texturas granoblásticas y están compuestas por cuarzo esencial con poca biotita, moscovita y minerales opacos.

*Zona de cordierita.* Abarca menos extensión que la anterior. Conforman aureolas de tamaño variable reducidas a las adyacencias de los intrusivos mayores o a superficies situadas sobre domos térmicos, que suponen la presencia de éstos en profundidad. Las rocas conservan, en menor grado que la secuencia sedimentaria original, el carácter rítmico de los bancos psamo-políticos. Tienen colores grises, grano mediano a fino y regular esquistosidad. Se reconocen esquistos moteados, hornfels, hornfels nodulares y hornfels inyectados.

La zona se distingue por el grano mediano y la aparición de nódulos de cordierita en las paragénesis pelíticas. Los esquistos micáceos nodulares son los más abundantes, mostrando nódulos de cordierita sujetos en una matriz lepidoblástica. Los megapoikiloblastos elipsoidales de cordierita son de tamaño variable, en promedio 1 ó 2 cm,

aunque localmente alcanzan 10 cm. Al microscopio se observa la blastesis de los cristales a expensas de clorita y moscovita, con coronas de reacción casi isotropas. La cordierita presenta casi siempre maclas cíclicas bien desarrolladas y, en algunos casos, está total o parcialmente pinitizada. En la matriz participan cuarzo, biotita y moscovita como minerales esenciales, y plagioclasa, turmalina, apatita y minerales opacos (magnetita) como accesorios. En determinados sectores coexisten cordierita y motas de clorita. En estos casos la cordierita está pinitizada y la presencia de clorita obedece a la diaforesis inducida por la superposición de áreas de influencia de intrusivos próximos.

Los hornfels son de color gris oscuro, grano fino a mediano, macizos. Su textura es granoblástica y están constituidos por cuarzo, biotita, moscovita esenciales con cordierita, andalucita y plagioclasa como accesorios mayores, y turmalina, apatita y minerales opacos en menor proporción. La biotita es tabular y pleocroica, en tonos de castaño café, mientras que la moscovita suele desarrollarse en megablastos cribosos poikilíticos que incluyen cuarzo dominante. La cordierita es menos abundante que los esquistos y la escasa andalucita se presenta en cristales sub a euhedrales casi incoloros.

Los hornfels nodulares son de grano mediano y macizos. Sus nódulos alcanzan un tamaño promedio de 1-2 cm y están constituidos por moscovita cribosa o por cordierita. En la matriz coexisten cuarzo, biotita, moscovita y pocos accesorios, con la ausencia virtual de minerales opacos.

En las rocas de los grandes enclaves de techo (roof pendants) hay un incremento en el tamaño del grano y el desarrollo de un bandeamiento peculiar merced a la concurrencia de "ojos" monominerálicos elongados, envueltos en una matriz proporcionalmente equivalente. La estructura resultante no es suficiente para tipificar estas rocas como gneisses, si bien existe una marcada diferencia con un hornfels típico. Su color varía entre pardo y pardo grisáceo. Están constituidas por cuarzo, biotita, cordierita y microclino. Accesorios: moscovita, turmalina, apatita y circón. Ocasionalmente ocurren minerales opacos, y sillimanita. La biotita es parda café, algo flexionada. La cordierita anhedral poikiloblástica tiene a veces maclas cíclicas o bien polisintéticas. Feldespato potásico xenomorfo, redondeado,

maclado según albita-periclina, crece en apariencia a expensas de moscovita, la cual subsiste como accesorio. Dentro de cordierita se desarrollan las escasas inclusiones de sillimanita. Estos minerales indican el incipiente desarrollo de una zona de sillimanita/feldespato potásico.

En la inmediata cercanía de los contactos con los intrusivos yacen hornfels inyectados. En el contacto oriental del cerro Bayo se aprecia con claridad una corneana biotítica moscovítica, atravesada por venas trandhjemíticas irregulares de algunos centímetros de potencia. Los contactos de estas venas, muchas veces difusos, presentan bandas metasomatizadas con crecimiento de fenoblastos zonados y euhedrales de plagioclasa (An 20-30%).

### Aspectos del metamorfismo y la deformación

En la comarca correspondiente al tramo septentrional de la sierra de Cachi se han reconocido tres episodios metamórficos. En su caracterización se ha utilizado el criterio de Winkler (1974, 1979) y el concepto de grados metamórficos propuesto por este autor.

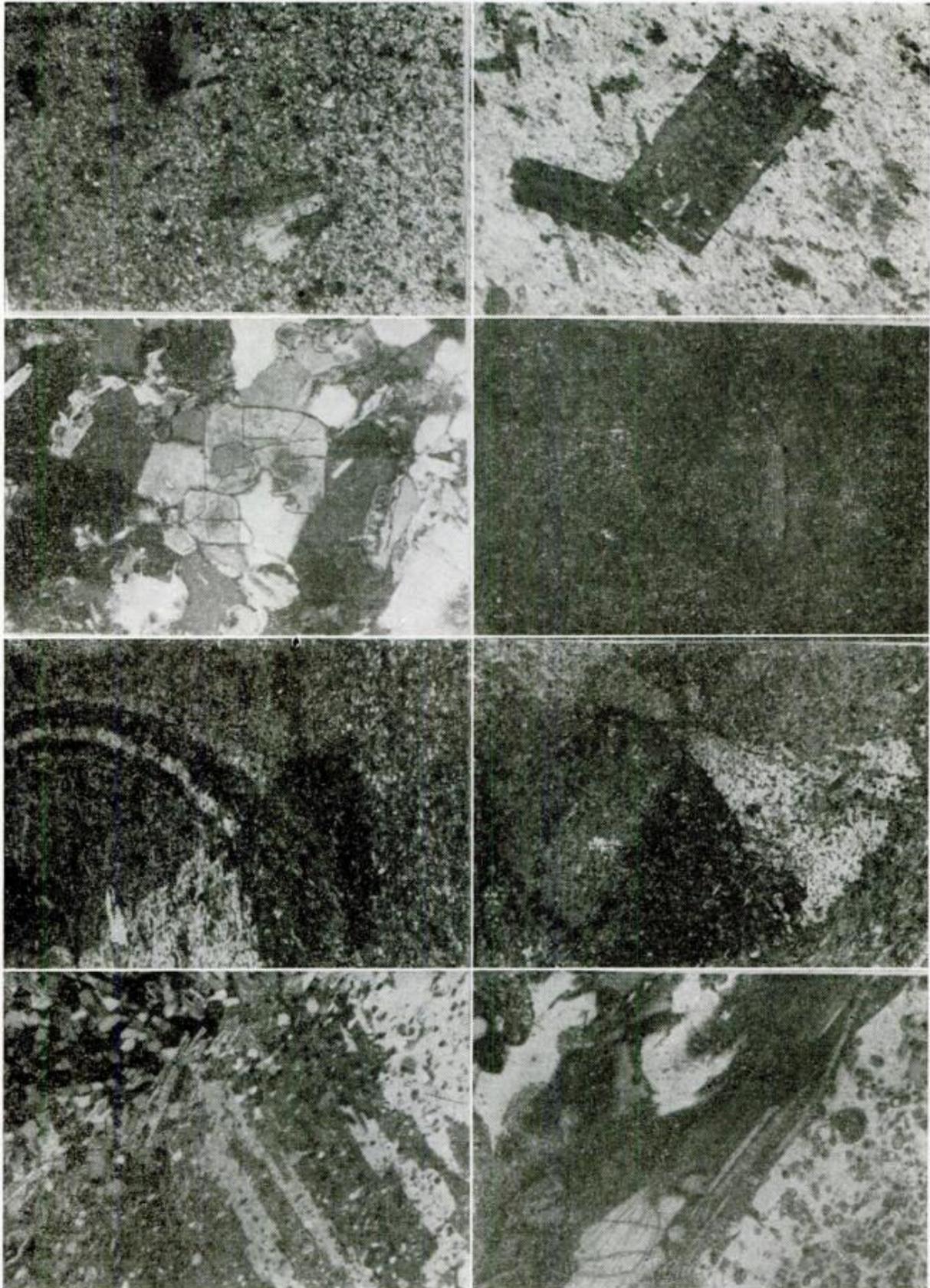
#### Metamorfismo regional de grado bajo (M1)

Afecta a la secuencia sedimentaria en la mayor parte del área. La mejor exposición, casi sin interferencia de los episodios posteriores, tiene lugar en la faja occidental de afloramientos en la Formación Puncoviscana. La concordancia de las estructuras planares con la estratificación supone su sincronismo, con la fase de deformación responsable de la serie de apretados pliegues con rumbo N 50° E que representa el basamento.

Las paragénesis presentes son:

Cz - Clo - Ab - mat. argiláceo  
 Cz - Clo - Mica Bl. - Bi - Ab  
 Cz - Clo - Mica Bl. - Bi - Ti  
 Cz - Clo - Mica Bl. - Bi - Ab - Ep

En el borde oriental, a la latitud del río Porongo, ocurren las rocas con menor grado metamórfico. Mientras en las pelitas las señales de recristalización son claras, en la matriz de las grauwackas asociados las evidencias microscópicas resultan menos notables.



Lám. I. — 1: Glomeroblastos de clorita en pelita moteada, x 25 con analizador. 2: Porfidoblasto de clorita (M2) oblicuo a la esquistosidad (M1) en pelita moteada, x 160 con analizador. 3: Idio-blastos de andalucita en hornfels, x 160 con analizador. 4: Esquisto moteado cordierítico. 5: Maclado cíclico radial y concéntrico en nódulo cordierítico, x 40 con analizador. 6: Macla cíclica radial séxtuple de cordierita en esquisto moteado, x 25 con analizador. 7: Cordierita maclada polisintéticamente en hornfels nodular, x 63 con analizador. 8) Sillimanita (fibrolita) y cordierita poikiloblástica en hornfels, x 63 con analizador.

Metamorfismo de contacto de grados bajo y medio (M2)

Originado en la intrusión de las rocas de la Formación Cachi, se superpone irregularmente en el marco geográfico del episodio anterior. Se distinguen dos grados metamórficos.

*Metamorfismo de grado bajo.* Incluye a las rocas incluidas en la zona de clorita-biotita. No se pudieron establecer las respectivas subzonas por la dificultad en precisar la isograda de biotita. Su límite inferior lo constituye la primera aparición de clorita en megablastos de crecimiento estático en las rocas pelíticas. El superior está dado por la aparición de cordierita.

Las asociaciones minerales son:

Cz - Clo - Mo - Pl  
 Cz - Clo - Mo - Bi  
 Cz - Clo - Mo - Bi - Pl  
 Cz - Clo - Mo - Ep  
 Cz - Bi - Mo - Ep  
 Cz - Ep - Anf - Ti - Clo

La última asociación ocurre en dos nodulos calcáreos de 10 cm de diámetro contenidos en esquistos.

*Metamorfismo de grado medio.* Comprende a las rocas contenidas en la zona de cordierita. Su límite inferior queda registrado, en las paragénesis pelíticas, con la aparición de cordierita a expensas de clorita + moscovita + cuarzo.

Las paragénesis presentes en esta zona son:

Cz - Bi - Mo - Ep  
 Cz - Bi - Mo - Pl  
 Cz - Bi - Co - Mo  
 Cz - Bi - Co - And  
 Cz - Bi - Co - Mi + Mo  
 Cz - Bi - Co - Mi + Si  
 Cz - Bi - Mo - Gr (muy rara)

Los datos de equilibrio experimental para la reacción clorita + moscovita + cuarzo = cordierita + biotita +  $\text{SiO}_5\text{Al}_2$  = obtenidos por Hirschberg y Winkler (1968) permiten precisar en un estrecho rango la temperatura máxima alcanzada en este episodio:  $515^\circ \pm 10$  y  $525^\circ \pm 10$  a 1.000 y 2.000 bars de presión de  $\text{H}_2\text{O}$  respectiva.

Es bien conocida la relación entre el metamorfismo de contacto y las bajas presiones corticales. La ocurrencia, en nuestro caso, de andalucita con escasa sillimanita co-

mo únicos polimorfos del  $\text{SiO}_5\text{Al}_2$ , es compatible con este tipo de metamorfismo, si bien, la considerable extensión de las aureolas, en comparación con el tamaño de los plutones, evidencia que el mismo no ha sido producido por intrusiones someras sino a una profundidad discreta, estimada entre 3 y 5 km, correspondiente a una presión de 900 a 1.300 bars.

Metamorfismo regional de grado bajo (M3)

Su desarrollo se observa en la parte oriental del sector estudiado, a partir del río Salado hacia el sur. Afecta a la Formación Puncoviscana, confiriéndole un rango metamórfico no mayor que M1, rango detectado en base al clivaje transversal que se desarrolla en bancos pelíticos antes que por sus asociaciones minerales, las cuales son similares a las descritas en M1. Hacia el oeste, a medida que avanzamos en rocas de mayor grado metamórfico, su presencia se diluye hasta hacerse irreconocible. Es posterior a M1 y a M2, pues algunas pelitas moteadas de la Formación La Paya, aflorantes en los alrededores de Concho Chico, muestran indicios texturales diaforéticos que apoyan el criterio expuesto. Por otra parte, Aceñolaza y Toselli (1978) publicaron algunas dataciones K/Ar realizadas sobre metamorfitas de bajo grado del NO argentino y entre ellas figuran dos muestras procedentes de Rancagua, Cachi, que dieron cifras de  $450 \pm 15$  m.a. y  $410 \pm 15$  m.a. Estos datos, evaluados con prudencia, indicarían la edad mínima de M3, vale decir la finalización del último evento termometamórfico que afectó a la comarca.

## Tectónica

En la configuración estructural del sector estudiado han intervenido como mínimo dos diastrófismos principales que actuaron en forma independiente. El primero es anterior a los intrusivos de la Formación Cachi y afecta otros sectores del zócalo del NO argentino, donde fue denominado Fase Tilcárica (Turner y Méndez, 1975). El segundo evento está vinculado a las fases principales del Ciclo Andico.

## Fase Tilcárica

Su acción fue esencialmente deformativa. Las sedimentitas de la Formación Punc-

coviscana fueron plegadas a escala meso y macroscópica, en una ajustada serie de anticlinales y sinclinales cabríos. Los pliegues de dimensiones mesoscópicas tienen por término medio entre 60 y 100 m de radio. Son visibles en toda su magnitud a lo largo de algunas quebradas, por ejemplo: quebrada del arroyo El Palomar, quebrada del río Porongo enfrente de Ciénega Delgada, etc. Sólo ocasionalmente sus flancos tienen corrugaciones parásitas de pequeño tamaño. Existen también algunos pliegues isoclinales abiertos (quebrada La Paya, quebrada del río Salado en Campo Amarillo), pero son de pequeñas dimensiones y no superan el 5% de las estructuras presentes.

La mayoría de los pliegues están recostados al naciente. Sus planos axiales tienen inclinación moderada, con buzamientos variables entre 40° y 70° NO; sólo en menores oportunidades yacen inclinados al SE (quebrada del arroyo Quinchamay).

La figura 3 incluye la proyección estereográfica de 102 datos de  $S_0$ , representados en red equiareal de Lambert-Schmidt, según haz recíproco con referencia al hemisferio inferior, tomados a lo largo de los perfiles realizados. Se observan en el diagrama dos máximos situados en los cuadrantes NO-SE, que definen para el plegamiento una alineación N 50°E. La mayor dimensión del máximo SE posiblemente refleja el predominio de las estructuras volcadas al NE. Los mínimos ubicados N-S responden a estratos de rumbo E-O, que han sido flexionados localmente por un evento posterior referido al emplazamiento de los plutones de la Formación Cachi.

El análisis de la relación que existe entre el sentido de las inclinaciones de los bancos plegados y su localización en el área estudiada revela que tienen la tendencia a agruparse en fajas con buzamientos opuestos. Esta disposición indica la existencia de un plegamiento macroscópico de primer orden, con radios de 3 a 4 km, que es difícil de precisar debido a la interferencia causada por el de segundo orden descrito anteriormente. La suposición encuentra afirmación adicional en el trabajo de Ruiz Huidobro (1960), quien, en el basamento (= Formación Puncoviscana) situado al este del valle Calchaquí, describe la presencia de macropliegues en abanico.

Las observaciones visuales apoyadas por escasos datos medidos y la posición del plano  $\phi$  en el diagrama  $S_0$  señalan que el

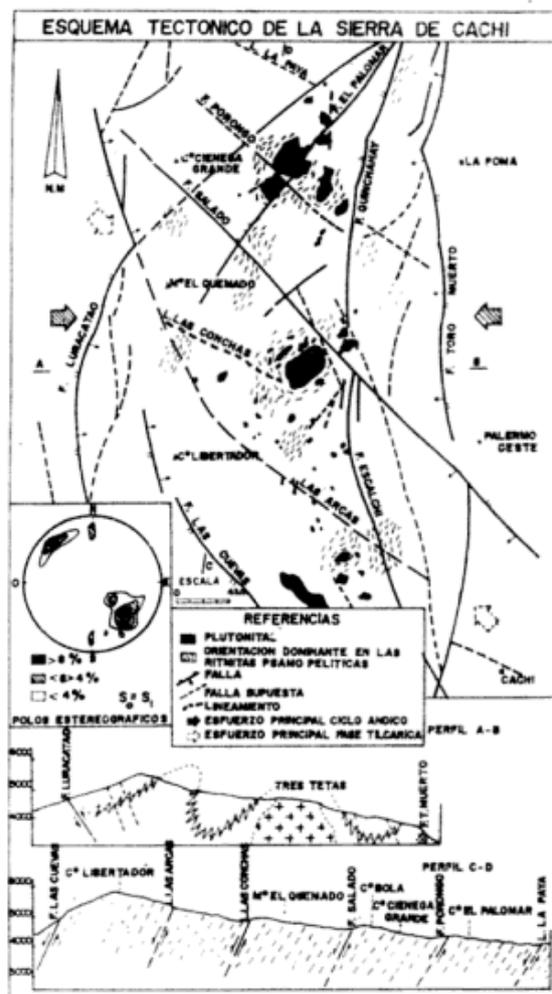


Figura 3

eje de plegamiento tiene una posición subhorizontal, con una ligera inclinación hacia el nordeste.

El sistema de diaclasas que afecta a las metasedimentitas deformadas es muy constante en su orientación. Las variaciones están vinculadas a las distorsiones de alineación sufridas por los estratos en sectores aledaños a los intrusos. Los juegos tienen las siguientes posiciones en orden de calidad: N 30-45°O, 75°SO; N 18-20°E, 20°ESE; el tercero coincide en forma aproximada con la esquistosidad.

La disposición de las estructuras descritas precedentemente indica que el diastrafismo de la Fase Tilcárica se resuelve, para la comarca en estudio, en un esfuerzo horizontal compresivo de orientación N 40°O.

#### Ciclo Andico

Su acción fue ejercida sobre un basamento cristalofílico consolidado que respondió

en forma rígida e isotrópica, fracturándose y basculando al tiempo que era elevado. Dos son los sistemas de fracturas delineados por este evento. Perfilan la morfotectónica, las estructuras de rumbo meridiano; las restantes participan de un juego conjugado oblicuo al anterior, que dividió el bloque inicial en segmentos menores. Al sistema principal pertenecen las fallas Toro Muerto (Méndez, 1975), Luracatao, Escalchi (Aceñolaza et al., 1975), Quinchamay y algunas fracturas menores. Las dos primeras limitan el cordón montañoso y tienen expresión geomórfica notable. Son fallas inversas de alto ángulo e inclinaciones contrapuestas, que permiten al basamento cabalgar sobre las sedimentitas terciarias de los valles Calchaquí y de Luracatao. Ambas fracturas tienen rechazos considerables, del orden de cientos y quizá miles de metros. La componente mayor de desplazamiento es vertical y sus efectos configuran el típico horst de los Nevados de Cachi y Palermo, sobrelevado en relación a las fosas tectónicas que lo marginan.

Al segundo sistema lo representan mejor las estructuras de rumbo NO que sus conjugadas. Está integrado por las fallas Porongo, Salado, Las Arcas, Las Cuevas y los lineamientos La Paya y Las Conchas. Su existencia se infiere cuando se consideran varias evidencias, en conjunto, que se enumeran a continuación:

- Alineación de fuentes termales activas con las quebradas de los ríos Salado y Porongo.
- La distorsión que sufren las ritmitas del zócalo, apartándose del rumbo regional sobre la traza de las tectolíneas.
- Existencia de cataclasis, como sucede en el río Salado a la altura de Campo Amarillo.
- El paralelismo que mantienen con megatrazas de fracturas regionales, como las de Pocitos-Centenario-Brealito (Bastías, 1979 com. verbal) u Olacapato-Juramento (Baldís et al., 1975).
- El subparalelismo que tienen con la falla Las Cuevas en su tramo oriental.

Las flexuras y desgarramientos de cizalla habrían iniciado la actividad, para resolverse después en fallas directas durante la etapa de alivio. Las distorsiones de las ritmitas apoyan la primera inferencia, mientras

la segunda armoniza algunos detalles que de otra forma permanecen inconexos. Ellos son:

- La asimetría de las quebradas que coinciden con el recorrido de las dislocaciones. En estos casos, mientras las vertientes derechas son tendidas y ricas en afluentes, las izquierdas son escarpadas y están poco disectadas.
- Las culminaciones altitudinales de la cadena montañosa ocurren inmediatamente al norte de cada una de las tectolíneas consideradas.
- Los planos milonitizados que participan en la falla Las Cuevas tienen en su mayor parte inclinación al SO.

La explicación supone el basculamiento de cada unidad en un giro parcial de sentido horario, que desniveló los segmentos del zócalo configurando escalones con escarpas mirando al SO y espaldas tendidas al NE. Las componentes de desplazamiento actuaron desfasadas en tiempo; en un primer estadio predominó la componente horizontal, que fue luego relevada por la vertical de mayor magnitud. También cabe la posibilidad, afirmada en la existencia de *kink bands* sobre algunas fracturas oblicuas de rumbo NO, en la flexión de las ritmitas y en la datación de la trondhiemita cataclásica del stock de Cachi, que el movimiento de cizalla halla tenido lugar previamente al Ciclo Andico durante el diastrofismo araucano, cuando aun no existía un nivel de erosión tan profundo.

Las estructuras conjugadas de rumbo NE son menos relevantes y se reducen a la falla El Palomar y algunas fracturas menores, cuyo comportamiento no tiene gran incidencia en el esquema bosquejado.

El análisis de las dislocaciones reseñadas indica que la orientación del esfuerzo dominante producido durante el diastrofismo Andico fue O-E.

Si bien esta fracturación oblicua posdata sin lugar a dudas a la Formación Cachi, se debe hacer notar que curiosamente los plutones se ubican siempre adyacentes a las fallas de rumbo NO. Para un enfoque especulativo dicha disposición sugiere que las fracturas se desarrollaron por reactivación de un sistema regmático hasta ese momento carente de expresión en el basamento estudiado pero ya presente y activo, como control de la canalización magmática, en un

CUADRO IV

Episodios	Unidades originadas y/o afectadas	Metamorfismo	Edades Probables	Estructuras	Correlaciones y/o Denominaciones
Sedimentarios S Metamórficos M Igneos I Tectónicos T					
S	F. Puncoviscana		PC-Camb. inf?	So	
M1-T1	F. Puncoviscana	Reg. grado bajo	Cámbrica inf?	Pleg. S <sub>1</sub> //S <sub>0</sub> N 50°E	F1, Rapella (1976) Fase T1/cábrica Turner y Méndez (1975)
II	F. Cachi		Cámbrica	Flexuras periféricas	Granidiorita Quesera Turner (1970)
M2	F. La Paya	Contacto grados bajo y medio	Cámbrica		
M3	F. Puncoviscana y F. La Paya	Regional grado bajo	Ordovícico Superior	S <sub>2</sub> (foliación) N35°-40°O 75°-80°S	F3, Rapella (1976)
T2	Todas las que integran el basamento		Terciario	Fallamiento Dislocación /Ascenso	Ciclo Andico

hipotético zócalo continental pre-Formación Puncoviscana.

A modo de síntesis el Cuadro IV resume la evolución geológica del basamento del tramo septentrional de la sierra de Cachi.

### Agradecimientos

El autor desea expresar su agradecimiento a la Dra. Hebe D. Gay por la dirección de este trabajo, haciéndolo extensivo al Dr. Ricardo J. Sureda por las sugerencias aportadas y al Dr. Francisco Anguita por la pro-

visión de los análisis químicos. Queda además especialmente reconocido por la lectura crítica del manuscrito al Dr. Félix González Bonorino y al Dr. Alejandro Toselli por los comentarios vertidos.

A los geólogos Hugo Romano y Juan Meregaglia y al señor Ricardo Domínguez se agradece su desinteresada colaboración.

El Consejo de Investigación de la Universidad Nacional de Salta, a través de su Programa 11, facilitó la mayor parte de la ayuda económica que permitió realizar el estudio.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., 1973. *Sobre la presencia de Oldhamia sp. en la Formación Puncoviscana de la Cuesta del Muñano, Prov. de Salta, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXVIII (1): 56-60.
- Aceñolaza, F. G. y F. R. Durand, 1973. *Trazas fósiles del Basamento Cristalino del Noroeste Argentino*. Asoc. Geol. Córdoba, Bol. 2 (1-2): 45-55.
- Aceñolaza, F. G., F. Durand y D. Díaz Taddei, 1975. *Geología y contenido paleontológico del basamento metamórfico de la región de Cachi, Provincia de Salta, República Argentina*. VI Cong. Geol. Arg., I: 319-332.
- Aceñolaza, F. G. y A. J. Toselli, 1978. *Geocronología de las Formaciones Puncoviscana y Suncho, Provincias de Salta y Catamarca*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIII (1): 76-80.

- Baldis, B. A., R. Gorroño, V. Plozkiewicz y M. Sarudiansky, 1975. *Geotectónica de la Cordillera Oriental, Sierras Subandinas y comarcas adyacentes*. VI Cong. Geol. Arg. 1: 3-22.
- Boso, M. A., 1977. *Geología del área comprendida entre el Cordón de Lampasillos y el Cordón Nevados de Palermo, desde 24° 40' a 24° 54' de latitud sur 66° 07' a 66° 26' de longitud oeste, Dpto. La Poma, Prov. de Salta*. Univ. Nac. de Salta, Seminario I, (inéd).
- Barker, F., 1979. *Ed. Trondhjemites, Dacites, and related rocks*. Elsevier Scientific Publishing Co. Amsterdam.
- Buddington, A. F., 1959. *Granite emplacement with special reference to North America*. Geol. Soc. Amer., Bull. 70: 671-748.
- Díaz Taddei, R. L., 1977. *Rasgos geológicos de la zona de Molinas, provincia de Salta*. Acta Geol. Lilloana, XIV: 277-287.
- Galliski, M. A., 1981. *Estructura, Mineralogía y Génesis de las Pegmatitas de El Qemado, Salta - República Argentina*. Tesis Doc. Inéd. Fac. C.E.F. y Nat. U.N.C. Córdoba.
- Halpern, M., 1972. *Geochronologic evolution of South America*. Acad. Brasil. Cienc., 44 (supl.): 149-160.
- Halpern, M. y C. Latorre, 1973. *Estudio geocronológico inicial de rocas del noroeste de la República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVIII (2): 195-205.
- Keidel, J., 1910. *Estudio geológico de la Quebrada de Humahuaca, en la de Iruya y en algunos de sus valles laterales*. Mem. Div. Geol. Hidrog. An. Min. Agric., V (2): 76.
- 1943. *El Ordovícico inferior de los Andes del norte Argentino y sus depósitos marinos-glaciales*. Bol. Acad. Nac. Cienc., 26: 1-140. Córdoba.
- 1947. *El Paleozoico*. Geograf. Rep. Arg. GAEA, 1: 127. Buenos Aires.
- Méndez, V., 1975. *Estilos estructurales del Cerro Negro y la Fosa Calchaquí, provincia de Salta y Jujuy, Rep. Argentina*. II Congr. Ibero Americano Geol. Econ., 115-136.
- Méndez, V., J. C. Turner, R. Navarini, R. Amengual y O. Viera, 1979. *Geología de la región Noroeste, provincias de Salta y Jujuy*. Dir. Gral. Fab. Mil. Buenos Aires.
- O'Connor, J. T., 1965. *A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios*. U.S.G.S. Prof. Pap., 525-B: 79-84.
- Rapella, C. W., 1976. *El Basamento Metamórfico de la Región de Cafayate, provincia de Salta, Aspectos Petrológicos y Geoquímicos*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXI (3): 203-222.
- Ruiz Huidobro, O. J., 1960. *Descripción Geológica de la Hoja 8 e Chicoana*. Dir. Nac. Geol. Min. Bol. 89. Buenos Aires.
- Russo, A., 1948. *Levantamiento geológico en la cuenca del río Calchaquí, provincia de Salta*. Y.P.F. (inédito).
- Teruggi, M. E., 1980. *Clasificación de las Rocas Igneas*. Col. Cienc. de la Tierra, N° 1. Ed. Libart, Buenos Aires.
- Turner, J. C. M., 1960a. *Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria*. Bol. Acad. Nac. Cienc., XLI: 163-196. Córdoba.
- 1960b. *Estratigrafía del Nevado de Cachi y sector al oeste (Salta)*. Acta Geol. Lilloana, III: 191-226.
- 1964. *Descripción Geológica de la Hoja 7c, Nevado de Cachi, provincia de Salta*. Bol. Nac. Geol. Min. 99. Buenos Aires.
- 1972. Puna. Leanza A., Ed. *Geología Regional Argentina*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba.
- 1976. Puna. Turner, J. C. M. (Ed.). *Geología Regional Argentina II*. Acad. Nac. Cienc. Córdoba.
- Turner, J. C. M. y V. Mendez; 1975. *Geología del sector oriental de los departamentos de Santa Victoria e Iruya, provincia de Salta, República Argentina*. Acad. Nac. Cienc.; Bol, 51 (1-2): 11-23. Córdoba.
- Vilela, C. R., 1956. *Descripción Geológica de la Hoja 7d, Rosario de Lerma*. Dir. Nac. Min., Bol. 84. Buenos Aires.
- Weibel, M., 1961. *Die Schnellmethode der Gesteinanalyse*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 41: 285-294.
- Winkler, H. G. F., 1974. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 3th. Edition. Springer-Verlag. Berlin.
- 1979. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 5th. Edition. Springer-Verlag. Berlin.

Recibido: 22 de octubre, 1982.

Aceptado: 15 de julio, 1983.

MIGUEL A. GALLISKI

Universidad Nacional de Salta  
Buenos Aires 177  
4400 Salta.

## ESTUDIO PALEOMAGNETICO Y SEDIMENTOLOGICO DE AMBIENTES LACUSTRES. PARTE III - BRAZO CAMPANARIO, LAGO NAHUEL HUAPI

ANA M. SINITO, MARIA S. ALONSO y GUILLERMO L. AMBROSINI

### Resumen

En esta contribución, la tercera de una serie de trabajos multidisciplinarios realizados sobre sedimentos extraídos del fondo de lagos localizados en los alrededores de San Carlos de Bariloche (Prov. de Río Negro), se presentan los resultados de los estudios sedimentológicos y paleomagnéticos de sedimentos del Lago Nahuel Huapi, Brazo Campanario (41°S, 71°30' O), así como su discusión e interpretación.

Los sedimentos del Brazo Campanario se caracterizan por estar compuestos por material asignable casi en su totalidad a eventos volcánicos.

La secuencia estudiada fue subdividida en cinco secciones según una relación granulométrica. Se presentan perfiles de variaciones de material "grueso" de minerales "pesados" y de componentes mayores de 250 $\mu$ .

Se presentan los perfiles de intensidad ( $J_n$ ) del magnetismo remanente natural y de inclinación (I) y declinación (D) del magnetismo remanente estable, para cada testigo extraído. El primero permite establecer líneas de correlación litoestratigráficas entre los testigos, en cuanto a los dos últimos son útiles para determinar líneas de correlación cronoestratigráfica.

La comparación entre los perfiles de  $J_n$  y de variación de minerales "pesados" permite establecer una buena correlación entre los máximos de  $J_n$  y los altos valores de concentración de vulcanitas.

### Introducción

Se ha encarado el estudio multidisciplinario de sedimentos lacustres del Sudoeste Argentino. En este trabajo, se presentan los resultados de los estudios sedimentológicos y paleomagnéticos de los testigos obtenidos mediante un equipo de extracción portátil (Mackereth, 1958 y 1969) del fondo del Brazo Campanario del Lago Nahuel Huapi (41°S, 71°30'0, provincia de Río Negro). Estos resultados serán aplicados a la búsqueda de correlaciones entre dichos sedimentos, así como a aportar datos al conocimiento del régimen en el cual los mismos se depositaron.

En la primera contribución de esta serie

### Abstract

In this paper, the third of a group of multidisciplinary studies which were carried out on the material extracted from the bottom of lakes in the vicinity of San Carlos de Bariloche (Province of Río Negro), the sedimentologic and paleomagnetic results obtained from sediments of the Lake Nahuel Huapi, Branch Campanario (41°S, 71°30' W) and their discussion are given.

The sediments from Branch Campanario are characterized, because they are composed by material which is assigned mainly to volcanic events. The studied sequence was subdivided in five lithologic sections according to the proportion of fine and coarse material. Logs of variation of coarse material, heavy minerals and material coarser than 250 $\mu$  are presented.

Logs of intensity ( $J_n$ ) of natural remanent magnetization and of inclination (I) and declination (D) of stable remanent magnetization for each core are presented. The first one allow to establish lithostratigraphic correlation tie-lines between cores, an the others are useful to define chronostratigraphic correlation tie-lines.

The comparison of the logs of  $J_n$  and of variation of heavy minerals allow to establish a good correlation between the maxima of  $J_n$  and the high values of concentration of vulcanites.

(Valencio y otros, 1982) se describió la geología, fisiografía y clima del área circundante a los lagos estudiados, asimismo se expusieron las metodologías de extracción y muestreo, y las técnicas empleadas en cada una de las disciplinas intervinientes en este estudio.

El Brazo Campanario, perteneciente al Lago Nahuel Huapi, comienza poco después del puerto Perito Moreno y es una de las zonas más apacibles del lago.

El brazo se interna por unos 7 km en dirección ESE - ONO y tiene un ancho medio de 800 m. Está separado por el sur del lago Perito Moreno por una franja de



Fig. 1.— Mapa de ubicación de los testigos extraídos del Brazo Campanario.

tierra de unos 2 km de ancho, y por el Norte lo cierra la península de San Pedro. En la zona de muestreo la profundidad del agua oscila entre los 39 y los 41 m.

Se extrajeron 6 testigos cortos (C; de aproximadamente 1.5 m de longitud) y 7 largos (LC; de unos 6 m de longitud). La ubicación relativa de los sitios de muestreo se observa en la figura 1. El material del testigo LC<sub>2</sub> se perdió durante la extracción y el de C<sub>2</sub> no se utilizó por presentar planos inclinados lo que hizo suponer que el tubo no se había hincado perpendicularmente al fondo. Si bien se muestreó y se procesó el testigo LC<sub>4</sub>, sus resultados no son presentados, ya que los mismos parecen estar afectados por errores de muestreo o marcado.

## Estudio sedimentológico

### Características de los sedimentos

El material analizado fue obtenido por muestreo en gabinete del testigo largo LC<sub>3</sub> (fig. 2).

Se trata de niveles horizontales de escaso espesor, de coloración general oscura, con intercalaciones claras correspondientes a niveles delgados enriquecidos en material piroclástico. Para su mejor descripción el perfil fue subdividido en cinco secciones según la relación entre el material fino y grueso, como se detallará más adelante.

Para efectuar una caracterización general de la secuencia se puede decir que está compuesta por material asignable casi en su totalidad a eventos volcánicos bien sea

debidos a meteorización de vulcanitas básicas o ácidas como a la deposición directa de material piroclástico.

La columna representa un evento de sedimentación que tuvo lugar en un ambiente de baja energía, donde las secciones II y IV corresponden a cortos lapsos en los que la energía del medio fue mayor (fig. 3-B).

### Análisis granulométrico

El material se analizó siguiendo las técnicas habituales, procediéndose previamente a la eliminación de la materia orgánica.

Para las fracciones gruesas, se usó una serie de tamices a intervalos de  $1/2 \phi$  a  $1 \phi$ , en tanto que para los finos se aplicó el método de la pipeta. Se comprobó que la selección del material es muy baja. La media para toda la columna es  $4,67 \phi$  (limo grueso) con valores extremos de  $2,31 \phi$  y  $6,66 \phi$ . La selección media es  $1,65 \phi$ , variando entre  $3,07 \phi$  y  $1,27 \phi$ .

A fin de facilitar la comparación de los resultados con anteriores contribuciones a esta serie, (Valencio y otros, 1982; Mazzoni y Sinito, 1982) se combinó en unificar las distintas litologías en cinco tipos definidos según la clasificación ternaria de Folk (1954). La discusión sobre la representatividad y eficacia de esta asignación fue efectuada (Valencio y otros, *op. cit.*) y por tanto sólo se resumirán aquí los tipos elegidos:

Típos litológicos	Características
1	Pelitas finas, arcillas y arcillas arenosas.
2	Tipos transicionales, fangos, fangos arenosos y limo arcilloso.
3	Arena fina, arena y limos arenosos con menos del 25 % de material menor a 0,250 mm.
4	Arena mediana, con menos del 15 % de material mayor de 0,500 mm y más del 25 % de material mayor de 0,250 mm.
5	Arena gruesa con más del 15 % de material mayor de 0,500 mm.

A partir de estos se ha procedido a estudiar la columna, agrupando bajo la denominación de "material fino" a los tipos

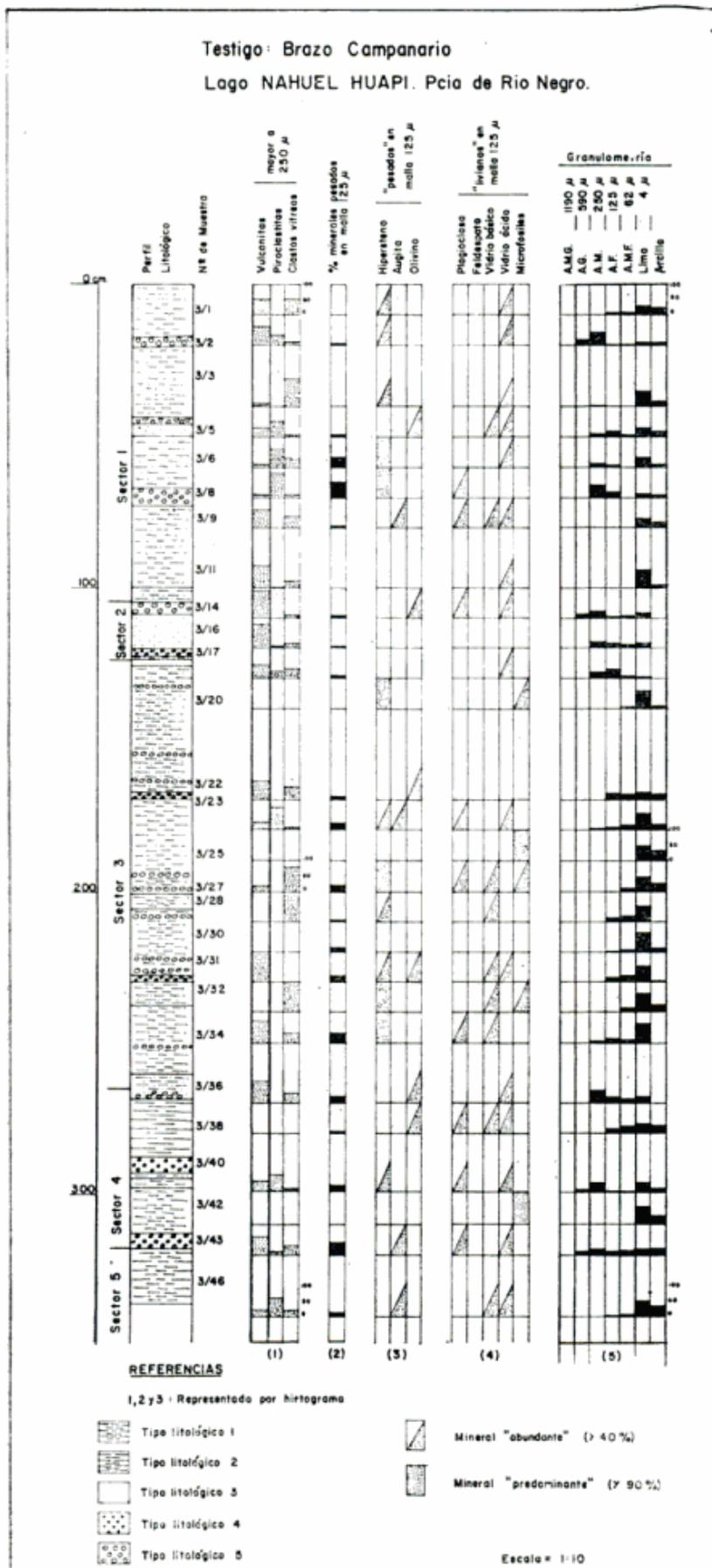


Fig. 2. - Columna litológica del testigo LC3, Brazo Campanario.

litológicos 1.2 y 3 y como "material grueso" a los tipos 4 y 5.

Se han determinado entonces, cinco secciones, con las siguientes características:

**Sección I:** Los primeros 104 cm a partir de superficie, con un 89 % de material fino.

**Sección II:** Los próximos 19 cm de la secuencia, con 57 % de finos y 43 % de gruesos, valor éste que los caracteriza.

**Sección III:** Los 135 cm siguientes, con 90 % de material fino.

**Sección IV:** De 52 cm de espesor con 75 % de finos y 25 % de gruesos, valor éste que también es notable.

**Sección V:** Los últimos 18 cm de perfil, con 100 % de material fino.

Las secciones II y IV corresponden al 21,7 % del espesor total del testigo y en ellas el material grueso se halla en porcentaje mayor que el promedio de la columna.

### Composición mineralógica

En la figura N° 3 se ha graficado la relación entre la distribución de los componentes en las fracciones mayores a 0,250 mm y mayores a 0,125 mm así como también la abundancia de esta última de minerales pesados.

En las fracciones mayores a 0,250 mm se identificaron clastos de vulcanitas, piroclastitas y clastos vítreos en porcentajes promedio de 45,5 %, 17,75 % y 37,25 % respectivamente. Tanto los clastos de vulcanitas como los vítreos aparecen a lo largo de toda la columna en porcentajes variables en tanto que las piroclastitas están completamente ausentes en el tramo comprendido entre la mitad del sector III y la base del IV (fig. 3-E).

El contenido de minerales pesados dentro de la fracción de 0,125 mm es variable, con un máximo de 50,26 % en la muestra 3/1 (fig. 3-C). En la figura 3-D se hacen resaltar los niveles en los que el hipersteno es predominante en la fracción de minerales "pesados", consignando además cuales son los acompañantes "livianos" en cada caso. Se puede notar una buena co-

rrespondencia entre los máximos en la curva de minerales "pesados" con respecto a los niveles más ricos en hipersteno solo en la base del sector IV, donde el pico de pesados se relaciona con un máximo de augita. El hipersteno es acompañado por plagioclasa, vidrio ácido o básico o microfósiles. La augita, además de predominar como va se dijo en la base del sector IV, es también mineral abundante en la muestra 3/46, que corresponde al sector V. En este caso es acompañada por ambos tipos de vidrio volcánico (figs. 2-3). Las muestras 3/25 y 3/42 se caracterizan por la presencia casi exclusiva de microfósiles (diatomeas espículas de esponja).

### Estudio paleomagnético

#### Muestreo y técnicas de análisis

Se obtuvieron un total de 241 muestras de los testigos cortos y 812 de los largos para el estudio paleomagnético. La técnica de muestreo es similar a la empleada para los lagos El Trébol y Moreno (Valencio y otros, 1982; Mazzoni y Sinito, 1982).

Se midió la magnetización remanente natural (m.r.n.) de los especímenes. Se eligieron las muestras pilotos para someterlas a pruebas de desmagnetización por campos alternos (Valencio, 1965 y 1980) para aislar la magnetización remanente estable (m.r.e.), la cual resultó semejante a la m.r.n., por ello para el resto de las muestras se utilizó esta última. Se midió también la susceptibilidad magnética de todas las muestras. Las técnicas de análisis pueden hallarse en Valencio y otros (1982).

#### Resultados paleomagnéticos

Los perfiles integrados por los perfilajes de intensidad de la m.r.n. ( $J_n$ ) y la susceptibilidad magnética ( $\chi$ ) correspondientes a los testigos cortos no son presentados aquí, ya que a diferencia de lo observado para los perfilajes de los testigos de los lagos El Trébol y Moreno (Valencio y otros, 1982; Mazzoni y Sinito, 1982) no se evidencian rasgos magnéticos que pueden vincular los perfiles entre sí, ni tampoco surge de la comparación de  $J_n$  y  $\chi$  un resultado concluyente respecto de las causas que influyen en las características de los perfilajes de  $J_n$ . Por el contrario los perfiles consti-

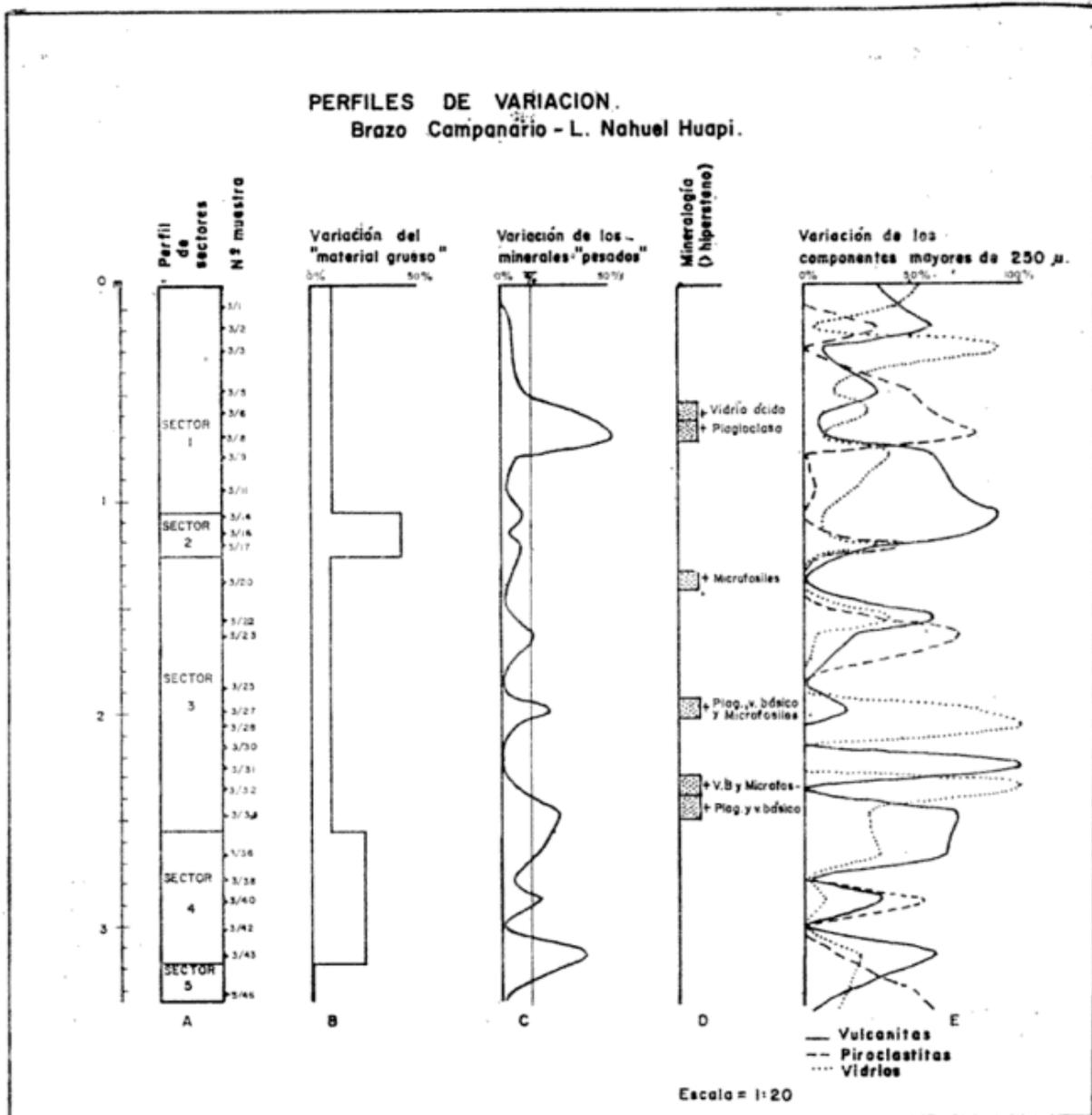


Fig. 3.—Perfiles de variación del material grueso, de los minerales pesados y de los componentes mayores de  $250 \mu$  en el testigo LC3.

tuidos por los perfilajes de  $J_n$  (fig. 4) y  $\chi$  correspondientes a los testigos largos brindan una mejor información.

En la figura 4 la similitud de las figuras magnéticas que se observan en los distintos perfilajes permite continuar los límites mencionados anteriormente e identificar las secciones en los testigos LC<sub>1</sub>, LC<sub>6</sub> y LC<sub>7</sub>, siendo más difícil vincular el perfilaje del testigo LC<sub>5</sub>.

Se observa que las líneas de correlación son prácticamente horizontales entre los perfilajes de los testigos LC<sub>6</sub> y LC<sub>7</sub>, lo que es de esperarse ya que fueron extraídos de un mismo sitio del lago (fig. 1); lo mismo

ocurre entre los perfilajes de LC<sub>1</sub> y LC<sub>5</sub> aunque la correlación no es tan evidente. Por el contrario al comparar los perfilajes de los testigos LC<sub>6</sub> y LC<sub>7</sub> con el LC<sub>3</sub> se observa que si bien para los niveles más superficiales las líneas de correlación son también horizontales existe una mayor profundidad de las interfases en el LC<sub>3</sub>, este rasgo se repite, haciéndose más marcado en los testigos LC<sub>1</sub> y LC<sub>5</sub>. Esto indica mayor espesor de los sedimentos hacia el centro del lago (fig. 1).

Debe mencionarse que a diferencia de lo observado en los perfilajes de  $J_n$  de los testigos de El Trébol y Moreno, en este

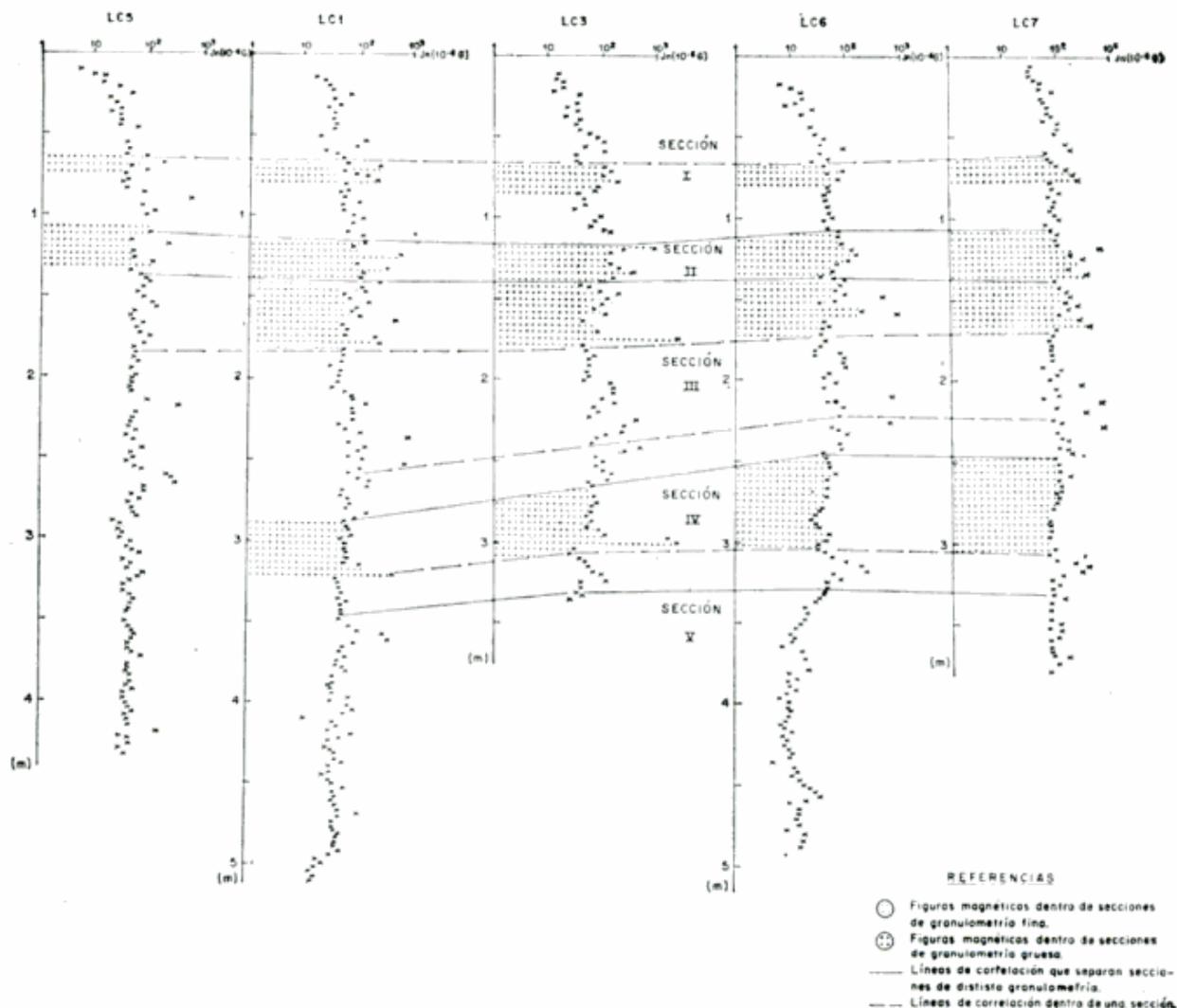


Fig. 4. — Brazo Campanario. Perfil integrado con los perfilajes de intensidad de la magnetización remanente natural correspondiente a los testigos largos.

caso existen variaciones en el carácter de las figuras magnéticas correspondientes a algunas secciones dentro del mismo lago. Así al comparar los perfilajes de  $J_n$  de los testigos  $LC_1$  y  $LC_5$ , los cuales han sido obtenidos de un mismo sitio, se observa que si bien los rasgos son similares para las secciones superiores no ocurre lo mismo para las secciones III, IV y V. Asimismo hay semejanza entre las figuras magnéticas características de la sección IV de los perfilajes de los testigos  $LC_1$  y  $LC_3$ , no así con los correspondientes a los testigos  $LC_6$  y  $LC_7$ , pero debe tenerse en cuenta que en estos dos perfilajes faltan los datos que corresponderían al pico de intensidad que se registra en los de  $LC_1$  y  $LC_3$ , por lo cual cabe la posibilidad que en este caso la diferencia de comportamiento sea sólo aparente.

En el perfil integrado por los perfilajes de  $\chi$  (el cual no es presentado por razones de espacio), están bien definidas las distintas figuras magnéticas, lo que permite establecer una correlación segura entre ellas. De igual manera a lo indicado para  $J_n$  la vinculación menos clara es la del testigo  $LC_5$ .

La similitud que se observa entre los perfilajes de  $J_n$  y para cada uno de los testigos indica una vez más, que los rasgos que se observan son reflejo del tipo y concentración de los minerales magnéticos involucrados y no del comportamiento del c.m.t.

En la figura 5 se integran los perfilajes de inclinación (I) de la m.r.n. para los diferentes testigos largos. En el testigo  $LC_3$  se han marcado los límites entre las distintas secciones definidas por el estudio sedimentológico y en el resto de los perfilajes

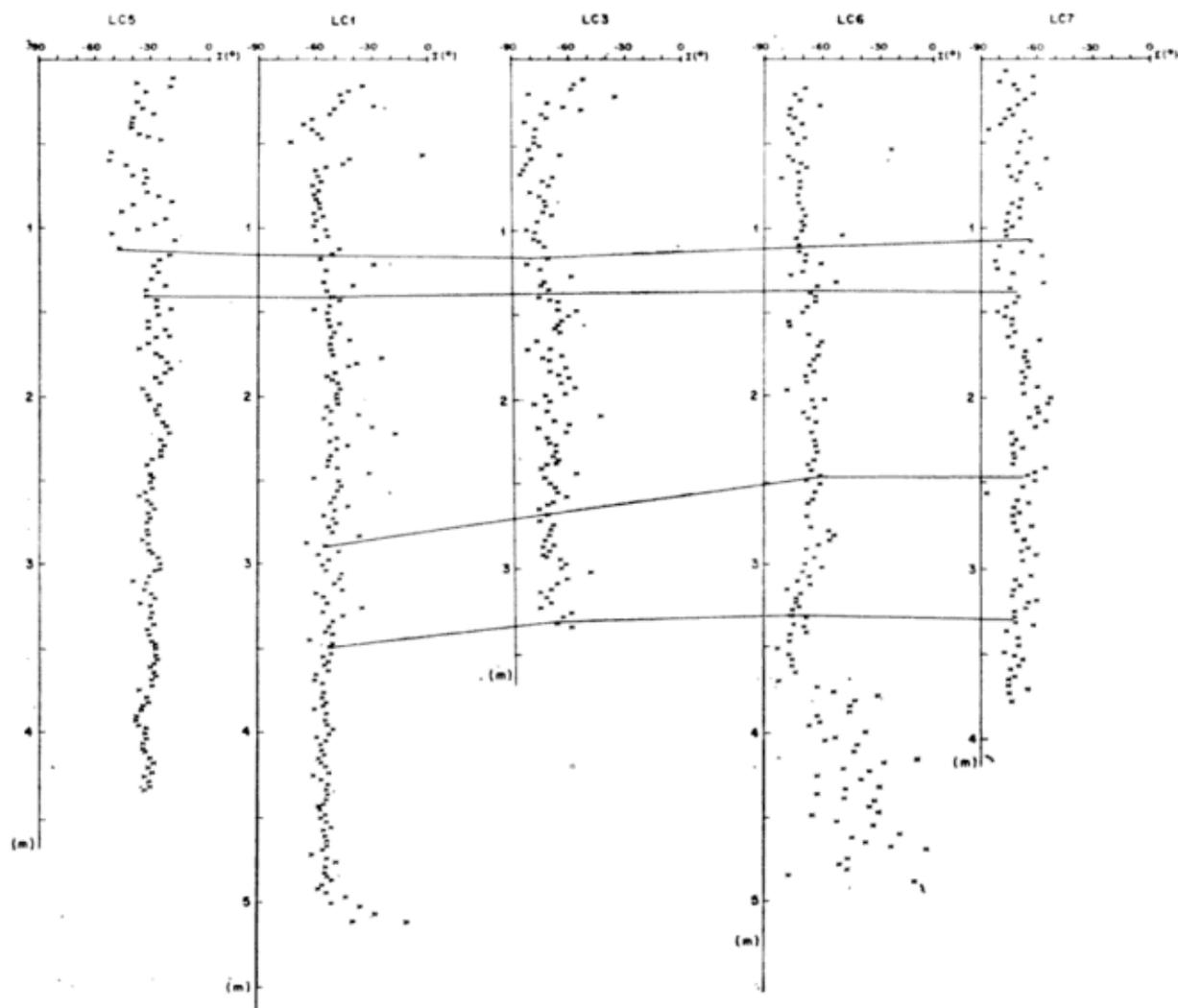


Fig. 5.—Brazo Campanario. Perfil constituido por los perfilajes de inclinación correspondiente a los testigos largos.

se han extendido dichos límites de acuerdo a lo observado en los perfilajes de  $J_a$  y  $\chi$ . Debe mencionarse que el material del tramo inferior del testigo  $LC_6$  se hallaba movido respecto a su posición original, lo que puede explicar el comportamiento anómalo que es observable en el perfilaje correspondiente, para los últimos 130 cm.

En la figura 5 se observa una cierta similitud en los rasgos de los tramos superiores de los perfilajes, la cual es más notoria entre los correspondientes a los testigos  $LC_1$ ,  $LC_3$  y  $LC_6$ . Superpuesta a las variaciones de alta frecuencia se observa una oscilación de baja frecuencia, fenómeno ya registrado en los perfilajes correspondientes a los lagos El Trébol y Moreno.

Por otra parte los valores de inclinación de los niveles superficiales son del orden de la inclinación del c.m.t. actual ( $-39^\circ$ ) y a medida que se profundiza se acercan a

los valores de inclinación del campo dipolar axial ( $-60^\circ$ ); este comportamiento es el reflejo del efecto posdeposicional, ya que en los niveles más profundos se han promediado los valores.

En la figura 6 se han representado los perfilajes de declinación (D) de los testigos y se han marcado los límites entre las distintas secciones definidas por el estudio sedimentológico de manera análoga a la utilizada en la figura 5. Cabe aquí el mismo comentario realizado con respecto al último tramo del testigo  $LC_6$ . Es necesario destacar el distinto comportamiento en la declinación en los testigos del Brazo Campanario: la amplitud de las oscilaciones de alta frecuencia es similar para los testigos  $LC_7$ ,  $LC_6$  y  $LC_3$  (y de mayor magnitud que la presente en los testigos de los lagos El Trébol y Moreno), pero estas oscilaciones tienen una amplitud mucho me-

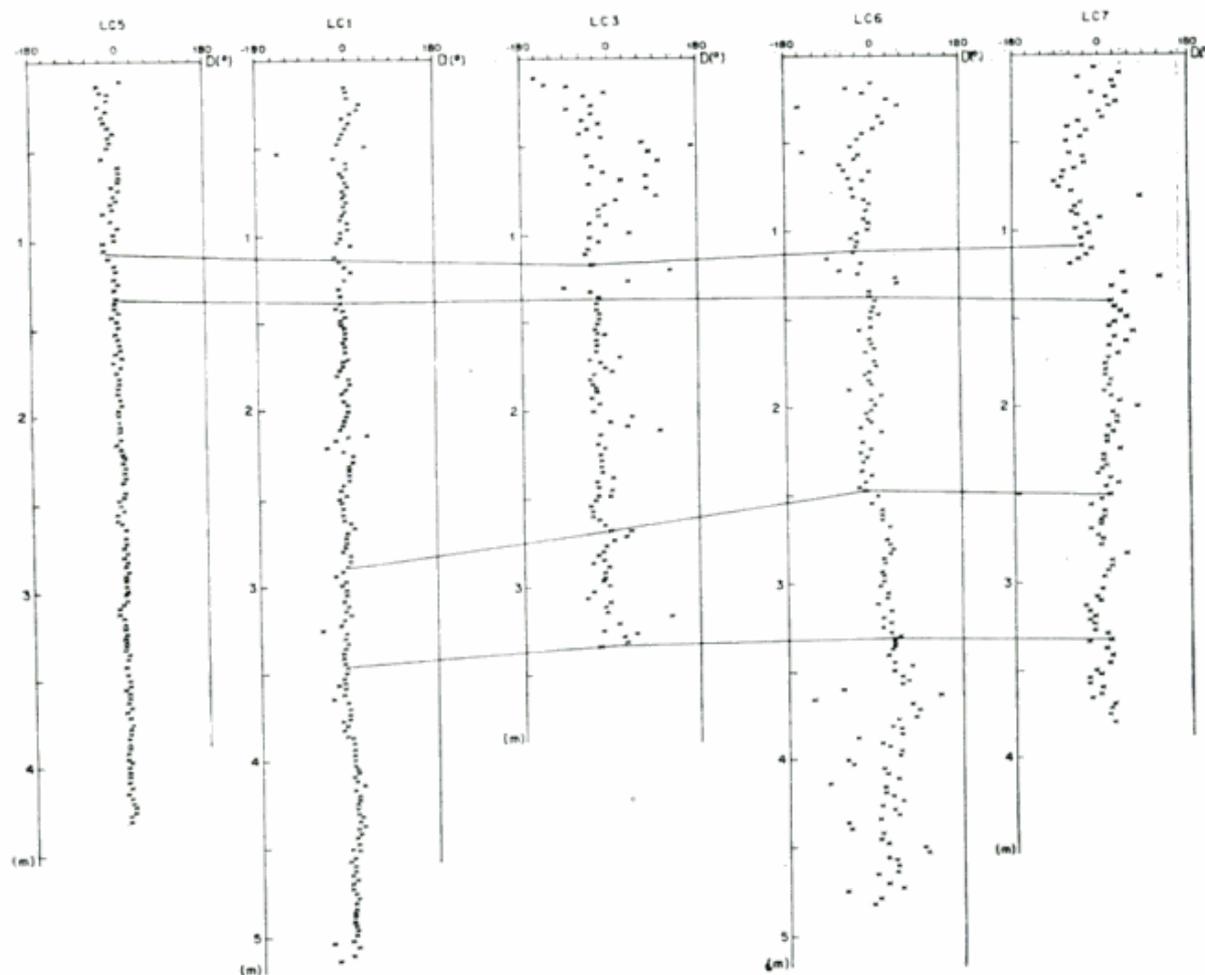


Fig. 6. — Brazo Campanario. Perfil constituido por los perfilajes de declinación correspondiente a los testigos largos.

nor en los perfilajes de  $LC_1$  y  $LC_5$ , esto podría ser explicado por la posición relativa de los testigos en el lago.

Dentro de la sección II se define una figura magnética similar en los perfilajes de  $D$  correspondientes a los testigos  $LC_3$ ,  $LC_6$  y  $LC_7$ , dicha figura corresponde a una fuerte variación de declinación. Esta variación puede estar asociada a cambios en los valores de  $I$  que se observan en la misma zona y pueden hallarse dos interpretaciones: 1) la existencia de una excursión de polaridad del c.m.t. y 2) el reflejo de la mecánica asociada al proceso de adquisición del magnetismo remanente deposicional. La relación espacio-temporal con el cambio de secciones I/II tiende a favorecer la segunda de estas interpretaciones pero hace surgir a su vez dos preguntas: por qué la transición III/IV no se presenta con iguales características y por qué en los perfilajes de  $LC_1$  y  $LC_5$  no se observan los mismos rasgos. La primera pregunta podría

tener explicación en la compactación diferencial, ya que es sensato admitir que los efectos posdeposicionales ya presentes en los sedimentos más profundos pudieron suavizar oscilaciones debidas a un ordenamiento no perfecto. La segunda pregunta es más difícil de responder, pero podría estar asociada a la energía imperante en el momento de la depositación de los sedimentos, es decir podría tener influencia como se ha dicho anteriormente, la posición relativa dentro de la cuenca de depositación.

#### Resultados comparados

La figura 7 permite comparar el perfil de  $J_n$  con variaciones de algunos caracteres sedimentológicos: variación de concentración de vulcanitas y niveles granulometría 4 y 5.

Una primera observación permite correlacionar rápidamente la sección II (grue-

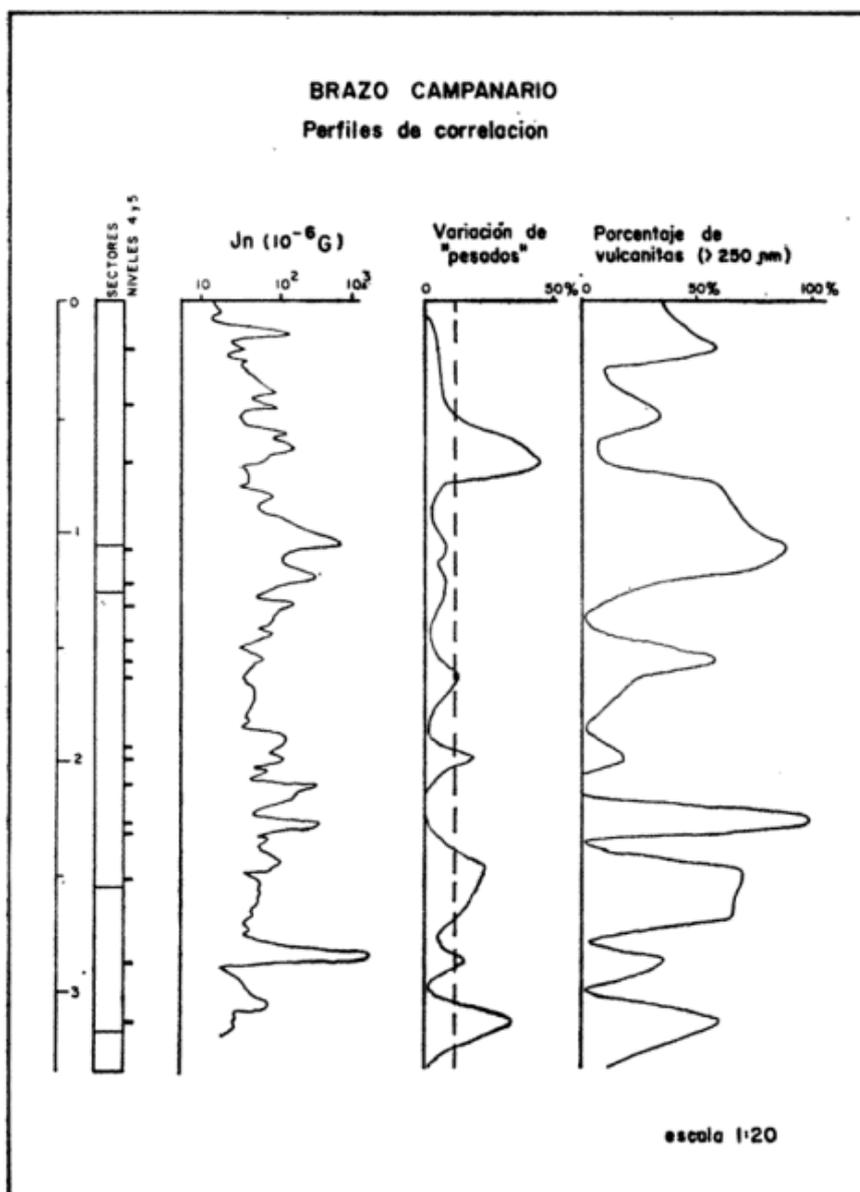


Fig. 7. — Perfiles de correlación de intensidad de magnetismo remanente natural, variación de pesados y porcentajes de vulcanitas para el testigo LC3.

sa) con una zona de altos valores de  $J_n$ , rasgo que se repite aunque menos notoriamente en el otro sector grueso definido en la columna (sección IV). Por otra parte al analizar detalladamente los niveles más gruesos (tipos litológicos 4 y 5) surge una buena correspondencia entre éstos y los picos de  $J_n$ .

En cuanto a la relación de valores de  $J_n$  y la variación de concentración de minerales pesados se ve que los máximos de éstos coinciden con valores pico de  $J_n$  en tanto que no se cumple la inversa (picos de  $J_n$  que no se corresponden con máximos de "pesados"). Esta situación podría de-

berse a la diferencia de registro en ambos estudios, ya que el sedimentológico no es continuo mientras que el paleomagnético, si bien no puede considerarse tampoco estrictamente continuo, resulta mucho más detallado.

Un análisis similar se hace para la relación entre los picos de  $J_n$  y las altas concentraciones de vulcanitas. Los máximos de  $J_n$  coinciden perfectamente con altos valores de concentración de vulcanitas observándose disminuciones relativas de  $J_n$  al aumentar el porcentaje de vulcanitas ácidas en las muestras. Por ejemplo, la muestra 3/40 tiene una buena relación de res-

puesta de  $J_n$  con la concentración de vulcanitas. Existe una perfecta correlación morfológica entre máximos de  $J_n$  y los de porcentaje de clastos de rocas volcánicas. Aunque se observa que ciertos máximos de vulcanitas no se corresponden con picos de  $J_n$ . Este caso se ejemplifica con las muestras 3/23 y 3/40. La primera presenta una respuesta suave de  $J_n$ , mientras la segunda exhibe una fuerte respuesta. Esto se debe a la diferencia composicional entre las vulcanitas presentes; la muestra 3/23 está compuesta mayoritariamente de clastos rio-

líticos y la muestra 3/40 de vulcanitas básicas.

### Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento a la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, al British Council y a la Universidad de Edimburgo que hicieron posible la realización del presente trabajo.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Folk, R., 1954. *The distinction between grain size and mineral composition in Sedimentary rocks nomenclature*. Jour. Geol., 62: 344-359.
- Mackereth, F. J. H., 1958. *A portable core sampler for lake sediments*. Limnol. Oceanog., 3: 181.
- 1969. *A short core sampler for subaqueous deposits*. Limnol. Oceanog., 14: 145.
- 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.
- Valencio, D. A., 1965. *Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX, 1: 7-28.
- 1980. *El magnetismo de las rocas*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, pág. 351.
- Valencio, D. A., K. M. Creer, A. M. Sinito, J. F. Vilas, M. M. Mazzoni, L. A. Spalleti, E. J. Romero y C. A. Fernández, 1982. *Estudio paleomagnético, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres*. Parte I - Lago El Trébol (Prov. de Río Negro). Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVII, 2: 205-213.

Recibido: 4 de noviembre, 1982.

Aceptado: 12 de julio, 1983.

ANA M. SINITO

CONICET

MARÍA S. ALONSO

GUILLERMO L. AMBROSINI

Laboratorio de Química Geológica  
y Edafología. CONICET.

# GEOLOGIA Y ESTRATIGRAFIA DE LA FORMACION LA TINTA (Y HOMOLOGAS) EN EL AREA CLAVE DE SIERRA DE LA TINTA - BARKER - VILLA CACIQUE - ARROYO CALAVERAS, PROVINCIA DE BUENOS AIRES

MIGUEL A. LEVERATTO y HUMBERTO G. MARCHESE

## Resumen

Se describe en detalle la geología y estratigrafía de la Formación La Tinta sobre la base de un relevamiento geológico a escala 1:20.000 del área clave de sierra de La Tinta-Barker. Los datos apuntados señalan la presencia de una sola unidad sedimentaria mayor denominada Formación La Tinta, depositada en una cuenca miogeosinclinal. Se la relaciona con las localidades de Olavarría y Mar del Plata, ya que la zona estudiada representa el engranaje entre ambas. En esta zona estudiada se puede visualizar la presencia de hasta ocho bancos o unidades cuarcíticas y/o pelíticas que conjuntamente con dolomías, calizas y sus variaciones faciales representan la columna litológica del área.

Los escasos datos de estromatolitos, microfósiles, icnofósiles, dubiofósiles, paleomagnetismo y radiometría, señalan para esta única secuencia sedimentaria (Formación La Tinta y homólogas) presente en el área, una edad aproximada entre Precámbrico superior o Cámbrico inferior.

La Formación La Tinta se apoya sobre el basamento cristalino denominado Complejo Buenos Aires.

## Introducción

Las sucesivas campañas realizadas entre los años 1974 y 1977 con el fin de encarar estudios detallados de las Sierras Septentrionales, ubicadas en los alrededores de Olavarría, Sierras Bayas, hasta Balcarce-Mar del Plata, permitieron la elaboración de diferentes estudios, Di Paola y Marchese (1974), Marchese y Di Paola (1975), de los cuales se pudieron extraer las siguientes conclusiones que con carácter exclusivo y por primera vez se realizaron, para esta área:

1. Presencia de Precámbrico (Formación La Tinta) en el área de Barker y su innegable correlación con la zona de sierras Bayas - Olavarría.
2. Una edad aproximada y acotada de dicha secuencia en base a una descrip-

## Abstract

The geology and stratigraphy of La Tinta Formation are described in detail upon the geological mapping (scale 1:20.000) of the Sierra de La Tinta-Barker area. The evidences thus obtained point out the presence of just only one major sedimentary unit named Formation La Tinta, deposited in a miogeosynclinal basin. Its relation with the Olavarría and Mar del Plata areas is discussed considering that the studied area represents a link between them.

Up to eight units were mapped within the area; they are composed by quartzites, clays, dolomites and limestones, with its facial variations, representing the typical stratigraphic column of the region.

A Late Precambrian-Early Cambrian age is attributed to this unique sedimentary sequence (Formation La Tinta and its homonym), considering the few data available on stromatolites, microfossils, ichnofossils, dubiofossils, paleomagnetism, and radiometry.

La Tinta Formation overlies on the crystalline basement named Complejo Buenos Aires.

ción y un análisis más detallado y pormenorizado de los estromatolitos, efectuados hasta el momento, en el área desde sierras Bayas a Barker, describiendo formas, variaciones, migraciones y yacencia.

3. Presencia de dubiofósiles alejados del área primigénica de Mar del Plata y alrededores.
4. Demostrar la separación genética de la secuencia sedimentaria (Formación La Tinta y homólogas), de la llamada ex Formación Punta Mogotes, señalando y detallando la misma únicamente en la perforación Punta Mogotes N° 1 y redefiniéndola como Metapelitas Punta Mogotes (en-



med), asignándolas a un ciclo anterior al de la sedimentación de la Formación La Tinta, posiblemente relacionada con la secuencia del basamento, para el cual se propuso el nombre de Complejo Buenos Aires.

5. Llamar la atención, sobre la similitud de estas rocas del basamento con las Series Metamórficas del Uruguay y la tectónica y litología de las de Sud Africa y Brasil.
6. Presencia de más de dos bancos cuarcíticos y pelíticos señalando importantes variaciones lito faciales desde el área de Barker hacia Balcarce-Mar del Plata y las diferencias mineralógicas y litológicas entre las arcilitas sedimentarias de la Formación La Tinta y las residuales del basamento (producto de la alteración *in situ* del mismo), utilizadas indiscriminadamente y confundiendo su posición estratigráfica para diferentes interpretaciones.
7. Asignación a las zonas de Barker y alrededores como área esencial de engranaje y clave en la relación genética existente entre las áreas de sierras Bayas - Olavarría y Balcarce - Mar del Plata.

Teniendo en cuenta este último punto y considerando las diferentes interpretaciones de carácter reciente (véase en Teruggi-Kilmurray 1980, Zalba 1981), que se suscitan a partir de esta zona, se consideró oportuno presentar parte de los trabajos detallados realizados en la misma durante el período 1974-1977.

A continuación describiremos en detalle la geología y la estratigrafía del área que nos ocupa, obtenidas mediante el mapeo y muestreo detallado a escala 1:20.000. Se presentan además varios cortes geológicos y la relación estratigráfica entre las distintas "unidades litológicas" muestreadas y analizadas.

El plano geológico original y sus perfiles fueron reducidos a escala 1:50.000 para su publicación. Por esta razón los detalles presentados tal vez parezcan excesivos, y su representación en el plano geológico (fig. 2), es en parte exagerada, pero consideramos importante desmenuzar con detalle las características litológicas de la secuencia estratigráfica de la Formación La Tinta en el área de Barker y alrededores.

En base a todo lo expresado, creemos firmemente contribuir al conocimiento del área,

a partir del uso de la *metodología de trabajo como es el relevamiento geológico detallado de las unidades* que se intenta analizar, como método válido para describir sus relaciones, máxime en un área como la que nos ocupa, en la que la cubierta moderna enmascara buena parte de la misma y *dificulta tremendamente* las correlaciones aún dentro de áreas reducidas.

Es importante resaltar, que a pesar de la abundante información elaborada sobre el área, hay escasez de relevamientos geológicos y como la falta de los mismos ha llevado a interpretaciones erróneas debido a estas observaciones saltuarias.

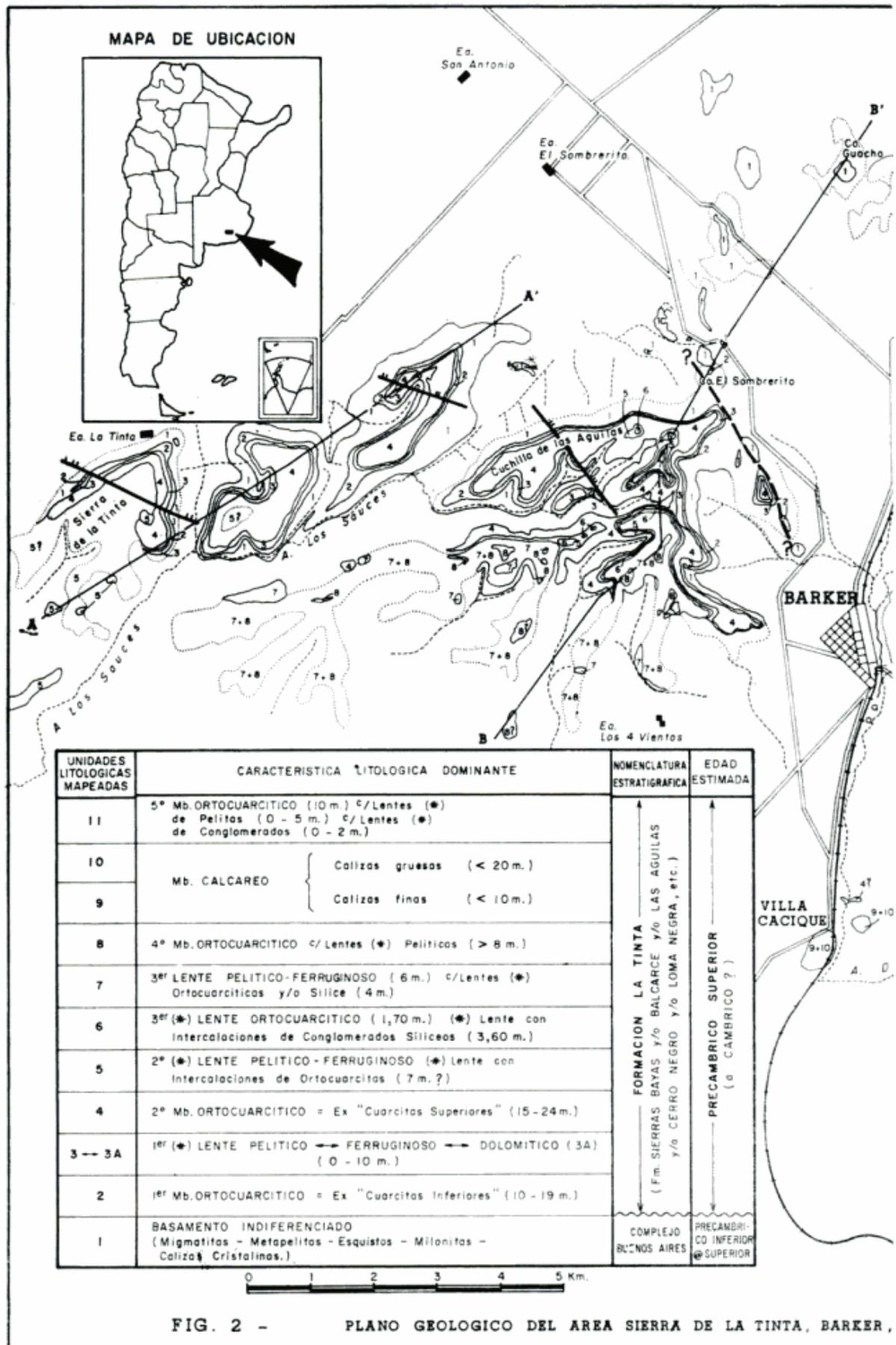
### Antecedentes - Evolución del conocimiento del área

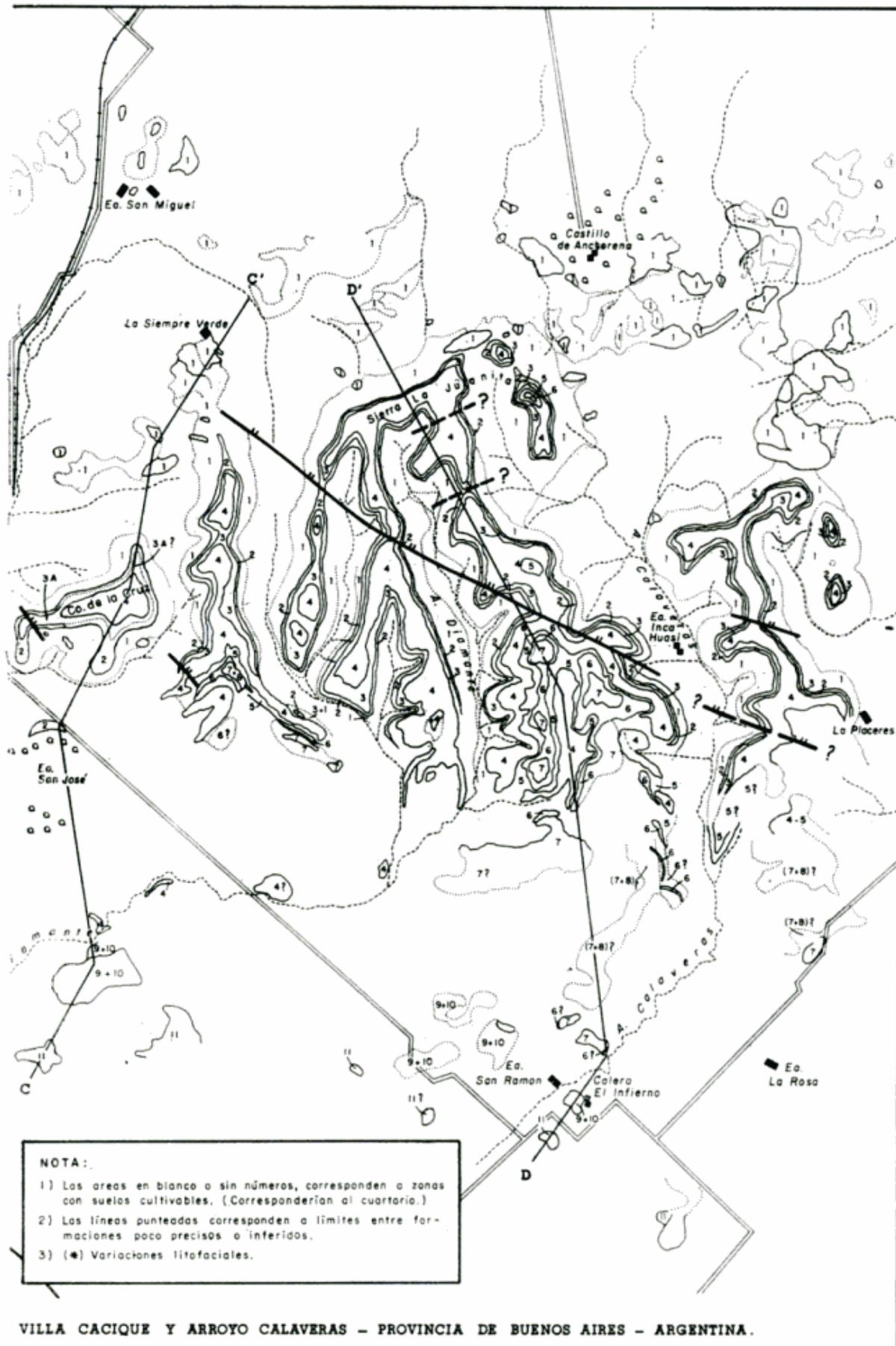
Para ver un resumen actualizado y una bibliografía completa de todos los autores que han trabajado en las Sierras Septentrionales, desde el año 1863 hasta la actualidad, se remite al lector a los trabajos de Antonioli (1969), Holmberg (1972) y Teruggi y Kilmurray (1980).

Creemos importante hacer notar, como ha ido variando el conocimiento de la estratigrafía de la zona a través de las distintas épocas de estudio y las diferentes interpretaciones que se realizaron en cada una de ellas. Interpretaciones que no escaparon a la influencia que sobre los distintos autores han ejercido su formación o especialización y los descubrimientos que se realizaron a nivel mundial.

En el cuadro I se ha intentado sintetizar la evolución de este conocimiento, representándose en el mismo la edad que los distintos autores le asignaron a la secuencia sedimentaria aflorante en el área a partir del año 1869 hasta la actualidad, e indicándose también si la misma fue considerada como una secuencia o no.

Del cuadro I surgen claramente dos hechos: 1) Hay un incremento de la edad asignada a esta secuencia sedimentaria (Formación La Tinta) desde el Cretácico hasta el Precámbrico, considerándose como una sola unidad integral. 2) A partir de la denuncia de la presencia de Precámbrico sedimentario en el área, o de la asignación de esta edad a la Formación La Tinta, aparece en distintos estudios una dicotomía en dos secuencias sedimentarias superpuestas: una precámbrica y otra paleozoica.





CUADRO Nº 1

Año	Período	Cretácico	Jurásico	Triásico	Pérmico	Carbónico	Devónico	Silúrico	Ordovícico	Cámbrico	Pc/s
1860		<u>Heuser y Claraz (1863)</u>							<u>Heuser y Claraz (1863)</u>		- Holmberg
1870		Aguirre (1883)	Aguirre 1879								
1880							Smieradzki	(1893)	Hauthal (1896) y (1901)		
1890								Hauthal (1904)	Nágera (1919)		
1900											
1910											
1920					Schiller (1930a)				Tapia (1937)		
1930											
1940					Harrington (1940)		Nágera (1940)				
1950						González Bonorino (1954)			(1962)		
1960						Teruggi et al. (1962)		Harrington	Borrello (1966)		
1970									Amos et al (1972)		
1975									Rapella et al. (1974)		
1980									Dalla Salda e Iñiguez (1979)		
											- - - - - este trabajo

----- = una sola secuencia sedimentaria asignada a diferentes edades.

===== = aparición de dos secuencias sedimentarias sobrepuestas (Paleozoica y Precámbrica).

[Cuadro elaborado con datos extractados de Teruggi et al (1962), Antonich (1969), Holmberg (1972) y Teruggi y Kilmurray (1980)]

### Localización de la comarca estudiada

El área que nos ocupa se inscribe en el ambiente de las denominadas Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires, y forma parte de la denominada Hoja 33q Barker, del Servicio Geológico Nacional.

El paisaje está integrado por serranías y lomadas bajas y chatas, alineadas predominantemente en dirección norte-sur. Como se aprecia en los cortes geológicos, el perfil de las mismas es asimétrico con sus pendientes más suaves que escurren hacia el sur.

En el ámbito de la zona mapeada se observa un predominio areal de suelos (75 %). Los mismos integran un paisaje de llanura ondulada y de zonas lomadas que forman parte de la llamada Llanura Bonaerense.

Las serranías están formadas por entidades litológicas que son consideradas en parte como las más antiguas del Cuadro Estratigráfico de la República Argentina. Las mismas son: El Complejo Buenos Aires (Marchese y Di Paola 1975) y la Formación La Tinta, ubicados en el lapso cronoestratigráfico de  $2600 \pm 100$  a  $1800 \pm 50$  m.a. (Proterozoico inferior o Prerifeano,  $1600 \pm 40$  m.a. a  $680 \pm 20$  m.a. (Rifeano inferior, medio y superior) y  $680 \pm 20$  m.a. a  $570 \pm 10$  m.a. (Vendiano).

### Estratigrafía del área

#### Complejo Buenos Aires

(Marchese y Di Paola, 1975)

Marchese y Di Paola (1975), definen con ese nombre a la entidad litológica mayor que conforma el "basamento" de las Sierras Septentrionales de la provincia de Buenos Aires. Está integrado por diversos tipos de rocas en el que participan materiales de procedencia ígnea y metamórfica que dan rocas de variada clasificación textural - composicional y genética.

Los mencionados autores incluyen en este Complejo a las Metapelitas Punta Mogotes (ex Formación Punta Mogotes) que aparece en la perforación homónima. En el área del estudio actual se descarta la presencia de esta entidad.

Si bien es citada por Schauer y Venier (1967) para el cerro de la Cruz, se considera que lo que estos autores describen como Formación Punta Mogotes, corresponde en realidad a restos del basamento cristalino muy alterados a material pelítico, pero en

los que aún se pueden reconocer las antiguas texturas gneisicas conservadas como relictos dentro del material de alteración, fenómeno éste que también contribuyó a resaltar la esquistosidad de los antiguos gneises (ver Marchese y Di Paola 1975).

En el área estudiada el basamento aflora principalmente en una faja localizada inmediatamente al norte de las sierras de La Juanita y Cuchilla de las Aguilas-La Tinta, y sus afloramientos continúan hacia el norte en dirección a las sierras de Tandil. En el sector de las serranías propiamente dicho, los afloramientos de basamento se localizan en la base de las mismas por debajo de la Formación La Tinta y hasta la latitud del pueblo de Barker. Más al sur del mismo los afloramientos de basamento son muy escasos porque desaparece debajo de la cubierta sedimentaria. Desde el punto de vista litológico, el basamento está constituido predominantemente por migmatitas de distintas texturas y composiciones, que varían de tonalíticas a graníticas. Además de las migmatitas, en menor proporción encontramos cataclasitas, anfibolitas, esquistos, calizas cristalinas y diques graníticos.

No se ha intentado la diferenciación de las distintas unidades litológicas que constituyen el basamento, por no ser el objetivo principal del presente trabajo. Para mayores detalles sobre la litología del Complejo Buenos Aires se remite al lector a Teruggi y Kilmurray (1980).

Sobre esta variada litología y por debajo del miembro basal de la Formación La Tinta, tanto en el área estudiada como en otras vecinas visitadas por los autores, aparece una cubierta de alteración del basamento, de espesor variable, y de composición también variable y controlada por la litología a partir de la cual se ha formado.

Este horizonte puede estar constituido por una arcosa residual o cuando el grado de alteración ha sido mayor, por verdaderos horizontes arcillosos que se explotan desde el punto de vista económico (cantera Constante 10) pero en los que observando con detenimiento la roca que los constituye se ven las texturas relicticas correspondientes a las rocas originales del basamento y en los casos en que los afloramientos lo permiten se ve el pasaje gradual del basamento a su cubierta de alteración. Como ya lo mencionáramos en el área que nos ocupa, las rocas descritas como correspondientes a la Formación Punta Mogotes en el cerro de la Cruz, obedecen a este origen.

### Formación La Tinta

(Heuser y Claraz, 1863: en Holmberg (1972); Teruggi y Kilmurray (1980))

Sobre el Complejo Buenos Aires se apoyan discordantemente las sedimentitas de la Formación La Tinta, integrada por miembros y/o lentes de diferente composición litológica y con variaciones faciales.

Sus componentes litológicos principales de la base hacia el techo son ortocuarcitas (hasta 7 niveles), dolomías con estromatolitos, varios niveles de arcilitas, y calizas. Estas unidades litológicas se clasifican estratigráficamente como miembros o lentes de la Formación La Tinta. En algunos casos se presentan con variaciones faciales de: arcillas a arcillas hematíticas, a limolíticas, a dolomías, mientras que otros se repiten cíclicamente con diferente espesor y distribución lateral; ortocuarcitas, pelitas y ortocuarcitas, etc.

La génesis y edad de la Formación La Tinta es asignada en este trabajo como una depositación en una única cuenca de tipo miogeosinclinal desarrollada principalmente en el límite Precámbrico (Rifeano - Vendiano) a Cámbrico.

En el área de nuestro estudio puede reconstruirse la columna sedimentaria completa con algunas variaciones locales respecto a la localidad cotipo de Olavarría - Sierras Bayas.

La columna estratigráfica muestra de abajo hacia arriba y apoyados sobre el Complejo Buenos Aires (granitoide-migmatítico), la siguiente sucesión de litosomas equivalentes a los presentes en Olavarría: ortocuarcitas "inferiores", dolomías, ortocuarcitas "superiores", arcilitas-pelitas y calizas, con la diferencia de que la dolomía está restringida (cerrito de la Cruz) y presenta variaciones laterales hacia pelitas y pelitas ferruginosas (cerro El Sombrerito, El Tinterito, 4 de Junio) en la Cuchilla de las Aguilas. Asimismo, los estratos ortocuarcíticos y pelíticos aparecen en mayor número y con espesores variables, con lo cual pasan a ser miembros o lentes. La Formación La Tinta suele apoyarse también sobre la cubierta residual de alteración del basamento. Ver capítulo correspondiente.

El espesor estimado de la Formación La Tinta en la columna estratigráfica integrada en nuestra área oscila entre 100 a 130 m, y las áreas donde la misma se puede reconstruir casi completa se encuentran en las sie-

rras de Cuchilla de las Aguilas y La Juanita. Hacia el este, limitando con la zona mapeada, aparecen los terrenos correspondientes a la parte inferior y media de la columna.

La columna litológica integrada presenta los siguientes grupos de rocas:

- I Ortocuarcitas y conglomerados silíceos
- II Dolomías
- III Pelitas
- IV Calizas

Como vemos en la columna estratigráfica (fig. 2), estos grupos litológicos se repiten (*excepción de los miembros de dolomías y calizas*) cíclicamente conformando ya sea miembros o lentes de la unidad mayor Formación La Tinta, y mostrando variaciones faciales bruscas.

### Litología

A continuación se resumen las características de los grupos litológicos de la Formación La Tinta, cuyo buzamiento regional es, en general, menor de 6 grados hacia el SO y SSO.

#### Grupo I

##### Ortocuarcitas y Conglomerados Silíceos

*Ortocuarcitas:* Se presentan en bancos o lentes (hasta ocho), de espesor variable, siendo las de la parte basal las de mayor espesor, continuidad y homogeneidad. Esta característica petrográfica y de tonalidad hace que la estratificación dentro de cada "unidad" no sea bien definida, aunque en general es gruesa a muy gruesa. Presentan estratificación entrecruzada y lineaciones ferruginosas. El color general es blanco-grisáceo. Textural y composicionalmente son ortocuarcitas o cuarcitas, granométricamente varían según los niveles entre areniscas finas a medianas. También se presentan principalmente en la parte media a alta de la columna estratigráfica elementos psefíticos, que al llegar a predominar forman lentes conglomerádicos. Están constituidas por clastos de cuarzo mono y policristalino (98%), redondeados a muy redondeados, con contactos rectos y cóncavos convexos, con crecimiento secundario de sílice en continuidad óptica. Poseen nódulos distribuidos al azar de material arcilloso (¿collofano?) color par-

do claro, con formas esferoidales que semejan restos orgánicos (?).

Intersticialmente, las cuarcitas tienen caolinita e illita y/o muscovita. Se observa la transformación de este último mineral a caolinita.

Estas areniscas maduras no ofrecen un mayor interés especulativo petrológico, excepto en lo que se refiere al ambiente y medio de transporte. También, pero subordinados, se presentan intercalaciones de ortocuarcitas dentro de los miembros de lentes pelíticos y generalmente como estratos muy finos y medianos de laminación gruesa y de tamaño de arenisca fina.

#### Brechas, Conglomerados Cuarcíticos a Ortocuarcitas Conglomerádicas:

Estos bancos *lenticulares* cuya extensión y número es difícil de precisar, se presentan arriba del miembro pelítico (N° 5, ver fig. 2). Los clastos de material silíceo son de color gris, gris oscuro, rojo, rosado, angulares a subangulares. El conglomerado es heterogéneamente friable, con matrix de arenisca cuarzosa. Hacia el techo se hace más abundante la participación psamítica. El lugar donde pueden ser observadas estas características es en la Cuchilla de las Águilas, y también en la parte más alta de la secuencia en los frentes de la cantera de la fábrica Loma Negra sobre el techo del miembro calcáreo, donde aparece un lente conglomerádico (brechoso) ortocuarcítico, con abundante matriz ortocuarcítica. Los clastos psefíticos son tamaño grava muy fina a muy gruesa, con mayor grado de selección. Los mismos son de ftanita y material criptocristalino, con relictos de textura nodular, sílice de reemplazo. Los colores de la matriz son gris blanquecino, y de los clastos son gris oscuro, pardo, pardo rojizo, rosado, gris rosado. Estas brechas se asemejan por su disposición como relleno de canales, hacia el techo aumenta la representación de las ortocuarcitas de la matriz.

#### Grupo II

##### Lente Dolomítica

En la comarca de Barker puede detectarse el acuñaamiento de las dolomías y sus variaciones laterales hacia pelitas. Las dolomías se presentan intercaladas entre los miembros ortocuarcíticos 2 y 4 (ex inferior y supe-

rior) basales. La única localidad comprobada con existencia de dolomías es el cerrito de La Cruz. Debido a la cubierta reciente es difícil determinar qué material es el que se encuentra en la misma ubicación estratigráfica en los otros cerros, aunque el mismo es más deleznable, asignándose a una composición más arcillosa. Otra comprobación puede realizarse en la sierra Cuchilla de las Águilas (Mina El Tinterito), enfrente del cerrito de La Cruz, donde se presentan en lugar de dolomías, las pelitas ferruginosas, mientras que hacia el oeste de esta localidad, y en la misma posición, pasan a miembros pelíticos. Es decir que se presenta una variación facial entre dolomías, pelitas y pelitas ferruginosas, señalando la dolomía una situación *paleogeográfica singular*.

No existe ningún elemento de juicio que permita suponer *origen secundario* para esta dolomía. De los estudios petrológicos realizados, se deduce que esencialmente son sin sedimentarias, reflejando las características físico-químicas del ambiente de sedimentación, es decir, se descarta el origen de reemplazo de calcita primaria (primitiva), por dolomita.

El miembro dolomítico en estudio no supera los 10 m de espesor. El mismo es estromatolítico en la porción superior del banco, donde los estromatolitos son de difícil medición, pudiendo llegar algunas columnas hasta 1,40 m de longitud. Comienzan rectilíneos y se bifurcan en los 0,40 m superiores, los microestratos son cóncavos hacia abajo y el ancho de la columna no supera los 3 cm de diámetro. Hacia la base migran adoptando formas más simples y aparentemente llegan a estratiforme ondulados.

Schauer y Venier (1967) estimaron que este lente posee una longitud de 1,5 km y es reemplazado lateralmente por pelitas, lo que fue ya corroborado por los autores.

#### Grupo III

##### Pelitas

Los miembros y/o lentes pelíticos de la Formación La Tinta se presentan repetidamente en la columna estratigráfica (3 ó más). Estos bancos dependiendo de su característica mineralógica, son explotados con fines dispares. Podemos generalizar que el N° 3 se explota principalmente en el área Este (sierra de Barrientos, cerro del Corral, San Manuel). Los N° 5, 7, 8 (ver columna es-

tratigráfica fig. 2) en el área comprendida entre estancia San José y sierra de La Tinta.

## Grupo IV

### Miembro Calcáreo

Se presenta ubicado en una franja O-E desde Villa Cacique hasta estancia San José. A pesar de que no se puede ver claramente el contacto con su base y techo, se encuentra entre dos "unidades" cuarcíticas: la de la base, cuarcítica pelítica, y la superior, ortocuarcítica con participación pelítica.

En los frentes de la cantera Loma Negra, se pueden ver dos niveles, siendo el inferior (N° 9) con estratificación más fina, y con participación micrítica-pelítica de color verde y pardo rojizo. Hacia el techo, los bancos se presentan con estratificación más gruesa (N° 10), son de colores gris oscuro. Los rasgos más conspicuos son su laminación y estratificación. Las calizas se encuentran generalmente subhorizontales o formando pliegues de gran longitud de onda. También se observan pequeñas fracturas con escaso rechazo vertical. En las fisuras, diaclasas, etc., hay calcita blanca y brechas con cemento calcáreo.

Microscópicamente están constituidas por micrita y micrisubsparita con escasos elementos terrígenos (limo menos de 1 %). Se observa microlaminación debido a la concentración de material ferruginoso-arcilloso. El mineral de arcilla predominante en las micritas es illita con caolinita (hasta 40 %) muy escasa montmorillonita y un interestratificado incipiente (Di Paola y Marchese, 1974). Llama la atención en esta roca la ausencia de todo resto orgánico "convencional". Se realizaron análisis para determinar la existencia de microfósiles, carbonosos o calcáreos, con resultados aparentemente negativos hasta el momento. Al sur de Barker, en la cantera El Infierno se encontraron formas cónicas con vértices redondeados y sección circular cuyo origen no ha sido establecido (¿dubiofósiles?).

### Correlación con otras localidades de la cuenca

El tratamiento lógico en otras comarcas sería la descripción de las características litológicas sin hacer una separación tan detallada en unidades menores informales. Cree-

mos que en este caso por la dificultad de la topografía, los afloramientos dispersos, las características litológicas, y las diferentes interpretaciones geológicas que ofrece la literatura del área ha sido necesario hacerlo a pesar de que el espesor total estimado de la Formación La Tinta no supere los 130 metros. Además, esto está justificado porque hasta ahora se han elaborado y extrapolado datos en base a lo que ocurre en la localidad cotipo (Olavarría - Sierras Bayas). Es así que en los estudios de la comarca de Barker, se habla de Cuarcitas Inferiores y Cuarcitas Superiores, cuando en realidad, existen hasta ocho miembros-lentes cuarcíticos, aunque sus espesores lleguen a ser reducidos.

Si bien en esta zona la columna en su parte inferior es correlacionable con Olavarría - sierras Bayas, ya que se presentan las dolomías, las mismas son escasas y con variaciones faciales hacia pelitas.

La parte media y alta de la columna litológica también tiene afinidad con la comarca cotipo por la presencia del miembro calcáreo. Las variaciones litológicas de las pelitas y cuarcitas (repetidas cíclicamente), nos muestran una zona bien correlacionable con la comarca sierras Bayas, aunque hay una *mayor inestabilidad en la persistencia de las áreas de aporte* ya que la "heterogeneidad" y las numerosas repeticiones litológicas (ortocuarcitas-pelitas) señalan este hecho. Prácticamente *no nos queda lugar a dudas* que esta comarca en estudio configure la variación facial a lo largo de 300 km de la Formación La Tinta, entre el dominio cuarcítico (escasamente pelítico) que presenta hacia el sur (comarca Balcarce - Chapadmalal), y la asociación cuarcítico-dolocalcáreo-pelítico del área noroeste (Olavarría - sierras Bayas).

Como resumen del comportamiento tecto sedimentario de la Formación La Tinta en el área de Barker podemos enunciar lo siguiente: el acúñamiento de las dolomías, su interdigitación, mayor predominio de cuarcitas las cuales aumentan aparentemente su espesor hacia Balcarce-Mar del Plata y una mayor abundancia de "unidades" pelíticas repetidas en la columna.

### Edad

Con respecto a la edad consideramos que los únicos datos que avalan las diferentes interpretaciones sobre la secuencia y/o secuencias son: la ausencia de fósiles convenciona-

les definitorios, con la sola presencia de estromatolitos, microfósiles, e icnofósiles-dubiofósiles Antonioli (1969), Marchese y Di Paola (1975), Fairchild (1978) y Regalía y Herrera (1981); datos de paleomagnetismo (Valencio *et al.* 1980); valores radimétricos (Bonhomme y Cingolani, 1980), Rapela *et al.* (1974), los que se han reunido en el Cuadro II a efectos comparativos.

Dejando de lado los fósiles no convencionales que apuntan a la misma edad, el resto de los datos es coherente con respecto a una edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior, a excepción de los datos presentados por Bonhomme y Cingolani (1980) para la región de Barker, que arrojarían una edad de 600 ma que diferenciaría a esta secuencia de la de sierras Bayas-Olavarría. Al respecto del trabajo de los citados autores no surge con claridad de que parte de la secuencia estratigráfica fueron obtenidas las muestras analizadas, salvo que provienen de canteras al oeste de Barker, asignadas por Zalba (1978) en Bonhomme y Cingolani (1980) a la parte superior de la secuencia o lo que llama Formación Las Aguilas. Esta Formación de acuerdo al mismo autor (Zalba, 1981), se encontraría asentada por medio de una discordancia sobre el 2º Miembro Ortocuarcítico (ex "cuarcitas superiores") en la Cuchilla de las Aguilas y sobre las calizas de la cantera Loma Negra en Villa Cacique. Del plano geológico (fig. 2) que se adjunta surge que las Formaciones que se encuentran en la Cuchilla de las Aguilas son las mismas que las encontradas en la sierra de la Juanita por debajo de las calizas de la cantera Loma Negra, por lo que no es posible que la citada Formación Las Aguilas esté simultáneamente por encima y por debajo de las calizas. Aparentemente las dataciones que arrojan 600 m.a. se habrían realizado sobre muestras provenientes de la parte media a inferior de la columna, a la que en la región de Olavarría-sierras Bayas se le asigna una edad de 769 m.a.

Sobre la base de los datos del Cuadro II y su integración con la columna estratigráfica presentada en este trabajo y de acuerdo a lo elaborado precedentemente consideramos que la Formación La Tinta pertenece a una asociación de plataforma depositada en una única cuenca miogeosinclinal. La misma se desarrolló durante el Precámbrico superior al Cámbrico inferior y se extiende desde Mar del Plata hasta Olavarría.

CUADRO Nº 2

Fecha por	Litología - Ubicación estratigráfica	Edad	Localidad	Autor
Estromatolitos	Dolomías	Precámbrico superior	Olavarría - Barker	Marchese y Di Paola 1975
Ichnofósiles	Cuarcitas	Ordovícico	Mar del Plata - Barker	Borrello 1966 in Antonioli 1969
Ichnofósiles	Cuarcitas	Precámbrico a Ordovícico inferior	San Manuel	Regalía y Herrera 1980
Microfósiles	Chert	Más joven que 620 m.a.	Olavarría - Sierras Bayas	Fairchild 1978
Radimetría (K-Ar)	Cuarcitas y pelitas	Más joven que 600 m.a. (Precámbr. sup.-Cámbr. inf.)	Barker	Bonhomme y Cingolani 1980
Radimetría (SR/Rb)	Cuarcitas y pelitas	Mayor de 769 m.a.	Sierras Bayas	Bonhomme y Cingolani 1980
Radimetría Ar/K	Cuarcitas "inferiores"?	Mayor de 450-490 m.a.	Sierras de Los Barrientos	Rapela <i>et al.</i> 1974
Paleomagnetismo	Dolomías, cuarcitas, pelitas y calizas	Aproximadamente 700 m.a.	Olavarría	Valencio <i>et al.</i> 1980
Paleomagnetismo	Calizas	Aproximadamente 700 m.a.	Barker	"

### Ambientes y factores de depositación de las unidades litológicas de la Formación La Tinta

El Complejo Buenos Aires sobre el que se apoya la Formación La Tinta posee una capa regolítica representada por rocas con diferentes grados de alteración desde "arenitas" residuales (Cerámica Del Plata) hasta rocas totalmente argillizadas en la que predominan caolinita y cuarzo (Cerámica del Plata-Cerrito de la Cruz). Esta cubierta enriquecida en óxido de hierro y la asociación caolinita-cuarzo-óxido de hierro es indicadora de climas hidrolizantes. A esto deben haber contribuido en épocas más recientes las filtraciones de aguas superficiales como así también queda abierta la posibilidad de alteración hidrotermal confirmada por la presencia de minerales de alta temperatura (pirofilita).

Esta cubierta de alteración representa una etapa de exposición del mismo a los agentes atmosféricos (temperatura media elevada y abundantes precipitaciones), lo que permitió que se produjera en condiciones tectónicas estables? la lixiviación de elementos alcalinos y alcalinos-térreos de las rocas silicáticas, dejando un regolito enriquecido, en cuarzo y óxido de hierro y favoreciendo la formación de caolinita a partir de muscovita.

Sobre el Complejo Buenos Aires se instaló la ingresión marina que dio lugar a la sedimentación Miogeosinclinal Tandil. Estas sedimentitas integradas por una asociación cosanguínea de cuencas marginales-plataforma desde Olavarría hasta Punta Mogotes tiene variaciones faciales comunes a este tipo de asociación y constituyen una única cuenca. La asociación en la comarca en estudio es semejante a la que se presenta hacia el N.O (sierras Bayas-Olavarría) con la diferencia fundamental de que los litosomas de dolomías se acuñan y se incrementan los bancos pelíticos y cuarcíticos. Esta comarca (Barker) señala el pasaje de *distintos ambientes paleogeográficos* de la cuenca. Toda la asociación litológica indica que la depositación se debe haber realizado en una franja marina costanera con declive muy suave, cuyas características permitieron el movimiento y retrabajo de material y donde la depositación de las cuarcitas se realizó en un ambiente de energía alta y moderada. Las ortocuarcitas de los lentes y/o miembros de la Formación La Tinta representan la acumulación de resistatos en ambientes

costaneros, y alta energía cinética, en condiciones de clima hidrolizante (cálido y húmedo), ph bajo y Eh mayor que cero (depositación sobre la interfase agua-sedimento). Los niveles ferríferos intercalados acotan las condiciones del potencial redox. Durante la etapa deposicional además de los resistatos ingresan a la cuenca arcillas detríticas (caolinita e illita), las que según la energía de las corrientes formaron bancos de diferente espesor o bien rellenaron las cavidades intergranulares de las areniscas.

Asimismo debieron existir zonas protegidas de la acción del oleaje en donde se produjo la acumulación de hidrolizatos (arcillas constitutivas de los miembros o lentes pelíticas) y de precipitados (miembros y/o lentes dolomíticas-calcáreas). Tanto las pelitas constituidas principalmente por illita como los carbonatos son indicadores de ph elevados. Las calizas y dolomías señalan temperatura media elevada, mientras que los estromatolitos son indicadores de ambiente costaneros entre mareas e infrabajamar protegidos de la acción del oleaje. Durante la depositación de los precipitados las áreas de aporte se presentaban en equilibrio. Toda la secuencia que conforma el miogeosinclinal Tandil se denomina Formación La Tinta y sus variaciones faciales son consideradas miembros y/o lentes. La continuidad del clima del tipo hidrolizante (ph ácido) durante la depositación y el soterramiento de los sedimentos parece estar indicada por la estabilidad del cuarzo, su crecimiento secundario y la presencia de caolinita y de niveles ferruginosos. De los datos expuestos en Di Paola y Marchese (1974), Marchese y Di Paola (1975) y Teruggi y Kilmurray (1975) podemos suponer que existen fundamentos para señalar dos posibles áreas de aporte para las sedimentitas de la Formación La Tinta: uno el Complejo Buenos Aires de naturaleza ignea-metamórfica cuya edad oscila entre 2.600 m.a. y  $600 \pm 50$  m.a. y las series sedimentarias Sudafricanas. El primero habría aportado el cuarzo mono y policristalino, caolinita y óxido de hierro y los segundos fragmentos de ortocuarcitas y de calizas silicificadas.

Como ya hemos visto la falta de elementos de juicio cronoestratigráficos convencionales definitivos (fósiles convencionales - estromatolitos y asociación litológica) permiten suponer una edad precámbrica superior a cámbrica, con características comunes a sedimentitas de esa edad en Brasil, Australia y Sudáfrica.

## Lista de trabajos citados en el texto

- Amos, A. J., B. J. Quartino y R. A. Zardin, 1972. *El Grupo de La Tinta, Provincia de Buenos Aires, Argentina. Paleozoico o Precámbrico?* An. XXV Congr. Bras. Geología, San Pablo, 211-221.
- Antonioli, J. A., 1969. *Formación La Tinta (Ordovícico - Prov. de Bs. As.)*. Notas Com. Inv. Cient. Prov. Bs. Aires, 6 (5).
- Bonhomme, M. G. y C. A. Cingolani, 1980. *Mineralogía y Geocronología Rb-Sr y K-Ar de fracciones finas de la Formación La Tinta, Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXXV (4); 519-538. Buenos Aires.
- Dalla Salda, L. H. y M. Iñiguez Rodríguez, 1979 "La Tinta", *Precámbrico y Paleozoico de Buenos Aires*. VII Congr. Geol. Arg., I, 539-550, Neuquén.
- Di Paola, E. y H. G. Marchese, 1974. *Relación entre la tectosedimentación, litología y mineralogía de arcillas del Complejo Buenos Aires y la Formación La Tinta*. Rev. Asoc. Arg. Min. Petr. y Sed. V, 3-4, Buenos Aires.
- Fairchild, T. R., 1978. *Vestiges of late Precambrian (or younger) microfossils in chert of the La Tinta Formation, Northeast Argentina*. Bol. Inst. Geociencias, VSP, V. 9: 57-152, 1978.
- Holmberg, E., 1972. *Tandilia*. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, 365-394.
- Marchese, H. G. y E. Di Paola, 1975. *Miogeosinclinal Tandil*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXX, 2, 161-179, Buenos Aires.
- Rapela, C. W., L. H. Dalla Salda y C. Cingolani, 1974. *Un intrusivo básico ordovícico en la Formación La Tinta. (Sierra de los Barrientos, Provincia de Buenos Aires, Argentina)*. Asoc. Geol. Arg. Rev., XXIX, 3: 319-331, Buenos Aires.
- Regalía, G. M. y H. H., Herrera, 1981. *Phycoides Aff. Pedom (Traza Fósil) en estrato cuarcíticos de S. Manuel, Sierras Septentrionales de la Pcia. de Bs. Aires*. Asoc. Geol. Arg. Rev. 36, 4, 257-271.
- Schauer, O. C. y J. A. Venier, 1967. *Observaciones geológicas en la zona de Barker Sierra de La Tinta, Bs. Aires*. Com. Inv. Cient. Notas V, VI 1-18, La Plata.
- Teruggi, M. E., V. E. Mauriño, T. A. Limousin y O. Schauer, 1962. *Geología de la porción oriental de las Sierras de Tandil*. An. Prim. Jorn. Geol. Arg., Bs. As., 2: 359-372.
- Teruggi, M. E. y J. O. Kilmurray, 1980. *Sierras Septentrionales de la Provincia de Buenos Aires*. Seg. Simp. Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. de Ciencias Córdoba, II: 919-965.
- Valencio, D. A., J. F. Vilas y A. M. Sinito, 1980. *Paleomagnetismo y edades radimétricas de algunas Formaciones Neoprecámbricas y Eopaleozoicas de la Argentina*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXV-3, 421-433, Buenos Aires.
- Zalba, P. E., 1978. *Estudio geológico mineralógico de los yacimientos de arcillas de la zona de Barker, Partido de Juárez, Prov. de Buenos Aires y su importancia económica*. Tesis Museo La Plata N° 362. (Inédito).
- , 1981. *Nuevo nivel de arcillitas sobre las calizas de la zona de Barker, Provincia de Buenos Aires*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXVI, 1: 99-102, Buenos Aires.

Recibido: 19 de Julio, 1982

Aceptado: 10 de Agosto, 1983

HUMBERTO G. MARCHESE

Compañía Naviera Pérez Companc  
Gerencia de Producción  
Florida 234, 4º Piso  
Buenos Aires

MIGUEL ANGEL LEVERATTO

Minera TEA S.A.M.I.C.A. y F.  
L. N. Alem 424 7º p.  
Buenos Aires

## ANÁLISIS ESTRATIGRÁFICO DE LA FORMACIÓN BAHÍA CHOISEUL, PERMIANO DE LA ISLA SOLEDAD, ISLAS MALVINAS - REPÚBLICA ARGENTINA

GUILLERMO A. JALFIN y EDUARDO S. BELLOSI

### Resumen

La Formación Bahía Choiseul se integra de wackes medianos y finos con estratificación flaser, de marea, macizos y bioturbación animal; de tonalidades verdosas y amarillentas. Subordinadamente se observan pelitas oscuras con laminación paralela.

El análisis estratigráfico cuantitativo definió un ciclo idealizado compuesto de dos subciclos en el que participan seis estados. Mediante el cálculo de la Probabilidad porcentual ( $P_T$ ), se estimó el camino más probable, el cual manifiesta la interacción de las diferentes litofacies dispuestas en forma granodecreciente.

Estos depósitos se habrían generado en una planicie de intermarea, distinguiéndose dentro de ella tres subfacies: canal de marea, planicie intercanal y suspensiva. El arreglo de los subambientes de planicie arenosa, mixta y fangosa, indicaría la progradación de las facies continentales sobre las litorales.

El reconocimiento de una Flora de *Glossopteris* pura y monótona, integrada por: *Glossopteris* cf. *wilsonii*, *G. indica*, *G. browniana*, *G. sp.*, *Vertebraria indica* y tallos de Articuladas señalaría una edad permiana inferior para esta unidad.

### Introducción

El presente trabajo tiene por objeto contribuir al mejor conocimiento de la estratigrafía y paleogeografía de las cuencas gondwánicas argentinas, siendo de esta manera una contribución al Proyecto N° 42 de la International Union Geological Sciences (IUGS-UNESCO), Paleozoico superior de América del Sur y sus Límites.

El reconocimiento de esta unidad se realizó en las proximidades del establecimiento Goose Green y la localidad de Darwin, asimismo se tomaron como puntos de control distintos sectores de la región de Lafonia en la isla Soledad (ensenada Brenton, playa Salinas, caleta Finlandia y río Bodie entre otros). La comarca estudiada (fig. 1) se ubica aproximadamente 70 km al oeste de Puerto Argentino. el acceso a ella es dificultoso ante la ausencia de caminos, sólo es po-

### Abstract

The Bahía Choiseul Formation consists of pelites and fine to medium wackes. An idealized cycle was defined using Markov chain stratigraphic analysis, which generated two subcycles integrated by six states.

Calculating the Probability percentage ( $P_T$ ), the most probable path is established, and it expresses the interdelation between different lithofacies built up in fining-upward cycles.

An intertidal flat model is proposed with three subfacies: tidal channel, interchannel plain and suspensive. The progradation of continental over littoral facies is demonstrated by stratigraphic arrangement of environments: sand flat, mixed flat and mud flat.

The recognition of a monotonous and pure *Glossopteris* Flora, integrated by: *Glossopteris* cf. *wilsonii*, *G. browniana*, *Vertebraria indica* and *Articulata* stems points out an early Permian age for this unit.

sible llegar mediante vehículos provistos de doble tracción o bien por vía aérea.

Las tareas de campaña se efectuaron durante los meses de enero y febrero de 1981, habiéndose realizado los trabajos de laboratorio en la Fundación Miguel Lillo (San Miguel de Tucumán) y la Unidad Paleobotánica y Palinológica del CIRGEO.

Para el relevamiento de campo se empleó la base topográfica publicada por el Directorate of Overseas Surveys (D.O.S. 453, series H791, lámina 21) a escala 1:50.000.

### Antecedentes

La primera mención de la unidad del epígrafe se debe a Andersson (1907) quien denominó a estos depósitos "Phyllothea Beds",

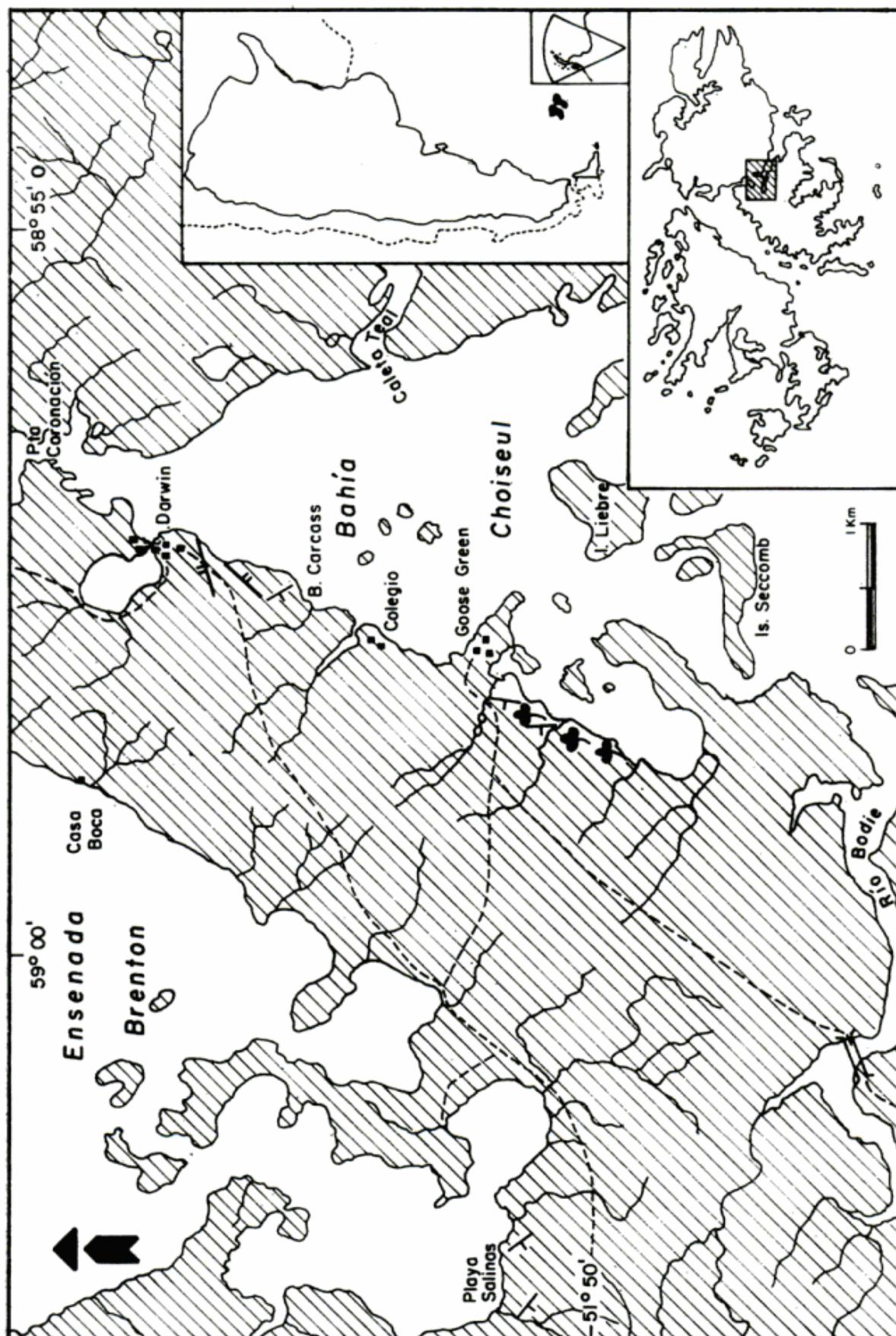


Fig. 1. — Distribución de la Formación Bahía Choiseul y localidades fosilíferas

Edad	HALLE (1911)	BAKER (1924) ADIE (1952)	FRAKES Y CHOWELL (1967)	BORRELLO (1972)	TURNER (1980)	ESTE TRABAJO
PERMOCARBONIFERO SUPERIOR	UPPER LAFONIAN	WEST LAFONIAN BEDS	WEST LAFONIAN,	FORMACION ESTRECHO DE SAN CARLOS	FORMACION ESTRECHO DE SAN CARLOS	FORMACION ESTRECHO DE SAN CARLOS
	PLANT BEARING BEDS	BAY OF HARBOURS BEDS	BAY OF HARBOURS,	FORMACION LAFONIA	FORMACION SAN CARLOS	FORMACION BAHIA CHOISEUL
		CHOISEUL SOUND AND BRENTON LOCH BEDS	CHOISEUL SOUND Y BRENTON LOCH BEDS			
PERMOCARBONIFERO INTERIOR	LOWER LAFONIAN	LAFONIAN SANDSTONE	TERRA MOTAS SANDSTONE	FORMACION ROCA	FORMACION TERRA MOTAS	FORMACION TERRA MOTAS
	FLUVIO-LACUNAR GLACIAL BEDS	BLACK ROCK SLATE	PORT SUSSEX FORMATION	FORMACION NEGRA	FORMACION PORT SUSSEX	FORMACION PORT SUSSEX
		LAFONIAN TILLITE	LAFONIAN DIAMICTITE	FORMACION CERRITOS	FORMACION LAFONIAN	FORMACION LAFONIA
PERMOCARBONIFERO INFERIOR	LAFONIAN SHOULDER BEDS	BLUFF COVE BEDS	BLUFF COVE BEDS	FORMACION CERRITOS	FORMACION BLUFF COVE	FORMACION LAFONIA
Dev						

Figura 2

reconociéndolos en el área de Puerto Darwin, caleta Camilla y Lobo Marino. Este autor no diferenció dicha secuencia de la que observó en la ensenada Del Toro e isla Aguila, al sur de Lafonia. Allí colectó restos fósiles vegetales que Nathorst (1906) asignó al género *Phyllothea*. De esta manera se reconocieron por primera vez en las islas Malvinas estratos más jóvenes que el Devónico.

Halle (1911) prosiguió con las investigaciones iniciadas por Andersson realizando estudios más detallados que le permitieron definir caracteres lito y bioestratigráficos, denominando al conjunto "Permo-Carboniferous Formation" o "Lafonian Series". En ella diferenció tres unidades, de las cuales la parte inferior del "Upper Lafonian" correspondería a la Formación que nos compete.

Años más tarde, Baker (1924) sugirió el nombre de "Choiseul Sound and Brenton Loch Beds" para las capas aflorantes en las bahías homónimas, distinguiendo a esta sucesión fosilífera de los estratos que denominó "Lafonian Sandstone" (Formación Terra Motas) por debajo y de los "Bay of Harbours Beds" (sección inferior de la F. Estrecho de San Carlos en este trabajo) que cubren a la Formación Bahía Choiseul.

Borrello (1963, 1972) agrupa los "Choi-

seul Sound and Brenton Loch Beds" y "Bay of Harbours Beds" en su Formación Lafonia, utilizando el término Formación Estrecho de San Carlos para los depósitos permotriásicos (?) del sudoeste de la isla Soledad. Por otra parte, Turner (1980) enmienda a esta última unidad reuniendo en ella a la F. Lafonia de Borrello (op. cit.) y a la entidad "West Lafonian Beds" de Baker (1924).

Recientemente, Jalfin y Bellosi (1981) y Jalfin (1982) han propuesto denominar formalmente a los "Choiseul Sound and Brenton Loch Beds" como Formación Bahía Choiseul, aceptando así el criterio original manifestado por Baker (op. cit.) y considerando que el término Lafonia utilizado por Borrello es más conocido en la literatura geológica para identificar parte de la sección inferior de la columna neopaleozoica de las islas Malvinas.

Asimismo la Formación Estrecho de San Carlos, en el sentido de Turner (1980), no separa los estratos más altos de la secuencia gondwánica. Evidencias litológicas suficientes ya mencionadas por Baker (1924), Adie (1952) y corroborada por los autores, permitieron identificar otros depósitos por encima de la Formación Bahía Choiseul de edad permotriásica (?). Se estima conveniente entonces, agrupar las entidades "Bay

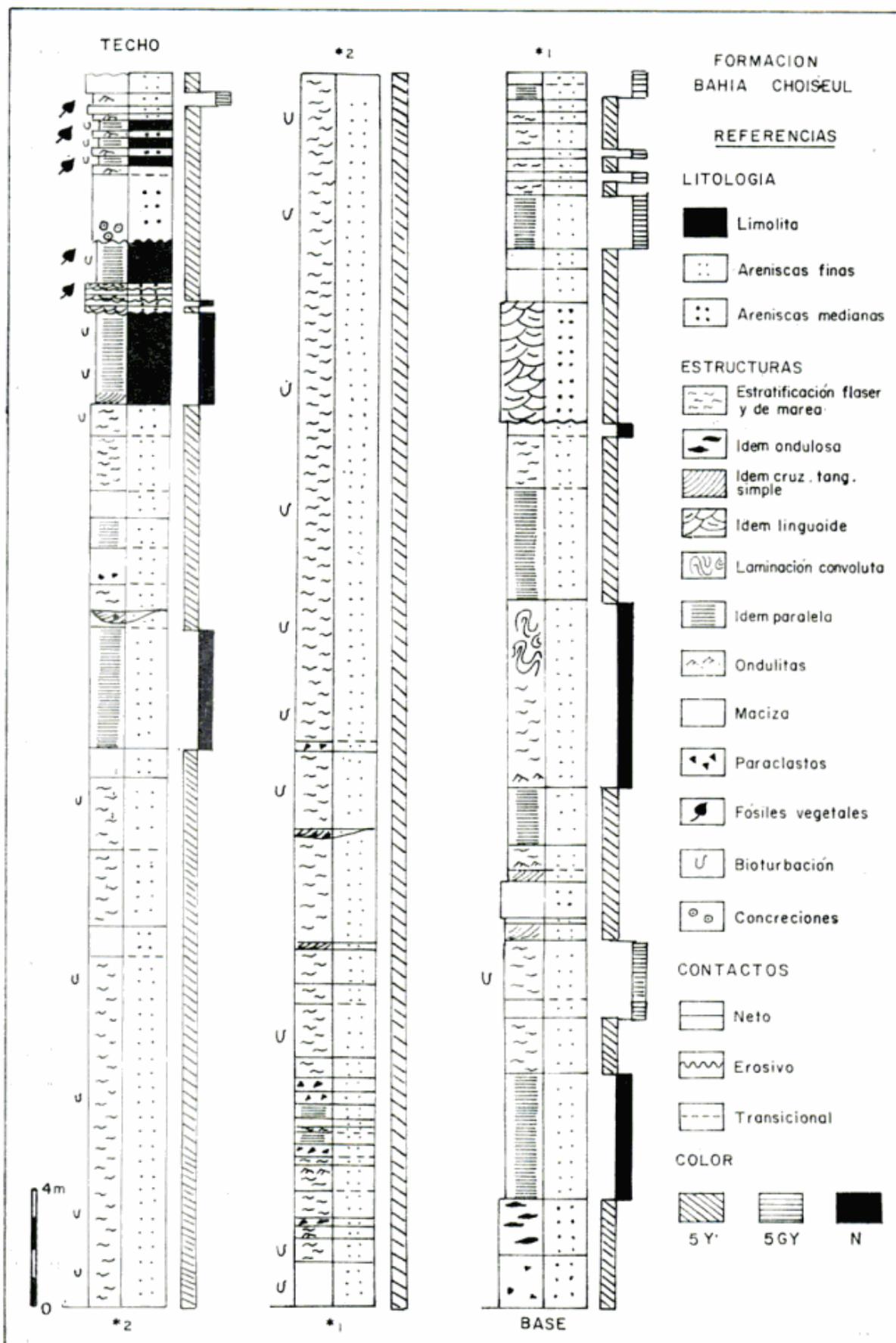


Fig. 3. — Perfil tipo de la Formación Bahía Choiseul.

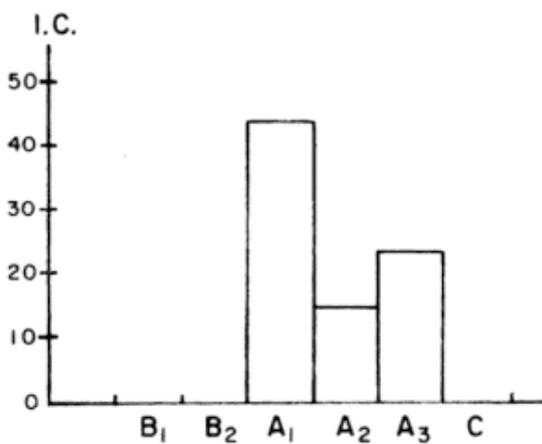
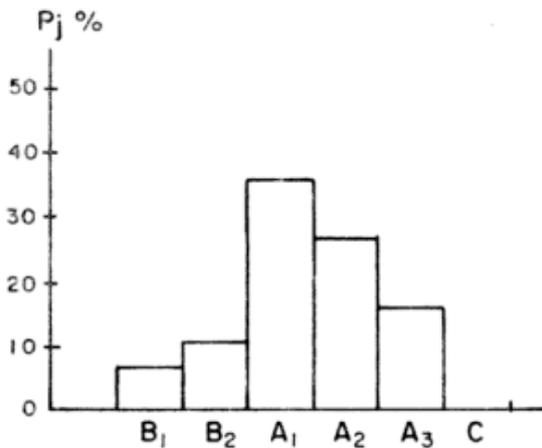
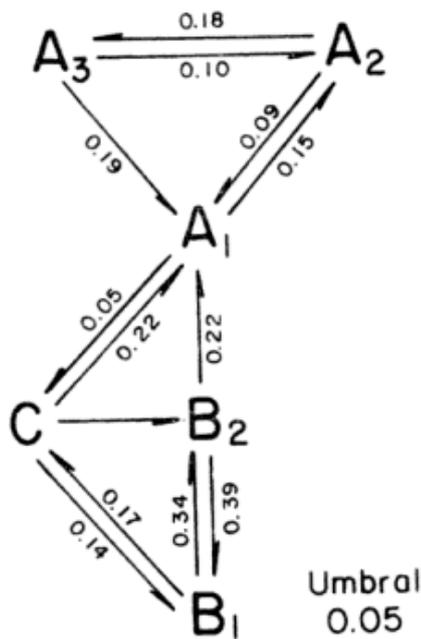


Fig. 4. — Ciclo idealizado, frecuencia (P<sub>j</sub>%) índice de concentración (I.C.), Formación Bahía Choiseul.

of Harbours Beds” y “West Lafonian Beds”, en la Formación Estrecho de San Carlos, emendando la denominación de Borrello (1963).

En la figura 2 se resume un cuadro comparativo de la nomenclatura estratigráfica para las unidades del Paleozoico superior del archipiélago malvinense.

La restricción nomenclatural a la denominación que diera en primer término Baker (1924) para la Formación Bahía Choiseul se debe a que la sección tipo fue establecida en la cabecera de dicha bahía en la isla Soledad, entre Puerto Darwin y la desembocadura del río Bodie (fig. 1). Fue comprobado a su vez que las sedimentitas aflorantes en la ensenada Brenton se corresponden perfectamente con las investigadas en el perfil tipo de esta unidad (Jalfin y Bellosi, 1981).

**Perfil tipo**

La sección levantada entre los puntos anteriormente citados se realizó a escala 1:100, mediante el uso de tablas codificadas (Bossi *et al.*, 1979) detallando las características texturales, estructuras sedimentarias, contactos texturales, atributos cromáticos (Rock Color Chart) y contenido paleontológico. Con los datos de campo así obtenidos se confeccionó un perfil tipo Selley (fig. 3) de toda la sucesión expuesta, que alcanza un espesor de 326 metros.

La base de la formación es concordante sobre la Formación Terra Motas, según Halle (1911) y Baker (1924), el pasaje entre ambas unidades es transicional. Dicho contacto pudo ser observado por varios kilómetros al norte de la bahía Choiseul, en sentido aproximadamente este-oeste. El techo no fue individualizado debido que hacia el sur de la región de Lafonia los estratos adquieren bajas inclinaciones, perdiéndose debajo de espesos mantos de turba. Sin embargo, la secuencia paleozoica prosigue en actitud presumiblemente concordante, aflorando saltuariamente (bahías Baja, Del Laberinto, etc.).

Los tipos litológicos que integran esta unidad son fundamentalmente wackes finos de tonalidades verdosas (5 Y 6/1; 5 Y 5/2; 5 GY 5/1), amarillentas (5 Y 6/4; 5 Y 7/2) y grisáceas (5 Y 4/2; N 3). Subordinadamente se hallan a lo largo del perfil pelitas oscuras (N 3) y wackes medianos. Los estratos son en su mayoría tabulares y continuos lateralmente con contactos planos y ne-

tos (56 %). Las transiciones graduales y erosivas alcanzan el 40 % y el 4 % respectivamente.

Entre las estructuras primarias se destacan la estratificación flaser y de marea, manifestándose predominantemente en las areniscas finas que ocurren con una frecuencia del 35 % y un índice de concentración (I.C.) de 43 %. Las areniscas finas macizas son frecuentes (26 %), pero se encuentran algo más distribuidas en el perfil, en consecuencia su I.C. es menor (15 %). Se identificaron además areniscas finas con laminación plano-paralela (15 %), poseyendo un moderado grado de concentración (23 por ciento). Las litologías menos frecuentes son las areniscas medianas macizas (11 %), pelitas laminadas (8 %) y areniscas medianas o finas con estratificación cruzada linguoide o tangencial simple de pequeña escala (6 %). Estas litologías nunca están en contacto directo con otro estrato de iguales características por lo que sus respectivos índices de concentración son iguales a cero (fig. 4).

Es notoria en estas sedimentitas la presencia de bioturbación por organismos bentónicos, ésta se manifiesta en un grado moderado (10-50 %) según la escala propuesta por Bossi *et al.* (1979), aunque ciertos horizontes mostraron perforaciones y removilizaciones muy marcadas del sedimento. Es probable que algunos de los bancos macizos deban su origen al efecto pronunciado de este fenómeno.

Resultan frecuentes las marcas de óndula, éstas presentan atributos constantes en los diferentes sectores donde fueron observadas. Siempre son de crestas rectas, paralelas, continuas y redondeadas, tanto de carácter simétrico como asimétrico y escasa anastomosis. El índice de óndula promedio es 6 ( $\bar{H} = 1,5$  cm;  $\bar{L} = 9,0$  cm) siendo la orientación media de las líneas de cresta ONO-ESE. El tamaño de las ondulitas está condicionado por la granulometría del material, de este modo las compuestas de arena fina o muy fina poseen normalmente dimensiones menores que las formadas por texturas más gruesas. El desarrollo se debería tanto a movimientos oscilatorios como a corrientes unidireccionales, en condiciones de bajo régimen de flujo (fase óndula).

No se descarta la presencia de estructuras hueso de arenque las cuales para ser identificadas deberían ser observadas en secciones normales a las crestas de las óndulas. Es factible que la disposición de los cortes ex-

puestos en los acantilados haya condicionado la individualización de tales estructuras (Reineck y Singh, 1980). Klein (1970a) mencionó la notable paucidad de este tipo de estratificación cruzada en barras arenosas de intermarea, dicho fenómeno se debería a factores constructivos y destructivos que operan juntamente con la migración de las formas del lecho y el intenso retrabajo del material durante el ciclo de marea.

En la sección inferior se identificaron niveles que manifiestan deformaciones sinse dimentarias, dando lugar a laminaciones convolutas con un radio de convolución de hasta 15 cm. Paraclastos pelíticos se concentran en el sector medio de la secuencia, éstos poseen dimensiones menores a 5 cm. No presentan ninguna orientación preferencial y generalmente se encuentran dispersos en todo el ancho del estrato. En el tope se observaron concreciones arcillosas verde oliva oscuro, de formas subsféricas con estructura interna concéntrica y de hasta 6 cm de tamaño. En este mismo tramo fueron localizados cinco niveles plantíferos, de los cuales sólo tres han proporcionado material fosilífero clasificable (Bellosi y Jalfin, 1981). Estos restos manifiestan haber sufrido un considerable transporte dada su fragmentación.

### Análisis de ciclicidad

Las secuencias sedimentarias se rigen por hechos fortuitos (aleatorios) y determinísticos que controlan las características de la acumulación del material, por ello las mismas pueden ser consideradas desde el punto de vista matemático como modelos estocásticos. Si en una sucesión de estratos, alguno o todos ellos muestran preferencia de ser precedidos o sucedidos por otro determinado, se entiende que dicha población muestreada presenta memoria markoviana.

Una sucesión de elementos con memoria de su inmediato antecesor se conoce en matemáticas como cadena de Markov de primer orden. La utilización de cadenas markovianas en problemas estratigráficos ha sido ampliamente tratada por diversos autores (Vistelius, 1949, 1967; Vistelius y Faas, 1965; Krumbein, 1967; Krumbein y Dacey, 1969; Dacey y Krumbein, 1970; Selley, 1970; Miall, 1973; Schwarzacher, 1975). En este trabajo se siguieron las sugerencias metodológicas vertidas por Bossi (1980), que sirvieron de base para los cálculos y

confección de matrices, usando el "muestreo entre estratos" (Krumbein y Dacey, *op. cit.*).

De acuerdo con el perfil de la figura 3 se seleccionaron seis estados positivos, obviando los negativos ya que no son frecuentes los contactos erosivos (4 %), las marcas subestratales o los saltos texturales de más de dos unidades phi (Andreis y Bossi, 1981). Los estados considerados son:  $A_1$  = areniscas finas con estratificación flaser o de marea;  $A_2$  = areniscas finas macizas;  $A_3$  = areniscas finas con laminación paralela;  $B_1$  = areniscas medianas con estratificación cruzada;  $B_2$  = areniscas medianas macizas y C = pelitas con laminación paralela.

Considerando la sucesión de los estados presentes se construyó una matriz de transiciones reales (tabla 1a), sin considerar los pasajes multipiso. Asimismo se confeccionaron las matrices de probabilidades (tabla 1b) y de combinaciones independientes (tabla 1c) según el método de Gingerich (1969). Finalmente mediante la matriz de diferencias (tabla 1d) se logró el ciclo idealizado para la Formación Bahía Choi-seul (fig. 4). Este posee dos subciclos principales que han sido interpretados como representantes de dos subfacies características, explicadas in-extenso más adelante.

A partir del ciclo idealizado se han concretado una serie de perfiles probables (fig. 5), en función de los distintos cami-

c. Matriz de combinaciones independientes

	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$B_1$	$B_2$	C
$A_1$	0,00	0,39	0,23	0,09	0,14	0,11
$A_2$	0,46	0,00	0,20	0,08	0,14	0,10
$A_3$	0,41	0,30	0,00	0,07	0,12	0,08
$B_1$	0,37	0,27	0,15	0,00	0,11	0,08
$B_2$	0,38	0,28	0,16	0,06	0,00	0,08
C	0,38	0,27	0,16	0,06	0,11	0,00

d. Matriz de diferencias (positivas)

	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$B_1$	$B_2$	C
$A_1$	—	0,15	—	—	—	0,05
$A_2$	0,09	—	0,18	—	—	—
$A_3$	0,19	0,10	—	—	—	—
$B_1$	—	—	—	—	0,39	0,17
$B_2$	0,22	—	—	0,34	—	—
C	0,22	—	—	0,14	0,09	—

nos que muestra dicho ciclo. Cada una de estas columnas poseen una probabilidad teórica de presentarse si se considera una sucesión estratigráfica suficientemente extensa. Esta probabilidad ha sido calculada con los valores extraídos de la matriz de probabilidades (tabla 1b) y calculada de acuerdo con:

$$P_{ABCA} = P_{AB} \times P_{BC} \times P_{CA} \quad (1.1)$$

Es decir, la probabilidad de la sucesión integrada por los estados A, B, C y A, está dada por los productos de las probabilidades de las transiciones:  $A \rightarrow B$ ,  $B \rightarrow C$  y  $C \rightarrow A$ . Siendo la probabilidad porcentual:

$$PP = P_{ABCA} \times 100 \quad (1.2)$$

De esta manera es factible identificar tres principales sucesiones de estados que se manifiestan con probabilidades porcentuales de 0,11 %, 0,04 % y 0,02 % (fig. 5a). Estos guarismos establecen la probabilidad de producirse y preservarse un ciclo de sedimentación completo.

Las probabilidades obtenidas tienen valores aparentemente bajos, pero debe tenerse en cuenta el número de transiciones involu-cradas en cada camino posible del ciclo idealizado, ya que este valor guarda relación inversa con la probabilidad del camino seleccionado. Es decir, cuanto mayor sea la cantidad de transiciones consideradas, menor será la probabilidad de presentarse en forma

TABLA I

a. Matriz de transiciones reales

	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$B_1$	$B_2$	C	$T_i$
$A_1$	0	13	3	1	3	4	24
$A_2$	10	0	7	0	1	0	18
$A_3$	6	4	0	0	0	0	10
$B_1$	1	0	0	0	2	1	4
$B_2$	3	0	0	2	0	0	5
C	3	0	0	1	1	0	5
$T_j$	23	17	10	4	7	5	$T_{++} = 66$

b. Matriz de probabilidades

	$A_1$	$A_2$	$A_3$	$B_1$	$B_2$	C
$A_1$	0,00	0,54	0,12	0,04	0,12	0,16
$A_2$	0,55	0,00	0,38	0,00	0,05	0,00
$A_3$	0,60	0,40	0,00	0,00	0,00	0,00
$B_1$	0,25	0,00	0,00	0,00	0,50	0,25
$B_2$	0,60	0,00	0,00	0,40	0,00	0,00
C	0,60	0,00	0,00	0,20	0,20	0,00

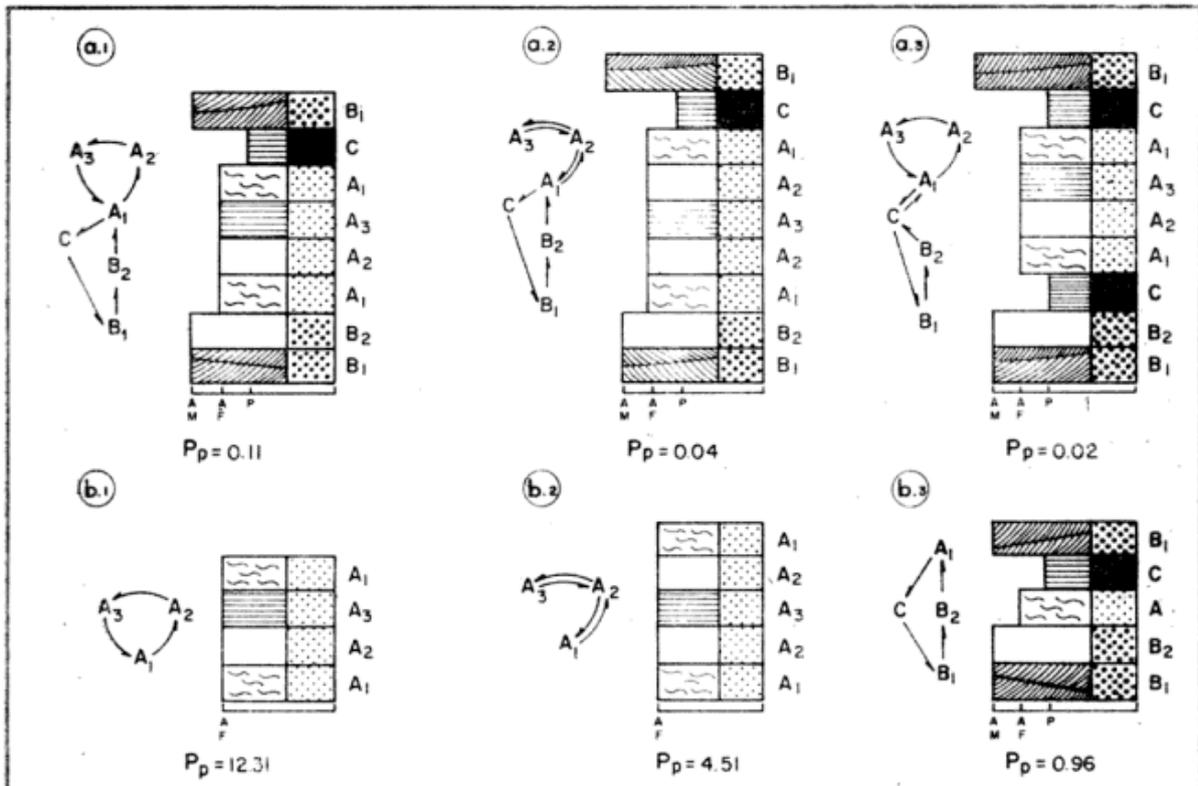


Fig. 5. — Perfiles probables construidos sobre la base de su Probabilidad porcentual ( $P_p$ ). Los ciclos a.1, a.2 y a.3 representan secuencias completas de sedimentación en la planicie de intermarea. b.1, b.2 y b.3 corresponden a subciclos.

completa a lo largo de la columna estratigráfica que se analiza.

La sucesión representada en la fig. 5a.1 posee la máxima posibilidad porcentual relativa, mostrando un ciclo granodecreciente donde no hay estados comunicantes, en el sentido de Guillaume (1977). Los subciclos de las figuras 5a.2 y 5a.3, a pesar de poseer un arreglo granodecreciente incluyen estados comunicantes y mayor número de transiciones.

De igual modo, se trataron los posibles subciclos (fig. 5b) encontrándose que el integrado por las transiciones  $A_1 \rightarrow A_2 \rightarrow A_3 \rightarrow A_1$  presenta una máxima probabilidad porcentual entre los subciclos (12,31 %). Esta circunstancia se encuentra controlada por los atributos propios de la subfacies dominante en el modelo ambiental que se propone en este trabajo. Como alternativa del subciclo ternario anterior, se da el correspondiente a la figura 5b.2 donde todos los estados son comunicantes (4,51 %). Por último, el subciclo cuaternario representante de la restante subfacies principal (fig. 5b.3) muestra una probabilidad de 0,96 % con tendencia granodecreciente.

## Paleoambientes

Sobre la base de las evidencias de campo y de laboratorio se concluye que la Formación Bahía Choiseul se habría generado en un ambiente litoral, con predominio de la acción de las mareas.

La secuencia analizada, correspondería a la planicie de intermarea, dominando los subambientes de planicie mixta y arenosa con un desarrollo subordinado del sector de intermarea superior. Dado el material involucrado y las estructuras sedimentarias presentes se trata de una facies heterolítica, dominada por la sedimentación psamítica en la que es notoria la estratificación flaser y la bioturbación (Johnson, en Reading, 1980).

La sección más baja, integrada por areniscas medianas y finas fundamentalmente laminadas y macizas, con algunos bancos con estratificación cruzada linguoide, ondulosa y flaser, marcas de óndula y laminaciones convolutas podría referirse al sector inferior de la planicie de intermarea.

El subambiente más desarrollado corresponde a la planicie mixta, que tiene su me-

mejor expresión en el tramo medio de la secuencia. Se constituye de areniscas finas con estratificación flaser y de marea y conspicua bioturbación animal.

En la parte superior del perfil se advierten sedimentitas pelíticas y escasas psamitas. Las estructuras más frecuentes son la laminación paralela, marcas de óndula y estratificación cruzada linguoide y tangencial simple de pequeña escala, conteniendo restos vegetales transportados y perforaciones de organismos. Esta sección podría adjudicarse a la planicie fangosa o superior.

La disposición que muestran los subambientes descriptos manifiesta un fenómeno progradante y granodecreciente, característico de los depósitos de planicie de marea (Klein, 1977).

Fue posible distinguir dos subfacies principales: *canal de marea* y *planicie intercanal*. Podría ser incluida una tercera subfacies, *suspensiva*, que se halla íntimamente relacionada con las anteriores. La interacción entre ellas puede observarse en el ciclo idealizado de la figura 4, o bien en las columnas más probables de la figura 5a. La subfacies de canal de marea se encuentra representada por los estados B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>, integrados por los sedimentos más gruesos y las estructuras primarias de mayor régimen de flujo. Los estados A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y A<sub>3</sub> constituyen los depósitos de planicie intercanal, donde se incluyen las areniscas finas de bajo régimen. El estado C representa la subfacies acumulada por procesos suspensivos, los cuales han tenido lugar fundamentalmente en el sector de la planicie fangosa (Klein, 1970b), pero también la sedimentación pelítica suspensiva estuvo asociada a los depósitos de canal y planicie intercanal (cuando la disponibilidad, condiciones de deposición y preservación sean favorables) al disminuir la energía del flujo de mareas en períodos de quietud (pleamar), tanto en la planicie arenosa como en la mixta.

El escaso desarrollo de canales sugeriría que la amplitud de marea era baja, posiblemente micro a mesotidal. Esta subfacies de canal de marea conformaría un subciclo cuaternario granodecreciente (fig. 5b. 3), cuya probabilidad es relativamente elevada. Vinculados a estos depósitos fueron hallados restos vegetales fragmentarios, paraclastos pelíticos y pequeñas fracturas sinsedimentarias. Los primeros podrían ser interpretados como depósitos residuales, mientras que las fracturas serían deslizamiento gravitacionales de las paredes del canal.

La secuencia de planicie intercanal es la mejor representada, rasgo que queda corroborado por la elevada probabilidad porcentual que posee. El subciclo ternario de la figura 5b.1 ha sido el evento que más se desarrolló en este sector. Este fenómeno deposicional fue el que favoreció el crecimiento de una planicie mixta considerable. Eus estructuras primarias propias (estratificación flaser y de marea) implican disponibilidad de arena y fango, sugiriendo la alternancia de períodos de actividad de corriente (flujo y reflujo de marea) donde se depositaron materiales tractivos en fase óndula o lecho plano bajo, con otros de quietud coincidentes con la plea y bajamar, en los que la acumulación del sedimento fue por suspensión (Reineck y Wunderlich, 1968). De este modo, la estratificación flaser y de marea es producida en ambientes cuyas condiciones para la deposición y preservación de arena son relativamente más favorables que para el fango.

En la figura 6 se muestra un esquema del modelo ambiental interpretado para la secuencia estudiada. En éste se encuentra representado exclusivamente el sector de intermarea, con predominio de las planicies mixta y arenosa. Como se observa, en cada subambiente están presentes las subfacies de canal (estados B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>) y planicie intercanal (estados A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y A<sub>3</sub>), las cuales comúnmente se asocian con las subfacies suspensiva (estado C).

Este tipo de disposición e interacción de los subambientes es frecuente entre las secuencias referidas a planicies de marea (Klein, 1970b; Reineck y Singh, 1980). Asimismo resulta característico entre las tidalitas el registro de procesos regresivos, en los que progradan facies continentales sobre otras marinas y litorales (Spalletti, 1980). Tal el caso que nos ocupa en esta sucesión gondwánica, donde la Formación Estrecho de San Carlos, de origen continental, cubre las sedimentitas de la unidad aquí analizada.

### Contenido fosilífero

El hallazgo de restos vegetales tuvo lugar cuatrocientos metros al sur del establecimiento Goose Green, en el extremo occidental de la bahía Choiseul (fig. 1). Esta asociación paleoflorística se halla concentrada en el tramo superior del perfil (fig. 3). El material consiste en su totalidad de impresiones aceptablemente preservadas, en sedimentitas de grano medio a fino que poseen

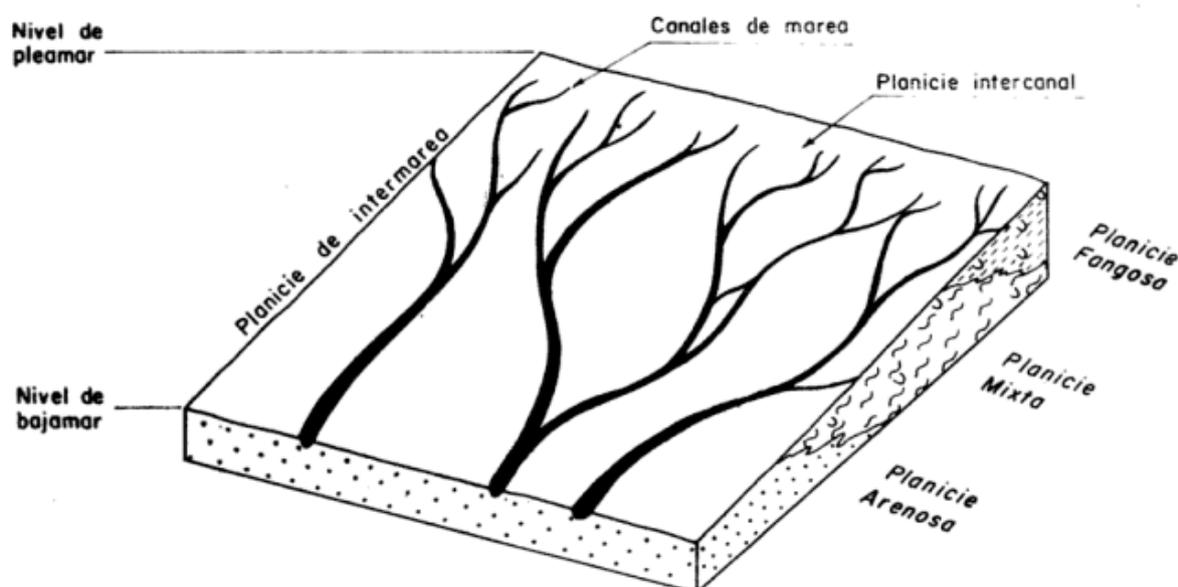


Fig. 6. — Representación del modelo paleoambiental propuesto para la sección estratigráfica analizada. El esquema comprende exclusivamente el sector de intermarea, donde los depósitos de planicie fangosa progradan sobre los inferiores.

ondulitas, estratificación cruzada de pequeña escala y flaser. Estos fragmentos evidencian un considerable nivel de energía del medio, responsable de la fragmentación del material fósil, atributo que limita en parte el peso de algunas determinaciones específicas.

El primer estudio general de la flora gondwánica malvinense fue realizado por Halle (1911), quien identificó casi una decena de especies entre Articuladas, Glossopterídeas, Coníferas y troncos silicificados. Nuevos ejemplares reunidos por Baker (1924) fueron estudiados por Seward y Walton (1923). Entre los especímenes neopaleozoicos reconocidos describen tallos de Equisetales, varias especies de *Glossopteris* y una nueva especie de *Dadoxylon* (*D. bakeri*). Recientemente se dieron a conocer adelantos de este estudio por Bellosi y Jarfin (1981), Bellosi (1982) y Jarfin (1982).

## Sistemática

### Glossopterídeas

*Glossopteris* cf. *wilsonii* (Seward) (Ach., Arch. y Cúneo. Lám. I, fig. a.

#### Descripción:

El ejemplar Cirgeo Pb 601 (lám. I, fig. a) corresponde a un fragmento de hoja medio-basal, en el que no se logra observar ni base ni ápice. Largo máximo 2,0 cm, ancho máximo 1,3 cm. Vena media recta, bastante de-

finida, integrada por varios haces paralelos de fino calibre (0,1 cm). Margen entero, sin borde libre de venación. Venas laterales que se desprenden de la principal con un ángulo de 42°, rectas y paralelas. Las anastomosis son escasas (1 ó 2). Las venas secundarias llegan al margen con un ángulo de 65°. Las aréolas son alargadas, fusiformes, de bordes rectos y en general escasas. Densidad de venación 28 (sector central) y 35 (sector marginal).

#### Procedencia:

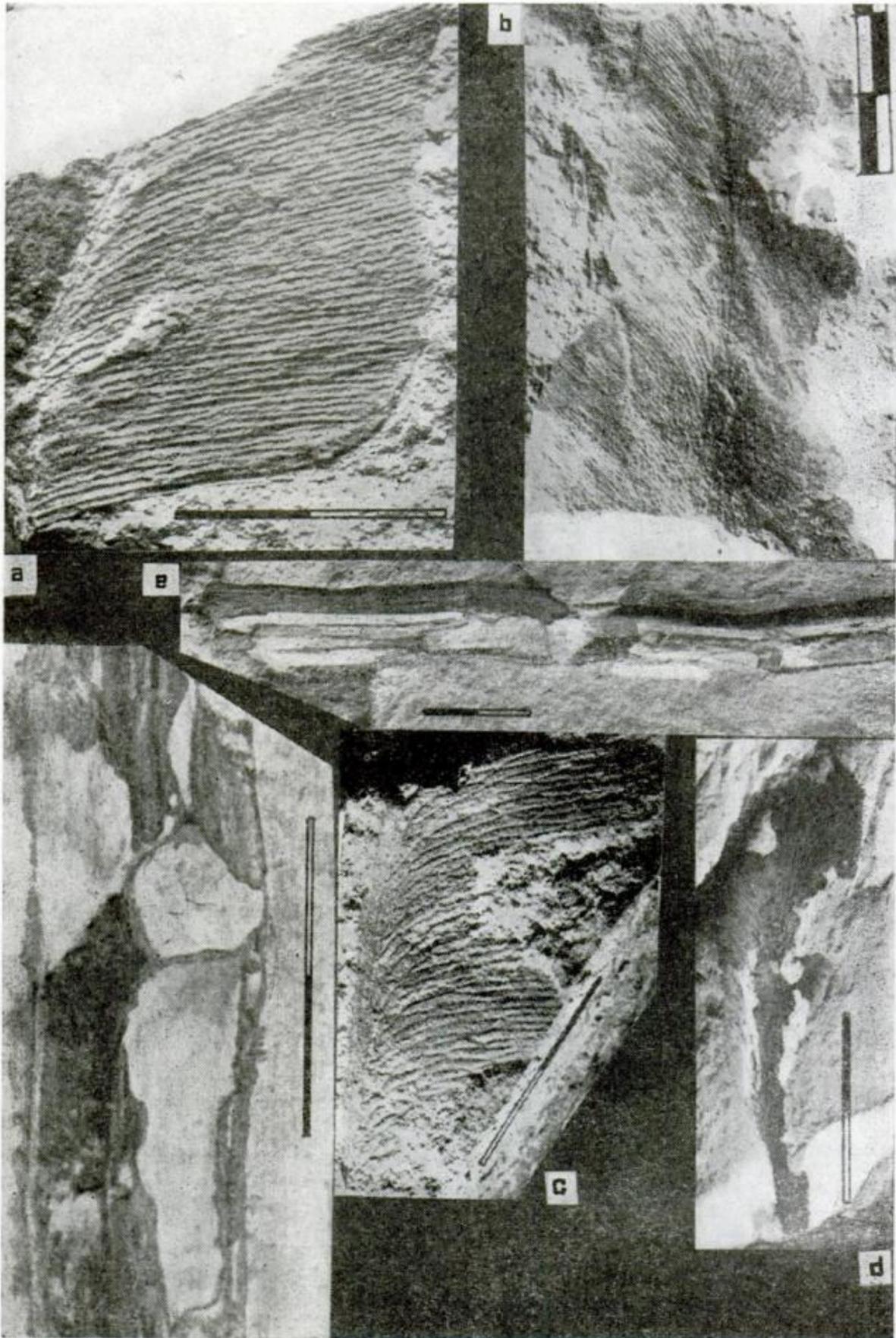
Nivel plantífero 1: Goose Green, islas Malvinas, Argentina.

***Glossopteris indica*** Schimper

Lám. I, fig. b.

#### Descripción:

El ejemplar de Cirgeo Pb 602 (lám. I, fig. b) corresponde a la parte media de la hoja, faltando ápice y base. El largo máximo alcanza 2,5 cm y el ancho 1,0 cm. Vena media recta, bastante conspicua, integrada de cuatro haces paralelos conectados muy esporádicamente mediante venas menores transversales. Venas secundarias rectilíneas y paralelas que se desprenden de la vena media con un ángulo de 36° y continúan sin encorvarse hasta el margen. Aréolas no muy numerosas, largas y angostas, de lados rectos, paralelos y forma trapezoidal que se mantienen inva-



Lám. I. — Fig. a: Fragmento de *Glossopteria* cf. *wilsonii* CIRCEO Pb 601. Fig. b: *indica*, porción apical CIRCEO Pb 602. Fig. c: Fragmento *G. browniana* CIRCEO Pb 603. Fig. d: hoja obovada *G.* sp. Fig. e-f: *Vertebraria indica* CIRCEO, porción media de eje (e), detallando segmentación transversal entre bloques (f).

riables en todo el ancho de la hoja, excepto la primer aréola que se presenta algo más corta. Densidad de venación: 36 (sector central) y 44 (sector marginal) por centímetro.

**Procedencia:**

Nivel plantífero I: Goose Green, islas Malvinas, Argentina.

**Glossopteris browniana** Brongniart

Lám. I, fig. c.

**Descripción:**

El ejemplar Cirgeo Pb 603 (lám. I, fig. c) corresponde a un fragmento medio de hoja, faltando base y ápice. Sus dimensiones son: largo 1,7 cm, ancho medio 1,1 cm. Vena media bien desarrollada, recta y formada por varios haces menores. Margen entero. Venas secundarias que se desprenden con un ángulo de 32°, decurrentes, de curso subparalelo, llegando al margen con un ángulo de 70°. Sufren varias anastomosis en su trayectoria debido tanto a venillas transversales como a la fusión de dos venas laterales. Aréolas numerosas, fusiformes y anchas, de bordes curvos, en el sector marginal son menos anchas que en el central, muchas son de forma irregular. Concentración de venas por centímetro: 20 (sector central) y 27 (sector marginal).

**Procedencia:**

Nivel plantífero: I Goose Green, islas Malvinas, Argentina.

**Glossopteris** sp.

Lám. I, fig. d.

**Descripción:**

El ejemplar de la lám. I, fig. d se encuentra casi completo. Su forma general es obovada, mide 2,8 cm de largo y 0,8 cm de ancho. Presenta margen entero y ápice obtuso. Vena media ancha y robusta en la base, atenuándose hacia el ápice y subdividiéndose en venas menores. El detalle de su venación se encuentra desdibujado, por lo que resulta imposible precisar su asignación específica.

**Procedencia:**

Nivel plantífero II: Goose Green, islas Malvinas, Argentina.

**Vertebraria indica** Royle

Lám. I, fig. e, f.

**Descripción:**

El espécimen Cirgeo Pb 600 (lám. I, fig. e, f) corresponde a una sección longitudinal de eje no ramificado. Su trazo es algo curvo, alcanzando una longitud de 14 cm y ancho máximo de 0,80 cm. En uno de los sectores terminales posee un fuerte surco medio longitudinal y surcos y/o protuberancias transversales que no atraviesan el anterior. Estas divisiones transversales corresponden a septos que se hallan espaciados con cierta irregularidad. En el extremo opuesto se presenta sólo una fila de bloques, flanqueados por sendos surcos longitudinales. Los bloques miden entre 0,8 y 2,0 cm de largo, son de forma oval-rectangular. En los bordes presenta una "corteza" sin segmentaciones.

**Procedencia:**

Nivel plantífero II: Goose Green, islas Malvinas, Argentina.

**Consideraciones generales de la flora**

Entre el material recolectado se identificaron además tallos de Articuladas, los cuales mostraban vagas características morfológicas. Tallos de Equisetales fueron ya reconocidos en Malvinas por Nathorst (1906), Halle (1911) y Seward y Walton (1923), algunos de los mismos adscriptos al género *Phyllothea*. En el cuadro I se proporciona una nómina de las especies fósiles reconocidas en la Formación Bahía Choiseul por distintos investigadores (la misma incluye un ala de insecto).

CUADRO I. — Contenido paleontológico de la Formación Bahía Choiseul. H: Halle (1911); SyW: Seward y Walton (1923); ByJ: Bellosi y Jalfin (1981).

	H	SyW	ByJ
<i>Glossopteris indica</i>	+	+	+
<i>G. browniana</i>	+	+	+
<i>G. cf. wilsonii</i>		?	+
<i>G. angustifolia</i>	+		
<i>G. sp.</i>	+		+
<i>Vertebraria indica</i>			+
<i>Dadoxylon bakeri</i>		+	
<i>D. lafontense</i>	+		
<i>Phyllothea</i> sp.		+	?
<i>Paleodyctioptera</i> sp.	+		

La especie *Glossopteris wilsonii*, anteriormente considerada variedad de *G. indica* Sch. (Seward, 1914), fue elevada a dicho rango por Archangelsky et al. (1981) en razón de sus particulares atributos morfológicos, especialmente en lo que atañe al grado de anastomosis y recorrido de la venación secundaria. Estos autores refieren asimismo a esta especie, algunos de los ejemplares analizados por Halle (1911) y Seward y Walton (1923) provenientes de las Malvinas. Si bien Seward y Walton (op. cit.) identifican esta especie en la tafloflora malvinense, sólo refieren su hallazgo a su situación geográfica sin detallar su posición estratigráfica. De esta manera, se incluye a *G. wilsonii* de dichos autores en el Cuadro 1 con reservas.

Tal como fuera ya advertido por Halle (1911) y Seward y Walton (1923), *Glossopteris indica* es el integrante más difundido en la flora gondwánica de las islas Malvinas. Numerosas formas aquí estudiadas presentan claras similitudes con ejemplares que Zeiller (1896) refirió a esta especie, los cuales provenían de la región de Transvaal, Sudáfrica. El ángulo con que se desprenden las venas laterales es prácticamente el mismo, incluso el modelo general de venación, la rectitud y paralelismo de las mismas, la forma y variación de las aréolas y la configuración de la vena media, son entre otros, los rasgos comunes entre los ejemplares sudafricanos y malvinenses. Cabe mencionar que justamente fue Zeiller (op. cit.) quien clarificó las particularidades de esta especie, al presentar ilustraciones sumamente detalladas sobre el tipo de venación.

El género *Vertebraria* se encuentra ampliamente difundido en diferentes depósitos del Gondwana, a pesar de ello, no es común su identificación entre los restos plantíferos sudamericanos, siendo de esta manera la primera mención del género en Argentina (islas Malvinas). Si bien algunos investigadores relacionaron estos restos con diferentes grupos taxonómicos, la tendencia actual es considerarlo como un rizoma de *Glossopteris*. Muchos de los ejes orgánicamente conectados a estas hojas no poseen las características de *Vertebraria* (Plumstead, 1958, Maithy, 1972). Esto podría deberse a que "*Glossopteris* no es un género simple, sino un complejo de muchos géneros" (sic Surange y Srivastava, 1956), lo que en consecuencia generaría que distintas especies del mismo se

encuentren relacionadas a ejes que difieren de *Vertebraria*.

En la actualidad se reconocen cuatro especies de este rizoma, dos de ellas (*V. gondwanensis* Maithy, 1964; *V. raniganjensis* Surange y Maheshwari 1960) por sus rasgos anatómicos, y las restantes (*V. indica* Royle; *V. myelonis* Surange y Maheshwari 1960) por su morfología. Dato que los ejemplares malvinenses carecen de rasgos anatómicos útiles para su clasificación, la misma debió instrumentarse a través de sus atributos morfológicos. Considerando los mismos, estas formas podrían referirse a *V. indica*, puesto que no presentan médula central como los ejemplares de Surange y Maheshwari (op. cit.).

### Edad

La tafloflora hallada en la Formación Bahía Choiseul consiste en un 90 % de ejemplares del género *Glossopteris*. Esta notoria uniformidad había sido ya advertida por Halle (1911) y confirmada por Seward y Walton (1923). Las interpretaciones bioestratigráficas efectuadas por los autores mencionados consideran a las asociaciones plantíferas en posiciones cronológicas levemente diferentes. Además, dichas asociaciones a las cuales asignan distintas edades no estarían de acuerdo con las características estratigráficas de la sucesión gondwánica lafoniana. Es factible que estos problemas sean producidos por la escasez de las exposiciones en dicha región y al hecho de haber subdividido las unidades litoestratigráficas sobre la base de su contenido paleontológico.

Todas las formas fósiles aquí estudiadas poseen un rango de edad considerablemente extenso, por lo que la datación definitiva de este conjunto quedaría supeditada al hallazgo de formas que puedan suministrar datos más precisos. No obstante ello, su asociación y las características morfológicas de sus componentes implicarían una edad pérmica inferior.

### Conclusiones

Se define la Formación Bahía Choiseul fijando su perfil tipo en la cabecera de la bahía homónima, entre la localidad de Darwin y la desembocadura del río Bodie. Se concluye que dicha unidad ha sido depositada en un ambiente costero, más precisa-

mente en una planicie de intermarea con predominio de los subambientes de planicie mixta y arenosa.

Dentro de este modelo se distinguen dos subfacies tractivas principales: canal de marea y planicie intercanal, con escasa participación de la subfacies suspensiva

El análisis de ciclicidad muestra las subfacies mencionadas mediante los subciclos representados por los estados: B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>; A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, A<sub>3</sub> y C respectivamente. El ciclo idealizado (fig. 4) manifiesta las interrelaciones faciales dadas por los distintos caminos posibles, ordenados de modo granodecreciente.

La probabilidad porcentual (P<sub>p</sub>) de existencia real del ciclo se calculó a partir de la ecuación (1.2), permitiendo establecer un criterio para la elección de una de las tantas sucesiones de estados posibles. De esta manera, el camino integrado por los estados B<sub>1</sub> → B<sub>2</sub> → A<sub>1</sub> → A<sub>2</sub> → A<sub>3</sub> → A<sub>1</sub> → C → B<sub>1</sub>, cuya probabilidad porcentual es de 0,11 % es el que presenta mayores probabilidades de ocurrir. Cabe destacar el desarrollo manifiesto que posee la subfacies de planicie intercanal representada por los estados A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y A<sub>3</sub>, dando lugar a un subciclo de elevada probabilidad porcentual (12,31 %).

El cálculo de probabilidades para una tendencia de sedimentación idealizada expresada por una determinada sucesión de estados contribuye a la interpretación genética, brindando un camino de discernimiento fundado sobre las mismas bases con que se construye el ciclo idealizado. Posibilitando de tal modo distinguir con facilidad los re-

sultados de mayor peso estadístico, los cuales serán cotejados con las observaciones geológicas habituales.

Se debe puntualizar que el análisis estratigráfico cuantitativo ofrece valiosos datos que sirven de herramienta para poner de manifiesto ciertos atributos, los cuales escapan a la simple observación pero que, de ninguna manera, deben ser tomados en forma aislada para concretar una interpretación geológica.

La asociación plantífera contenida sería una típica Flora de *Glossopteris* pura, distinguiéndose en ella: *Glossopteris indica*, *G. cf wilsonii*, *G. browniana*, *G. sp.*, tallos de Articuladas y la presencia novedosa del rizoma *Vertebraria indica*. Si bien todos los individuos son de carácter longevo, la asociación podría ubicarse en el Pérmico inferior.

### Agradecimientos

Los autores desean expresar su agradecimiento al doctor Gerardo E. Bossi por la revisión crítica del manuscrito y al doctor Sergio Archangelsky por su esmerada cooperación en el estudio de los restos fósiles. Destacamos asimismo la preciosa asistencia de los malvinenses de la comunidad de Darwin, quienes en forma desinteresada y asaz gentil nos brindaron su hospitalidad y cooperación durante las tareas de campo. Finalmente, agradecemos a la señorita A. González por las ilustraciones presentadas en el trabajo y a la señora E. D. de Chaar por el mecanografiado final del mismo.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Adie, R. J., 1952. *Representatives of the Gondwana System in the Falkland Islands*. Symp. sur les series de Gondwana, XIX Congr. Geol. Int.: 385-392, Algerie.
- Andersson, J. G., 1907. *Contributions to the geology of the Falkland Islands*. Wissen. Ergebn. Schwedisch. Sudpolar-Exped. 1901-1903. Bd. 3, Lief. 2: 1-38, Stockholm.
- Andreis, R. R. y G. E. 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 Congr. Geol. Arg., 4: 639-655, San Luis.
- Archangelsky, S., A. Archangelsky y R. Cúneo, 1981. *Algunos elementos paleoflorísticos de las Formaciones Piedra Shotel y Nueva Lubecka, Pérmico inferior, estancia La Casilda, Provincia de Chubut*. Ameghiniana, XVIII (3-4): 207-220.
- Baker, H. A. 1924. *Final report on geological investigations in the Falkland Islands*. Stanley Govern. Press: 1-28, Port Stanley.
- Bellosi, E. S., 1982. *Geología de la región de Black Rock, isla Soledad, Malvinas*. Trab. Lic. Fac. Cs. Ex. y Nat., U.B.A. Inédito.
- Bellosi, E. S. y G. A. Jalfin, 1981. *Estudio de una nueva colección de plantas pérmicas de la isla Soledad, Malvinas*. Proy. Paleoz. sup. América del Sur, Nº 42 (I.G.C.P.-I.U.G.S.), 4: 5-6, Buenos Aires.

- Borrello, A. V., 1963. *Sobre la geología de las islas Malvinas*. Min. Ed. y Just. Edic. Cult. Arg., Buenos Aires.
- Borrello, A. V., 1972. *Islas Malvinas*. Geol. Reg. Arg., Acad. Nac. Cienc.: 755-770, Córdoba.
- Bossi, G. E., 1980. *Descripción del Programa MARKMEM, en FORTRAN IV, para análisis de ciclicidad en secuencias sedimentarias*. Inst. Geocienc. UFRGS, Porto Alegre, inédito.
- Bossi, G. E., A. E. Piccoli y R. R. Andreis, 1979. *Descricao de perfis estratigráficos: um método gráfico*. Seg. Simp. Reg. Geol., Actas II: 225-240, Río Claro.
- Dacey, M. F. y W. C. Krumbein, 1970. *Markovian models in stratigraphy*. J. Int. Assoc. Math. Geol., 2: 175-191.
- Frakes, L. A. y J. C. Crowell, 1967. *Facies and Paleogeography of late Paleozoic diamictite, Falkland Islands*. Geol. Soc. Am. Bull. 78 (1): 37-58.
- Gingerich, J. C., 1969. *Markov analysis of cyclic alluvial sediments*. J. Sed. Petrol., 39: 330-332, Tulsa, Okla.
- Guillaume, A., 1977. *Introduction a la Géologie quantitative*. Masson et Cie. 200 p. Paris.
- Halle, T., 1911. *On the geological structure and history of the Falkland Islands*. Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 11: 1-117.
- Jalfin, G. A., 1982. *Gondwana de la isla Soledad, Archipiélago Malvinas, República Argentina*. Trab. Seminario, Fac. Cs. Nat., Univ. Nac. de Tucumán, inédito.
- Jalfin, G. A. y E. S. Bellosi, 1981. *Formación Bahía Choiseul, denominación formal para los llamados Estratos de bahía Choiseul y Estratos de Brenton Loch, isla Soledad, islas Malvinas*. Proy. Paleoz. Sup. América del Sur, Nº 42 (I.G.C.P.-I.U.G.S.), 4: 6-7, Buenos Aires.
- Johnson, H., 1980. En Reading, H. G. (Ed.), *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sc. Publ., 557 p., London.
- Klein, G., 1970a. *Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars*. J. Sed. Petrol., 40 (4): 1095-1127.
- , 1970b. *Tidal origin of a Precambrian quartzite. The lower fine grained quartzite (Middle Dalradian) of Islay, Scotland*. J. Sed. Petrol., 40 (3): 973-985.
- , 1977. *Epilogue, Tidal sedimentation. With particular reference to South African examples*. Sedimentary Geology, 18 (1/3): 283-287.
- Krumbein, W. C., 1967. *FORTRAN IV computer programs for Markov chain experiments in Geology*. Kansas Geol. Computer Contr. 26: 1-37.
- Krumbein, W. C. y M. F. Dacey, 1969. *Markov chain and embedded Markov chain in Geology*. J. Int. Assoc. Math. Geol., 1: 79-96.
- Maithy, P., 1962. *Some recent contributions towards our knowledge of the Glossopteris Flora*. Proc. Sum. Sch. Botany. Djareeling, 302-319.
- , 1964. *Studies in the Glossopteris Flora of India, 26. Glossopteridales from the Karharbari beds, Giridih Coalfield*. Paleobotanist, 13: 248-263.
- Miall, A. D., 1973. *Markov chain analysis applied to an ancient alluvial plain succession*. Sedimentology, 20: 347-364.
- Nathorst, A. 1906. *Phyllothea-reste aus den Falkland Inseln*. Bull. Geol. Inst. Uppsala, 7 (3).
- Plumstead, E., 1958. *The habit of growth of Glossopteridae*. Trans. Geol. Soc. S. Africa, 61: 81-94.
- Reineck, H. E. y I. B. Singh, 1980. *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag. 435 p. Berlin.
- Reineck, H. E. y F. Wunderlich, 1968. *Classification and origin of flaser and lenticular bedding*. Sedimentology, 11: 99-104.
- Selley, R. C., 1970. *Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device*. Quat. J. Geol. Soc. London, 125: 557-581.
- Seward, A., 1914. *Antarctic fossil plants. British Antarctic (Terra Nova) Exped. 1910*. Nat. Hist. Rep. Geology, 1 (1): 1-49.
- Seward, A. y J. Walton, 1923. *On a collection of Fossil plants from the Falkland Islands*. Quat. J. Geol. Soc. London, 79 (3): 313-333.
- Spalletti, L. A., 1980. *Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas*. Asoc. Geol. Arg. Serie "B", Didáctica y Complementaria Nº 8. Bs. As.
- Surange, K. y H. Maheshwari, 1960. *Studies in the Glossopteris Flora of India, 11. Some observations on Vertebraria from the lower Gondwanas of India*. Paleobotanist, 9 (1-2): 61-67.
- Surange, K. y P. Srivastava, 1956. *Studies in the Glossopteris Flora of India, 5. Generic status of Glossopteris, Gangamopteris and Paleovittaria*. Paleobotanist, 5 (1): 46-49.
- Schwarzacher, W., 1975. *Sedimentation models and quantitative stratigraphy*. Dev. in Sedimentology, 19. Elsevier. 382 p. Amsterdam.
- Turner, J. C. M., 1980. *Islas Malvinas*. Geol. Reg. Arg., II. Acad. Nac. Ciencias, Córdoba: 1503-1527.
- Vistelius, A. B., 1949. *On the question of the mechanism of the formation of strata*. Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R., 65: 191-194.
- Vistelius, A. B., 1967. *Studies in mathematical geology*. Consultants Bureau. 294 p. New York.
- Vistelius, A. B. y A. V. Faas, 1965. *The mode of alternation strata in certain sedimentary rock sections*. Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R., 164: 40-42.
- Zeiller, R., 1896. *Etude sur quelques plantes fossiles, en particulier Vertebraria et Glossopteris, des environs de Johannesburg (Transvaal)*. Bull. Soc. Geol. France, 3 Sér. 24: 349-377. Paris.

Recibido: 11 de noviembre, 1982.

Aceptado: 15 de agosto, 1983.

EDUARDO S. BELLOSI  
 CONICET - LAQUIGE  
 Ramírez de Velasco 847, 1414, Buenos Aires  
 GUILLERMO A. JALFIN  
 CONICET. Laboratorio Sedimentología  
 Miguel Lillo 205, 4000 Tucumán

## ALGUNAS CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS DENTRO DEL PARTIDO DE LA PLATA (PROVINCIA DE BUENOS AIRES)

FRANCISCO FIDALGO y OMAR R. MARTINEZ

### Resumen

En este trabajo se presentan una serie de aspectos vinculados con la Geología y Geomorfología de la zona urbana y suburbana de la ciudad de La Plata y sus alrededores.

Se reconocen dentro del área dos zonas con un relieve claramente diferenciable que se denominan Zona Interior y Planicie Costera, en las cuales fueron diferenciadas cuencas de drenaje, que constituyen Unidades Geomórficas Principales, dentro de las cuales se reconocen Unidades Geomórficas de menor jerarquía. En cada una de las cuencas identificadas, siete en total, se calcularon los parámetros cuantitativos, que fueron complementados con cálculos de pendientes y perfiles integrados.

Se describen las unidades litoestratigráficas que pueden observarse en las divisorias, en las zonas más bajas de los valles y la Planicie Costera.

En el tópico sobre Geología y Geomorfología Ambiental se hace referencia a dos de los aspectos vinculados con las inundaciones y la contaminación, los cuales traen aparejados numerosos y costosos problemas a las poblaciones afectadas. Basadas en las características geológicas y geomorfológicas se dividió al área en Dominios, denominados Dominio Geológico Pleistoceno y Dominio Geológico Holoceno, que están caracterizados por presentar sedimentos y formas correspondientes a una edad determinada.

De acuerdo a las diferentes características del paisaje, se realizó una clasificación de tierras en (1) Optimas; (2) Aptas; (3) Con problemas temporario y (4) Inaptas, vinculada con la aptitud que presentan las mismas a los diferentes usos (construcciones habitacionales, industriales, deportivas, etc.) y referidos fundamentalmente con los problemas de inundación y contaminación.

### Introducción

Con motivo de los estudios que se vienen realizando sobre la Geología y Geomorfología en los terrenos donde se ubica la ciudad de La Plata, hemos comenzado a conocer con cierto detalle algunos aspectos vinculados con las disciplinas mencionadas que comenzamos a comunicar en el presente trabajo. Asimismo se han incluido tópicos como el referido a la antigua red de drenaje que pueden suministrar además interesantes

### Abstract

Several aspects related to the Geology and Geomorphology of the urban and suburban areas of the city of La Plata and its surroundings are herein presented.

Within this area, two zones named as Interior Zone and Coastal Plain have been recognized. Drainage basins have been differentiated within them and considered as Principal Geomorphic Units which include other Geomorphic Units of lesser hierarchy. In each of the 7 identified watersheds, several quantitative parameters, completed with slope measurements and integrated profiles, were calculated.

Lithostratigraphic units have been recognized and described on the divides, in the lowest portions of the valleys and the Coastal Plain.

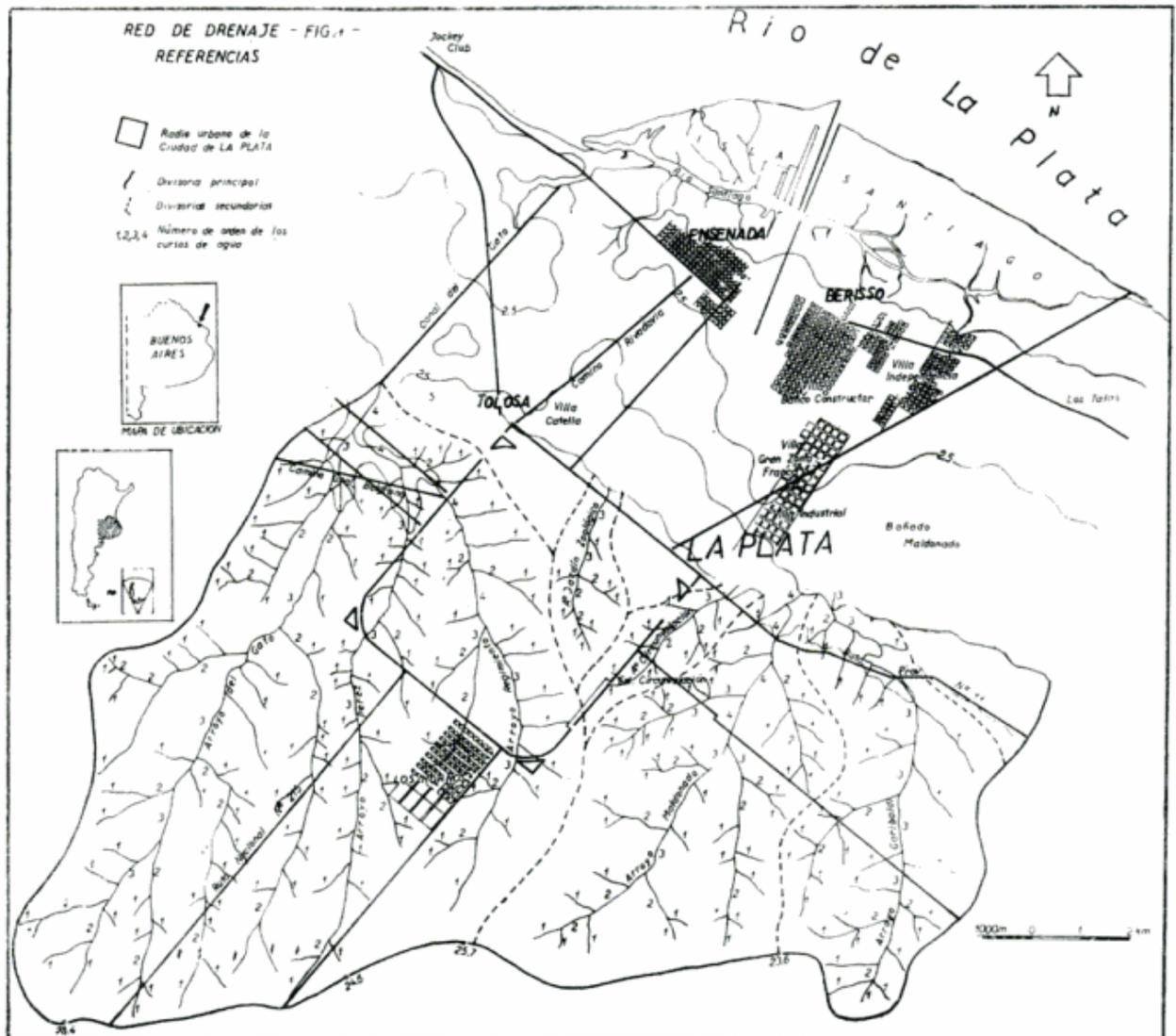
Two of the aspects vinculated with flooding and pollution which bring many expensive problems to the local population, are discussed under "Environmental Geology and Geomorphology", based on geological and geomorphological characteristics, the area has been divided in Domains, namely Pleistocene Geological Domain and Holocene Geological Domain, which present sediments and landforms corresponding to a certain age.

According to the different landscape characteristics, a land-use terrain classification is intended. The following classes have been recognized: (1) Optimal; (2) Apt; (3) with temporary constrictions and (4) Inept, related with the capability which they offer to the different uses (develving, industry, sports, etc) and basically, with the flooding and pollution problems.

consideraciones prácticas, en relación con Geomorfología Ambiental, rama relativamente nueva cuyos estudios en nuestro país deberán intensificarse en beneficio del medio.

### Ubicación del área

Cubre una superficie aproximada de 290 km<sup>2</sup> y está limitada al oeste por el curso del



arroyo del Gato, al norte y este por la costa del Río de la Plata, al sur por la divisoria principal comprendida entre los 27,5 y 20 m s.n.m. y al sureste por el curso inferior del arroyo El Pescado. (figuras 1 y 4).

### Fisiografía

Se pueden diferenciar dentro del área dos zonas cada una con rasgos claramente distintivos de génesis y de forma que denominaremos Planicie Costera y Zona Interior.

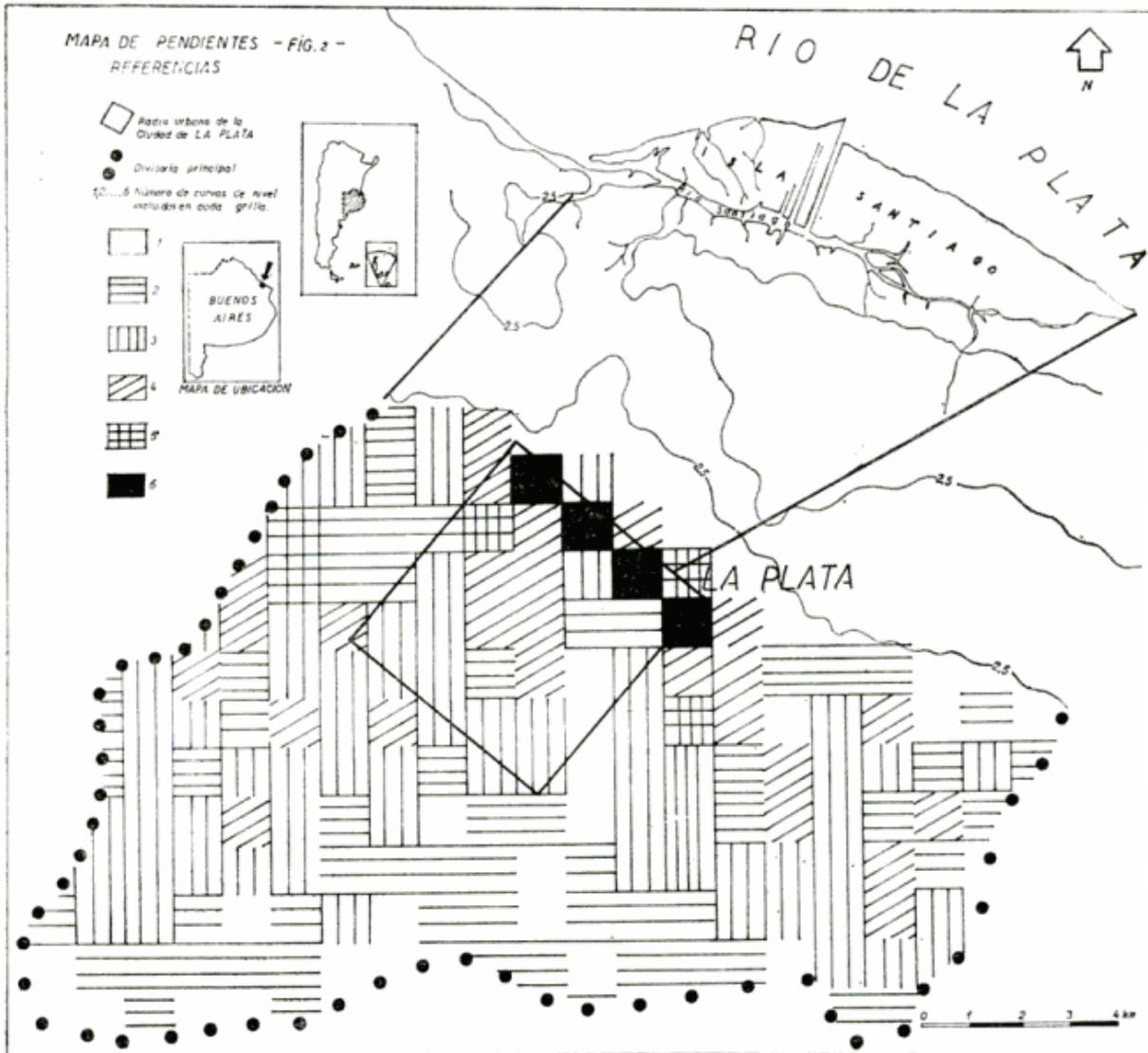
La Planicie Costera comprende una faja de 5 a 8 km de ancho, dispuesta en forma paralela a la línea de ribera, donde las alturas en general están en su totalidad por debajo de los 5 m s.n.m. y en un porcentaje superior al 70 % de la superficie, por debajo de los 2,5 m s.n.m.

Se trata de una zona prácticamente sin re-

lieve, casi llana, donde se destaca la presencia de áreas deprimidas, a veces de notable tamaño como el Bañado Maldonado, en el cual desaguan cursos provenientes de la Zona Interior.

Los arroyos aquí tienen cursos poco definidos suministrando en oportunidades un diseño de drenaje esencialmente anárquico. Próximo a la costa del Río de la Plata se observan sectores inundables de ancho variable comprendido entre 1,5 y 3 km dispuestos en forma paralela a la línea de ribera. El Arroyo La Maza y el Río Santiago corren en forma casi paralela a la costa, recibiendo el aporte de otros cursos en forma perpendicular con pocos cientos de metros de longitud y algunos metros de ancho en su desembocadura, que los hacen funcionar más como canales de marea, que como ríos o arroyos.

La Zona Interior, presenta un relieve sua-



vemente ondulado, con alturas en valores absolutos que van desde los 5 m s.n.m. hasta cerca de 30 m s.n.m. La calle 122 y la Ruta Provincial N° 11 marcan aproximadamente el límite con la Planicie Costera, aunque sobre cotas algo mayores a los 5 m s.n.m. (figura 4).

El límite sur está integrado por la divisoria principal que corre en dirección oeste-este, desde 27 m s.n.m. hasta 17 m s.n.m., a partir de la que se desciende rápidamente dentro del valle del arroyo El Pescado.

Desde la divisoria principal se desarrollan divisorias secundarias que disminuyen en altura en dirección norte-sur y separan entre sí valles fluviales, ocupando en conjunto casi un 40 % del área en estudio, influenciada por la cuenca del arroyo del Gato y sus tributarios.

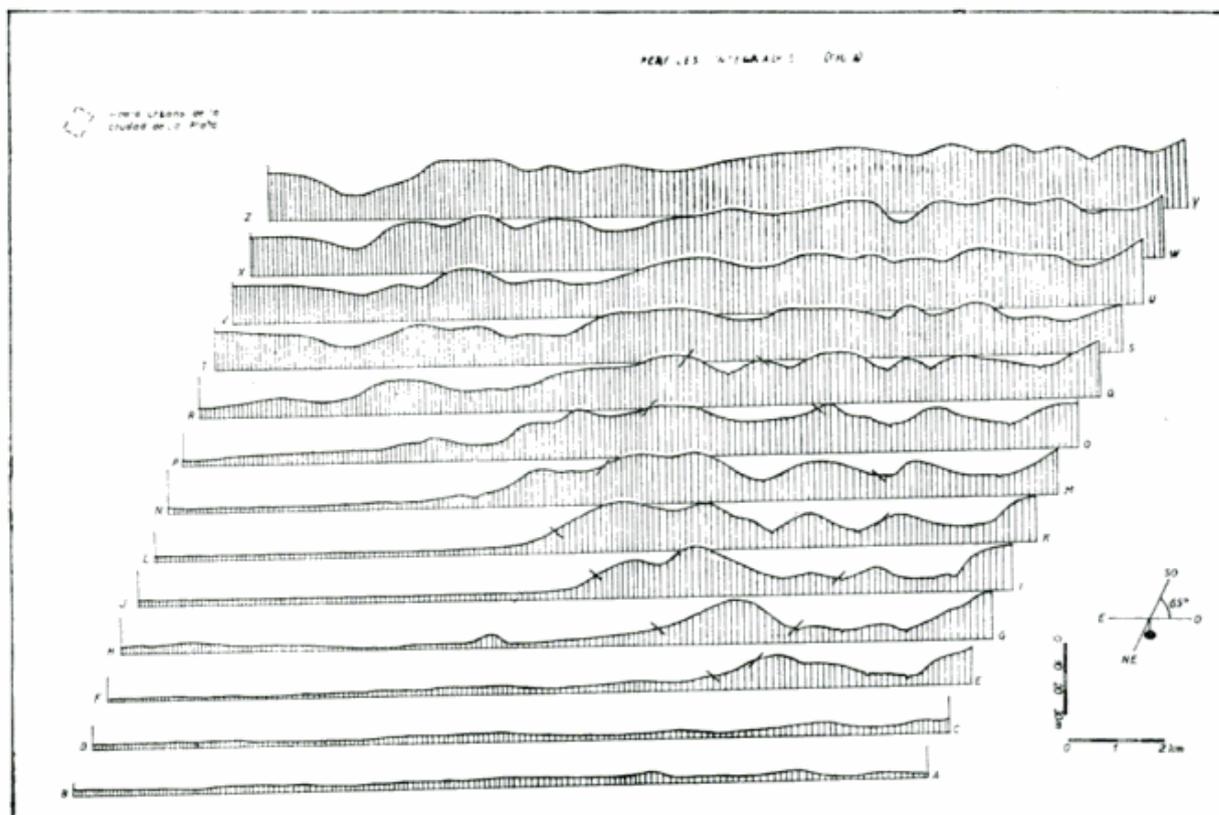
En el resto del área las divisiones secun-

darias y los cursos de agua se desarrollan siguiendo un rumbo SO a NE como ocurre entre otros con el arroyo Maldonado.

La red hidrográfica se ve influenciada fundamentalmente por la cuenca del arroyo del Gato y la del arroyo El Pescado.

El arroyo del Gato es un curso de agua permanente a partir de la localidad de Melchor Romero, extendiéndose por una distancia de 15 km en dirección norte-sur dentro de la Zona Interior. Al alcanzar la Planicie Costera, al este de la localidad de Ringuet es canalizado para que sus aguas desemboken en el Río de la Plata. Presenta tributarios muy desarrollados como el arroyo Pérez el cual recibe por su margen derecha a su vez al arroyo Regimiento.

El arroyo Pérez tiene sus nacientes a la altura de la Ruta Provincial N° 10, siguiendo una dirección sur-norte en la mayor par-



te de su recorrido a través de 12 km de extensión. En su tramo inferior unos 3 km antes de su desembocadura en el arroyo del Gato, cambia el rumbo siguiendo una dirección sureste-noroeste.

El arroyo Regimiento de 10 km de longitud tiene una dirección sur-norte, pero con la particularidad de describir una amplia inflexión hacia el este, antes de desembocar en la margen derecha del arroyo Pérez. Cruza totalmente y en forma diagonal el ejido urbano de la ciudad de La Plata después de nacer en la divisoria principal a casi 25 m s.n.m., teniendo tanto él como sus tributarios gran influencia en la morfología del paisaje de la capital provincial.

Todos los arroyos que se ubican hacia el sur y sureste, siguen una dirección suroeste-noreste. Entre ellos el más importante es el arroyo Maldonado que nace en la divisoria principal a casi 25 m s.n.m. con una extensión de 8 km.

Junto con sus tributarios tiene una marcada influencia sobre la morfología de la zona periurbana situada al sureste de la ciudad de La Plata, al igual que el arroyo Garibaldi y sus tributarios.

El arroyo El Pescado si bien es el más importante de los cursos, queda sólo como límite sureste de la zona en estudio en su tramo inferior, ya que el resto de su reco-

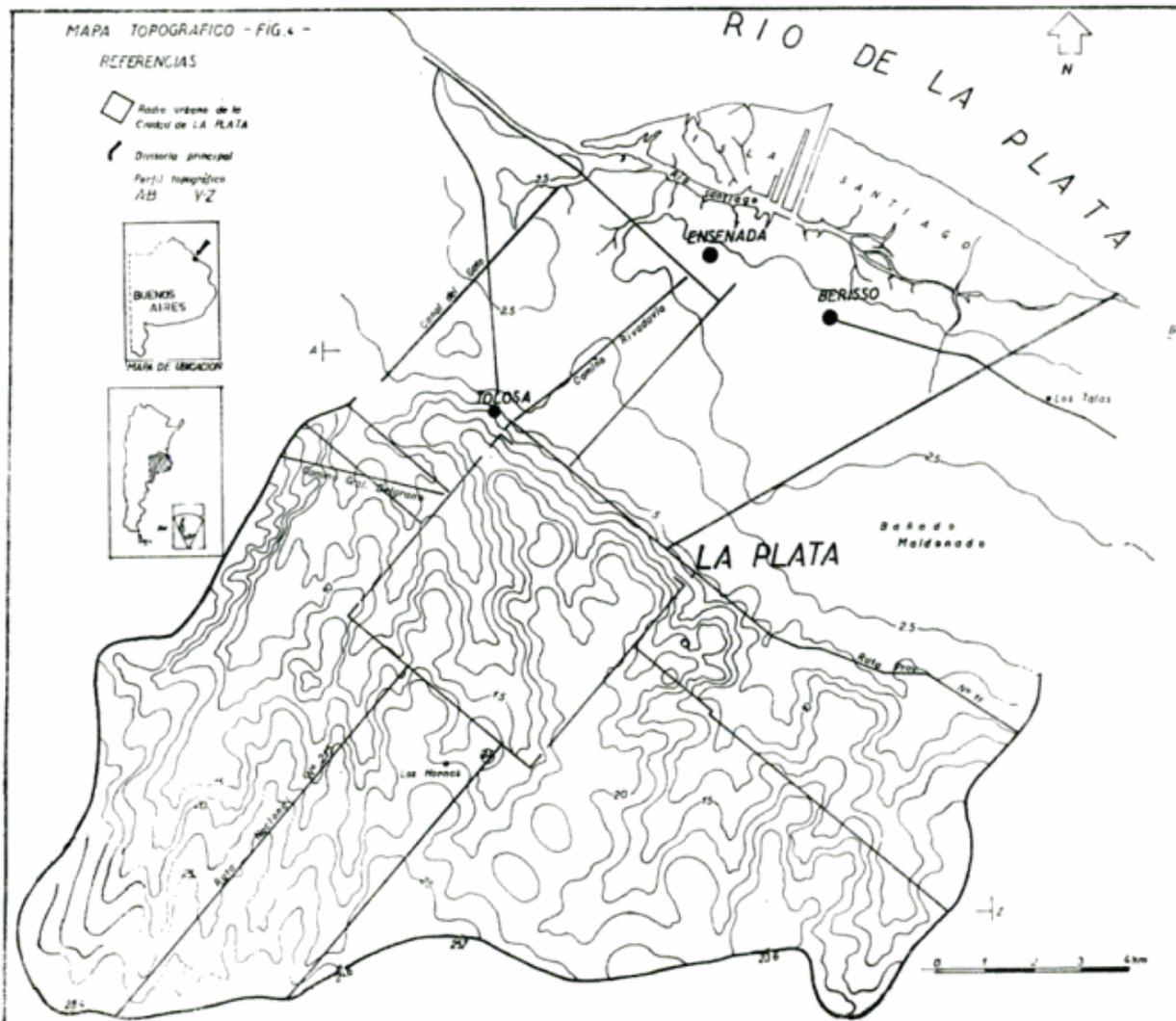
rrido se ubica al sur y sureste de la divisoria principal, que como dijéramos precedentemente constituye el límite meridional.

### Clima

Para la caracterización climática de la región, fue utilizada la clasificación de Thornwaite (1948), adaptada por Burgos y Vidal (1951) para la República Argentina. La información climática disponible para la localidad La Plata (Observatorio Astronómico) comprende el período 1941-1970, encontrándose ubicada en los  $34^{\circ}55'$  de latitud sur y  $57^{\circ}57'$  de longitud oeste. Los datos fueron suministrados por el Servicio Meteorológico Nacional.

El valor medio anual de las temperaturas registradas en esta localidad fue de  $15,9^{\circ}$  C. Las temperaturas máxima y mínima anuales fueron de  $21,2^{\circ}$ C y  $11,8^{\circ}$ C respectivamente. La precipitación media anual alcanzó a 996 mm. La humedad relativa anual fue del 76 %. La velocidad media anual del viento se calculó en 12,3 km/h.

La localidad de La Plata puede ubicarse en la región hídrica de tipo climático B<sub>1</sub> (húmedo). En cuanto a la variación estacional de la eficiencia hídrica, le corresponde la categoría r con deficiencia de agua nula o pequeña. Esta localidad se incluye en una región térmica de tipo Mesotérmico,



con índice  $B'_2$ . La concentración estival de la eficiencia térmica es baja (menor al 48 por ciento) correspondiéndole  $a'$ . La caracterización climática de la zona corresponde a la notación:  $B_1$ ,  $B'_2$ ,  $r$ ,  $a'$ .

### Síntesis geológica

#### Generalidades

Las unidades litoestratigráficas diferenciables en la zona de estudio son las que han sido descriptas por diferentes autores desde el siglo pasado.

Nuestras necesidades para el presente trabajo se relacionan esencialmente con las características texturales y condiciones de los sedimentos que las integran (compactación, cementación, ambiente de formación, etc.).

Por los motivos señalados podemos decir que los rasgos geológicos más destacados pueden observarse en las divisorias y en las zonas más bajas de los valles, cuando trabaja-

mos hacia el interior del continente. En la Planicie Costera, en cambio la presencia de sedimentos de origen marino y de depresiones que a veces configuran un ambiente fuertemente reductor, cambian pronunciadamente el origen de las unidades litoestratigráficas diferenciadas.

De acuerdo con lo expresado distinguiremos entonces unidades superficiales correspondientes a:

- Divisorias*
- Valles*
- Planicie Costera*

#### Divisorias

Tanto en las divisorias principales del área estudiada como en las secundarias, si realizamos un perfil vertical podemos distinguir de abajo hacia arriba, dos unidades litoestratigráficas: el Miembro Inferior y el Miembro Superior de la Formación Pamplano.

CUADRO 1

Nombre de la Cuenca	Long. del río más largo (km)	Long. media total (km)	Long. media de cada orden (Km)				Curso de cada orden por Km <sup>2</sup>				Ext. media del escurrimiento superficial (km)	Ancho medio (km)	Factor de forma
			1	2	3	4	1	2	3	4			
A <sup>o</sup> del Gato	15	1.025	1.82	3,48	7,13	1,39	0,27	0,04	0,04	0,601	3,207	0,213	
A <sup>o</sup> Regimiento	12	1.111	2,0	6,66	10,0	6,66	1,09	0,30	0,07	0,741	2,233	0,185	
A <sup>o</sup> Pérez	11,5	1.180	2,0	5,53	6,0	1,31	0,14	0,05	0,05	0,696	1,847	0,160	
A <sup>o</sup> Maldonado	10	1.235	2,44	4,23	10,0	15,71	1,13	0,28	0,08	0,813	3,622	0,362	
A <sup>o</sup> Garibaldi	11	1.028	1,71	6,54	4,23	1,16	0,24	0,04	0,04	0,716	2,280	0,207	
A <sup>o</sup> Circunvalación	4	1.540	3,0	4,80	9,25	2,16	0,48	0,24	0,24	0,534	1,042	0,260	
A <sup>o</sup> Jardín Zoológico	4	1.720	4,40	5,79	5,5	1,98	0,50	0,25	0,25	0,631	1,010	0,252	

La Formación Pampiano, Miembro Inferior ("Ensenadense" en el sentido de Frenguelli, 1957) está comúnmente constituida por limos a limolitas algo compactas y en parte cementadas por carbonato de calcio (tosca) de muy variadas características, pero con frecuencia en forma de capas de pronunciada extensión lateral. El color es castaño rojizo a castaño amarillento, aunque parcialmente pueden distinguirse lentes de

2 a 3 m de largo y 0.40 a 0.60 m de espesor de color verde amarillento a gris verdoso.

Paleontológicamente se caracterizan por presentar restos fósiles correspondientes a lo que Pascual *et al.* (1965) denominaron Edad Mamífero Ensenadense. La base de esta unidad no se observa y el techo a veces pasa transicionalmente a los sedimentos del Miembro Superior de la Formación Pampiano, aunque en otros casos parecería separarlas una discordancia de erosión desarrollada en oportunidades sobre un horizonte K de un suelo decapitado (Tonni y Fidalgo, 1982).

El Miembro Superior de la Formación Pampiano ("Bonaerense" en el sentido de Frenguelli, 1957) está constituido por limos teniendo como fracciones subordinadas arcilla y arena. Se presenta pronunciadamente menos compactado que el Miembro Inferior y con los característicos muñecos de tosca de variadas dimensiones y formas, a veces discoidales, otras botroidales y muchas radiformes, de 0.10 a 0.15 m de diámetro o largo término medio, que cuando ramificadas pueden presentar con frecuencia entre 0.03 a 0.05 m de diámetro promedio.

Es común que en esta unidad se encuentre aflorando en las divisorias principales y secundarias pudiendo observarse en estos casos un perfil de suelo zonal, bien desarrollado que con frecuencia supera el 1.50 m de espesor, correspondiendo a un Brunizen con un horizonte B textural bastante característico.

En las zonas más próximas a las planicies de inundación o más específicamente a las zonas con pendientes intermedios, la unidad en cuestión puede presentar este suelo con menor desarrollo, debido quizás parcialmente a erosión.

En las vecindades del borde meridional de la Planicie Costera y por encima de la curva de nivel de 5 m s.n.m., entre 5 y 7 m de profundidad por debajo de la superficie del terreno, se interstratifica en forma de cuña hacia el continente lo que denominamos en las vecindades de la desembocadura de los ríos Samborombón y Salado con el nombre de Formación Pascua (Fidalgo *et al.*, 1973). Son sedimentos limo arenosos a arenas limosas pronunciadamente cementadas con carbonato de calcio y con abundantes restos de moluscos bivalvos descriptos como correspondientes al denominado "Belgranense" (en el sentido de Frenguelli, 1957).

CUADRO 2

Pendientes transversales en %

Traza	Div. Principal Aº del Gato	Divisoria A Aº Pérez	Divisoria B Aº Pérez	Divisoria B Aº Regimiento	Divisoria C Aº Regimiento
W - X	0,63	0,78	0,54	0,34	0,22
U - V	0,58	0,62	0,32	0,43	0,32
Q - R	0,55	0,92	0,72	0,32	0,57
O - P	0,45	0,17	0,63	0,37	0,66
K - L	0,71	0,71	0,83	0,90	0,79
I - J	0,75	0,65	0,66	0,45	0,92

## Valles

En los valles las unidades litoestratigráficas más frecuentes que se encuentran en superficie o cerca de ella son: la Formación Pampiano, Miembro Inferior, cuyas características dimos en los párrafos precedentes y la Formación Luján, en el sentido de Fidalgo *et al.* (1973).

En esta región también se pueden diferenciar dos miembros dentro de la Formación Luján, que son equivalentes al "Lujanense" y "Platense" de Frenguelli (1957).

Se trata en conjunto de sedimentos correspondientes a depósitos de planicie de inundación, donde la escasa pendiente y la pobre dinámica que caracterizan a gran parte de su desarrollo, hace que limos y arcillas constituyan las texturas más frecuentes que episódicamente alternan con lentes de arena y aún rodados de tosca de diámetros que no superan los 0.01 m, en este último caso.

El color varía de gris hasta castaño en la base, donde resultan más frecuentes los rodaditos de tosca mencionados, pasando hacia arriba a colores verdosos, gris verdoso y verde amarillento en el Miembro Inferior.

En el Miembro Superior se hace más frecuente la fracción arena pero de cualquier forma alterna con capaz o lentes con abundante limo y arcilla. A ello se agrega a veces cierta proporción de materia orgánica redepositada, cuyo color gris oscuro o negro en capitas, resalta del color general gris claro hasta blanquecino de esta parte de la Formación Luján.

A veces se observan sobre el Miembro Inferior de la unidad que estamos tratando, los remanentes de un suelo decapitado que en otros casos ha sido totalmente erodado.

Sobre el Miembro Superior, en cambio, son más frecuentes los remanentes de otro suelo que puede estar enterrado por sedimen-

tos fluviales muy recientes y aún por sedimentos eólicos. Esta unidad edafoestratigráfica fue denominada Suelo Puesto Berrondo y la que se encuentra sobre el Miembro Inferior, Suelo Puesto Callejón Viejo cuya ubicación en la columna se puede observar en el Cuadro Estratigráfico (Cuadro N° 3).

## Planicie costera

Las unidades litoestratigráficas que la constituyen son: la Formación Destacamento río Salado, Formación Los Escobas y Formación La Postrera (Fidalgo *et al.*, 1973).

La Formación Destacamento Río Salado está constituida por un sedimento arenoso con arcilla subordinada de color gris oscuro, con abundante contenido de materia orgánica, presentando ocasionalmente restos de conchillas marinas fragmentadas.

Los depósitos de esta unidad se encuentran distribuidos a lo largo de todo el sector costero, con espesores que oscilan entre 1 a 3 m. Se hallan en discordancia de erosión sobre los sedimentos del Miembro Inferior de la Formación Pampiano, siendo cubiertos mediante discordancia erosiva por la Formación Las Escobas.

Esta unidad tiene su origen en lagunas costeras, en ambiente de mezcla, es decir con aporte continental y marino.

La Formación Las Escobas está conformada por los Miembros Cerro de la Gloria y Canal 18.

El Miembro Cerro de la Gloria está constituido por sedimentos arenosos con abundante cantidad de conchillas marinas y rodados de tosca con diámetros de 0.02 a 0.05 m, formando los cordones de conchilla que se ubican en forma casi paralela a la costa actual, como en la localidad de Los Talas, alcanzando en general alturas de hasta 2.5 m.

CUADRO 3

Epoca	Edad Mamífero Pascual et al (1963)	Frenquelli, J 1957	Tricart. J 1973	Fidalgo et al. 1973-75	Fidalgo 1978	Tomi-Fidalgo 1978-82	Fidalgo-Tomi 1982	Suelos	L A Y R (1)	
				Sedimentos lacustres	Sedimentos eólicos	Sedimentos marinos				
Actual				Aluvio	Arenas	Arenas y Limos		Suelo	Dataciones en la Formación Las Escobas	
Reciente		Aimarense Cordobense Platense Querandínense	Dunquerquiano	Miembro Río Salado	Formación La Postreca	Formación Las Escobas		Suelo Puesto Berrondo	En conchilla	En hueso colageno
Pleistoceno	Lujanense	Lujanense	Post-Platense Platense	Miembro Guerrero		Fm. Destacamiento Río Salado		Suelo Puesto Callejón Viejo	7890±343	4730±219
	Ensenadense	Bonaerense Ensenadense	Post-Querandínense Querandínense Fini - Pampiano Pampiano	Formación Luján					6150±190 *	— Aparíta
				Formación Pamplano	Miembro superior	Formación Pascua		Suelo Sin Nombre	4920±216	3470±318
									6489±232 *	
									6764±195 *	
									6056±204	
									5934±222	
									3762±244	
									4067±224	
									Formación - Destacamiento Río Salado	
									7030±318	
									* Dataciones sobre moluscos en posición de vida.	

(1) Laboratorio de Trito y Radiocarbano (Museo de La Plata - CONICET)

El Miembro Canal 18 está compuesto por sedimentos arcillo limosos de color verde amarillento, con espesores que pueden superar los 3 m. Los depósitos de la Formación Las Escobas son típicos sedimentos de playa que ocupan posiciones más internas que la Formación Destacamento Río Salado, encontrándose en discordancia erosiva sobre los depósitos del Miembro Inferior de la Formación Pampiano, la Formación Destacamento Río Salado y, en los valles próximos a la costa, sobre la Formación Luján (Miembro Guerrero).

La Formación La Postrera tiene un origen eminentemente eólico y se halla distribuida en toda el área de estudio. En las zonas elevadas se dispone rematando la secuencia estratigráfica por encima de la Formación Pampiano. Se trata de un sedimento limo arenoso de color castaño amarillento, con espesores que alcanza hasta 3 m. El paisaje de esta unidad con la inferior en algunos casos es transicional, pero en otros existe una marcada discordancia erosiva.

También la Formación La Postrera se encuentra coronando a los cordones de conchilla de la Formación Las Escobas, con espesores de 0.50 a 1m, donde la granometría fundamental es arena, con colores más oscuros, así como a los sedimentos superficiales de la Planicie Costera en forma de manchones destacados en las áreas de relieve positivo.

## Geomorfología

En base a la diferenciación realizada en el tratamiento de la Fisiografía, fueron identificadas: la Zona Interior y la Planicie Costera, teniendo cada una de ellas características distintivas. Describiremos ahora las cuencas de drenaje, que constituyen Unidades Geomórficas Principales, en relación con las cuales se encuentran Unidades Geomórficas de menor jerarquía cuyas características serán analizadas.

### Zona interior

Dentro de ella aparecen una serie de arroyos bien definidos, con colectores principales importantes en los cuales desaguan cursos tributarios de distinto orden, constituyendo en conjunto cuencas de drenaje regularmente integradas.

La cuenca del arroyo del Gato de forma alargada cubre un área de 48.11 km<sup>2</sup>, con

un colector principal de 15 km de extensión. La pendiente longitudinal desde la cabecera hasta su desembocadura es 0.197 %. Las paredes de los valles en general son tendidas, aunque en los sectores próximos a la desembocadura, aparecen sobre la margen izquierda valores porcentuales de pendientes más altos (0.75 %).

Una característica distintiva de esta cuenca es que los tributarios presentan, principalmente en el curso superior y medio, extensiones importantes con un diseño de drenaje paralelo.

A lo largo de todo su recorrido se observan sectores, cuyas características son comunes con los demás arroyos, con escalones o resaltos, de mayor magnitud en el arroyo del Gato. En estos lugares fueron calculadas las pendientes longitudinales, figurando entre paréntesis las cotas correspondientes a cada tramo en metros: 0,294 % (25-22,5 m); 0,238 % (20-17,5 m); 0,125 % (15-12,5 m); 0,119 % (10-7,5 m) y 0,125 % (7,5-5 m). Acompañando a estos resaltos, principalmente en los tramos inferior y medio se observa el desarrollo de la planicie de inundación.

La cuenca del arroyo Pérez, afluente del curso anterior, abarca un área de 21,25 km<sup>2</sup>, con un recorrido del colector principal de 11,5 km. La pendiente longitudinal del cauce es de 0,219 %. Las pendientes de las paredes de los valles son en general más abruptas en la zona próxima a su desembocadura donde existe un mayor gradiente en la margen derecha, con valores que oscilan entre 0,83 % y 0,66 %.

Coco sucede en el arroyo del Gato en este curso se observan resaltos o escalones en donde las pendientes longitudinales halladas son: 0,178 % (25-22,5 m); 0,135 % (20-17,5 m); 0,200 % (15-12,5 m); 0,185 % (10-1,5 m) y 0,166 % (7,5-5 m), careciendo en general de planicie de inundación bien definida.

La cuenca del arroyo Regimiento, afluente del arroyo Pérez, cubre un área de 26,68 km<sup>2</sup>, con una extensión total de 12 km. Presenta en general escaso desarrollo de la planicie de inundación. Las paredes de los valles son generalmente más abruptas sobre la margen derecha a partir de los tramos medio e inferior, con valores que varían desde de 0,57 % a 0,92 %. En los sectores donde se ubican los resaltos o escalones se obtuvieron los siguientes valores de pendientes: 0,227 % (20-17,5 m); 0,147 % (15-12,5 m); 0,185 % (10-7,5 m) y 0,108 % (7,5-

5 m), con una pendiente del curso principal de 0,187 %.

El arroyo Maldonado tiene una cuenca que abarca 36,22 km<sup>2</sup>, con una longitud de su colector principal de 10 km. La pendiente longitudinal adquiere un valor relativamente más alto (0,208 %), con paredes de valles con valores uniformes a lo largo del colector principal. En cambio, en alguno de los cursos tributarios los gradientes de las paredes de valle aumentan considerablemente.

A lo largo del arroyo Maldonado no se advierte la presencia de escalones o resaltos, sino que su pendiente va disminuyendo en forma gradual, desde las nacientes hasta su desembocadura. En esta zona se observa una ampliación del valle con una extensión máxima de 1.000 m por la cual drena el curso principal y sus tributarios. El desarrollo de la planicie de inundación es poco pronunciada.

Una característica distintiva con respecto a las otras cuencas es el mayor grado de desarrollo de esta cuenca, con cursos tributarios extensos, determinando una forma de cuenca mejor integrada.

El arroyo Garibaldi con una longitud de 11 Km ocupa junto con sus tributarios un área de 25,08 Km<sup>2</sup>. En general presenta similares características al arroyo Maldonado, con pocos tributarios, pero extensos, configurando una cuenca bien drenada. La pendiente longitudinal en su recorrido desde las nacientes hasta su desembocadura presenta un valor de 0,265 %. Las paredes de los valles en el colector principal así como en sus tributarios, son tendidas, aunque sobre su margen izquierda se observan pendientes más abruptas. El cauce principal presenta en su curso medio un sector con una pendiente bastante baja (0,1 %), semejante a un escalón o resalto, reconocido en la mayoría de los arroyos mencionados anteriormente. Próximo a la desembocadura se aprecia un ensanchamiento de su valle, con una extensión de 1.100 m, a partir del cual el curso comienza a divagar junto a sus tributarios. Constituye la parte más amplia de la planicie de inundación que es en general muy restringida.

La cuenca del arroyo Jardín Zoológico tiene un área de 4,04 Km<sup>2</sup>, con una longitud de 4 Km. Presenta escaso desarrollo de la planicie de inundación con una pendiente longitudinal de 0,428 %. Las paredes de los valles son tendidas en todo su recorrido, con cortos y pocos tributarios.

Debemos destacar que los valles de estas cuencas están en todos los casos afectados localmente por la acción antrópica, pero en general podemos mencionar algunas características naturales, que, aunque a veces peligrosamente enmascaradas, nos suministran propiedades destacables.

Las planicies de inundación son muy poco desarrolladas, ensanchándose algo en sus tramos terminales. Esto hace que a pesar de lo "juvenil" del relieve, el perfil transversal de los valles no es en forma de "V", sino que presentan un piso casi plano a suavemente cóncavo, razón por la cual preferimos denominarlos Cañada como traducción de la expresión "dellen like profile", Domeck (1972, pág. 76).

Las divisorias de distinta jerarquía que limitan lateralmente a los valles son de pendientes suaves convexas-cóncavas y con frecuencia con sus partes culminantes planas o suavemente convexas.

De esta forma la denominada Zona Interior se caracteriza por la presencia de cuencas en relación con las cuales podemos diferenciar divisorias de distinta, valles fluviales que específicamente proponemos denominar cañadas y planicies de inundación de desarrollo restringido.

#### Planicie costera

Está integrada por depresiones y zonas positivas cuyas alturas van desde los 5 m a los 0 m en relación con el nivel del mar, pero con frecuencia de alturas que en un porcentaje elevado, el 90 % o más, está por debajo de los 3 m.

Lo señalado hace que en general estemos en presencia de una zona prácticamente llana, sin pendiente.

Las zonas positivas del relieve se vinculan en algunos casos con acumulaciones de sedimentos eólicos informes, que se distribuyen como un manto o capa de escaso espesor, muchas veces enmascarado por el perfil de suelo cuyo desarrollo sobrepasó a veces dichos sedimentos y se prolongó a las acumulaciones inferiores.

En otras oportunidades y sobre todo muy cerca de la costa actual las formas positivas pueden estar representadas por acumulaciones de arenas o limos arenosos provenientes de la antigua playa.

Los bajos pueden constituir bañados, a veces como el Maldonado, de amplia superficie, hacia donde las aguas que convergen de la Zona Interior integrando espacios en

parte pantanosos donde se depositan los sedimentos en transporte y crece una vegetación característica.

En oportunidades, muy cerca de la costa actual se encuentran cauces cortos que, son elaborados por las aguas continentales. Cerca de su desembocadura pueden ser invadidos por el agua del Río de la Plata durante las sudestadas o crecientes de este último. Constituyen entonces, hasta cierto punto, pequeños "estuarios" en su curso inferior.

#### Algunas relaciones cuantitativas

En el presente trabajo hemos utilizado las hojas topográficas del I. G. M. a escala 1:50.000, denominadas La Plata, Villa Elisa, Gómez e Ignacio Correas, controladas con fotografías aéreas a escala 1:20.000 aproximadamente y observaciones de campo.

Las siete cuencas reconocidas que denominamos arroyo del Gato, arroyo Pérez, arroyo Regimiento, arroyo Jardín Zoológico, arroyo Circunvalación, arroyo Garibaldi y arroyo Maldonado, fueron analizadas por separado.

El sistema de ordenamiento de los cursos de agua seguido es el propuesto por Horton (1945) modificado por Strahler (1952). Estos investigadores sugieren designar como cursos de orden 1 a todos los tributarios sin bifurcación. A partir de ellos, dos cursos de orden 1 que se unen, formarán un curso de orden 2. Solamente se modifica el orden de los cursos, cuando confluyen dos cursos del mismo orden, es decir, dos cursos de orden 2 confluyen para formar un curso de orden 3 y así sucesivamente.

Se confeccionaron mapas de drenaje (figura 1), siguiendo el criterio de Morisawa (1957). Se extendieron los cursos de agua hacia sus nacientes hasta la o las curvas de nivel superiores que muestran crenulación en forma de "V", además de incluir nuevos cursos que en todos los casos estuvieron evidenciados por sucesivas crenulaciones.

La longitud de los cursos de agua fue medida con curvímetro, obteniéndose las áreas de las cuencas mediante planímetro polar.

Fueron analizados otros parámetros cuantitativos como densidad de drenaje y frecuencia de ríos, que en conjunto proporcionan información sobre la textura de drenaje.

La densidad de drenaje (Dd) es el co-

eficiente entre la longitud total de cursos de agua, en Km (L) y el área total de la cuenca (A) en Km<sup>2</sup>.

La frecuencia de ríos (Fr) se refiere al número total de ríos (Nt) dividido por el área total de la cuenca (A).

Se han obtenido para cada una de las cuencas otros parámetros que aparecen en el Cuadro 1 como son la longitud media total, longitud media de cada orden, cursos de agua de cada orden por Km<sup>2</sup>, extensión media del escurrimiento superficial, ancho medio y factor de forma.

El ancho medio es igual al área de una cuenca (A) dividida la longitud total del curso principal.

El factor de forma es igual al ancho medio (Am) dividido por la longitud total del curso principal de la cuenca.

La extensión media del escurrimiento superficial es igual al área de la cuenca dividida por la longitud total de los cursos.

Con los parámetros analizados se pueden realizar interpretaciones que involucran a la totalidad de las cuencas en conjunto y que nos señalan claramente entre otros aspectos que:

- El número y la longitud total de ríos aumentan con el aumento de la superficie de la cuenca. Con algunas pequeñas diferencias sucede lo mismo con la longitud de cursos de orden 1.
- El número de ríos de orden 1 y 2 aumentan con el aumento de la superficie de la cuenca.
- La longitud media total es mayor en las cuencas con áreas más pequeñas, a excepción del arroyo Maldonado.
- El ancho medio de las cuencas es mayor en las cuencas de superficie mayor.

Si a las cuencas analizadas las reunimos en tres grupos de acuerdo a las relaciones que guardan entre sí, a las formas y características generales podemos considerar:

Primer grupo: arroyos del Gato, Regimiento y Pérez.

Segundo grupo: arroyos Maldonado y Garibaldi.

Tercer grupo: arroyos Circunvalación y Jardín Zoológico.

Considerando ahora los parámetros analizados de las distintas cuencas, no en conjunto, sino como integrantes de cada uno de los tres grupos establecidos podemos decir:

**Primer grupo**

- a) A medida que disminuye el área disminuye también el número total de ríos, la longitud total, la longitud del río principal, el ancho medio y el factor de forma.
- b) Inversamente con la disminución del área aumenta la longitud media total y la longitud media de los cursos de orden 1.

**Segundo grupo**

- a) A medida que disminuye la superficie lo hace también el número total de ríos, la longitud total, la longitud media total, la longitud media de los cursos de orden 1, la extensión media del escurrimiento superficial, el ancho medio y el factor de forma.
- b) Inversamente con la disminución del área hay un aumento de la longitud del río más largo y de la densidad de drenaje.

**Tercer grupo**

- a) A medida que disminuye la superficie disminuye el número total de ríos, la longitud total de ríos, la longitud de ríos de orden 1 y 2, el número de ríos de orden 1, la frecuencia de ríos, la densidad de drenaje, el ancho medio y el factor de forma.
- b) Inversamente con la disminución del área hay un incremento de la longitud media total, de la longitud media de los cursos de orden 1 y de la extensión media del escurrimiento superficial.

Del análisis de los parámetros tratados es evidente que el desarrollo de los distintos elementos de las cuencas es bastante homogéneo y regular, habiendo sido facilitado esto, entre otras causas, por la marcada homogeneidad litológica, así como por las características de las pendientes de valores realmente bajos, lo que hace que no obstante las condiciones climáticas reinantes, con abundantes precipitaciones, etc., el potencial morfogenético es sensiblemente bajo.

Esto lleva a la confirmación de que el proceso más importante en el área es la

pedogénesis, si no consideramos las arbitrariedades producidas por la acción antrópica, ya que esta última puede provocar la intervención en el medio de procesos, que sin la mano del hombre jamás se producirían al menos con la magnitud con que se los conoce. Nos referimos principalmente a las inundaciones y endicamientos del escurrimiento superficial encauzado y no encauzado.

**Pendientes y perfiles integrados**

Existen distintas formas de representación de las pendientes de las cuales fueron desarrolladas algunas por considerarlas las más adecuadas para este paisaje. De ellas se optó finalmente por el mapa de la figura 2 cuya elaboración se pasa a detallar, haciendo la salvedad que dadas las características morfológicas que presenta la Planicie Costera se prefirió realizar esta representación únicamente en la Zona Interior.

El mapa se confeccionó mediante el conteo de la cantidad de curvas de nivel que pasan por una grilla de 1 Km<sup>2</sup> de superficie, teniendo en cuenta de no contar más de una vez la misma curva de nivel en una grilla. Se obtuvieron de esta forma seis grupos, los que fueron numerados en orden creciente de 1 a 6, correspondiendo este valor al número de curvas de nivel de distinto valor identificadas dentro de cada cuadrícula.

De acuerdo a esto se aprecia que sobre la divisoria principal donde predominan las mayores alturas de la zona, el relieve presenta pendientes mínimas, representadas por el grupo 1. A medida que descendemos en dirección a la ciudad de La Plata, el número de curvas de nivel que pasan por cada grilla va aumentando hasta valores máximos de 4, con el correspondiente aumento de las pendientes.

Dentro de la ciudad de La Plata, los valores obtenidos varían desde 1 en el sector sudeste, hasta el máximo de 6 coincidiendo con el límite noreste de la ciudad. No obstante, resulta claro que las áreas son significativamente mayores para los valores comprendidos entre 3 y 6 indicando, que las pendientes son más pronunciadas en la zona de pendiente intermedia, que en la Planicie Costera o en el área de divisorias principales.

Para completar el mapa se realizaron cálculos suplementarios cuyos resultados se adjuntan en el Cuadro 2 y nos permiten

tener una aproximación cuantitativa a través de perfiles donde fueron determinadas sus pendientes. El cálculo se realizó por uno de los métodos convencionales, utilizando los mapas del I. G. M. mencionados anteriormente.

Si dividimos la diferencia de altura calculada sobre dos puntos del terreno, por la distancia horizontal que los separa, y multiplicamos el resultado por 100, obtenemos la pendiente media entre los puntos expresada porcentualmente. Es decir:

$$P \% = \frac{h}{d} \times 100 \quad (1)$$

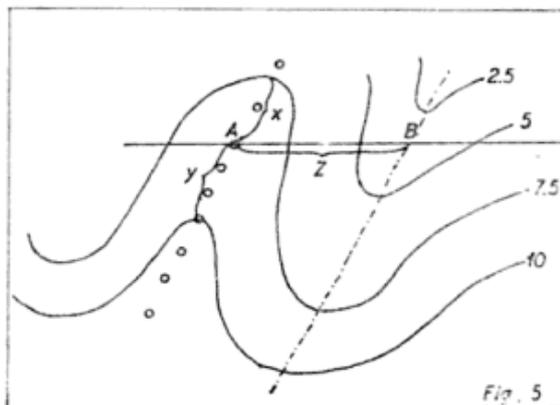
donde:

- P %: pendiente en por ciento.
- h : diferencia de altura entre dos puntos.
- d : distancia horizontal que separa los dos puntos en el terreno.

Aprovechando el trazado de líneas para la construcción de los perfiles integrados, elegimos de ellas las ubicadas en los tramos superior, medio e inferior de las divisorias y los valles.

Los resultados obtenidos se presentan en el cuadro 2 y se basan en los puntos en que las líneas utilizadas intersecten a las divisorias (B) y a los thalweg de los valles (A).

El cálculo de la altura de los puntos A y B en a figura adjunta se realiza conociendo el valor de la curva de nivel que está por encima y por debajo del punto en cuestión y la distancia que los separa de las curvas. Con un simple cálculo de proporcionalidad se obtiene un dato que sumado al de la curva de nivel de menor valor, nos dará la altura absoluta del punto. Por ejemplo:  
 A:  $7,5 + \times$  ;  $\times + y$ : 35 mm en el ma-



pa;  $\times$ : 16 mm. Entre las curvas de nivel de 10 m y 7,5 m hay 2,5 m

$$\begin{aligned} \text{Si } 35 \text{ mm} & \dots\dots\dots 2,50 \text{ m} \\ 16 \text{ mm} & \dots\dots\dots 2,50 \times \frac{16}{33} = 1,14 \text{ m} \end{aligned}$$

$$A = 7,5 \text{ m} + 1,14 \text{ m} = 8,64 \text{ m}$$

De igual forma se calcula B y suponiendo que es 3,8 m la diferencia entre A-B =  $8,64 \text{ m} - 3,8 \text{ m} = 4,84 \text{ m}$ , por lo tanto  $h = 4,84 \text{ m}$ .

Z la medimos directamente en el mapa y, para la escala 1:50.000 los 40 mm que separan en el mapa a los puntos A y B en sentido horizontal, nos representa 2.000 m en el terreno.

Volviendo a la ecuación (1):

$$\begin{aligned} P \% &= \frac{h}{d} \times 100 = \frac{4,84 \text{ m}}{2.000 \text{ m}} \times 100 = \\ &= \frac{4,84 \text{ m}}{2.000 \text{ m}} = 0,244 \% \end{aligned}$$

Se realizaron además trece perfiles que se dibujaron en forma integrada para ofrecer una representación alternativa del relieve (Figura N° 3).

El perfil AB se realizó en la Planicie Costera y a partir de él se confeccionó cada 1.000 metros un nuevo perfil, hasta alcanzar la zona vecina a la divisoria meridional del área.

El mayor relieve se observa claramente en la parte central y occidental en la mitad meridional del área, en cambio esta condición se prolonga en la mitad septentrional a la totalidad del área. Estas características se reflejan también con claridad en el mapa topográfico y el mapa de pendiente, figuras N° 4 y 2, respectivamente.

Debido a las características del paisaje, se utilizó para la realización de los perfiles, una escala horizontal 1:50.000, exagerando la escala vertical con el propósito de resaltar los aspectos más salientes del relieve, por lo cual se utilizó una escala 1:1.000.

### Geología y Geomorfología Ambiental

#### Generalidades

Definiendo *Geomorfología* de la manera más simple posible, decimos que comprende el estudio, interpretación y descripción de las formas que vemos en un paisaje. Si

a su vez estos estudios se realizan en relación con el uso que el hombre hace del medio ambiente, nos encontramos con lo que se ha dado en denominar particularmente en las últimas décadas como *Geomorfología Ambiental* (Coates, 1971).

Los temas que abarca esta disciplina resultan entonces muy numerosos y variados, vinculándose en forma generalizada a tres ámbitos: rural, suburbano y urbano.

En nuestro caso y en razón del área estudiada, centraremos la atención a un ambiente urbano y suburbano; dentro de los tópicos considerados mencionaremos sucintamente algunas características en relación con las *Inundaciones* y la *contaminación*.

Las modificaciones que ha ido introduciendo el hombre en la evolución de este paisaje datan del siglo pasado y particularmente a partir del comienzo de este siglo, con el establecimiento y expansión de numerosas poblaciones en la zona estudiada, así como en sus vecindades.

La falta de estudios adecuados en relación con la expansión mencionada hace que la interferencia del hombre en la evolución del paisaje se acentúe cada vez con mayor fuerza y, lamentablemente también, que las consecuencias sean más costosas.

Son numerosas las causas de estos acontecimientos que deben estudiarse con distinto detalle a través de diferentes disciplinas, pero hay un principio básico que no por antiguo deja de ser de máxima importancia. "La naturaleza para ser dirigida debe ser obedecida y para ser obedecida, debe ser entendida" (F. Bacon 1561-1626).

Basados en lo expresado anteriormente en relación con las características geológicas y geomorfológicas fundamentales, podemos dividir a la zona en lo que dominaremos *Dominios Geológicos* que para nuestro caso pueden ser esencialmente dos: Dominio Geológico Pleistoceno y Dominio Geológico Holoceno. Estos Dominios están caracterizados por la presencia de sedimentos y formas donde prevalecen en conjunto la mayor representación de elementos correspondientes a una edad en general determinada.

#### Dominio Geológico Holoceno

Está integrado por la Zona Interior cuyo sustrato o roca de base está constituido por sedimentos de la mencionada edad, sobre los cuales a partir del Pleistoceno superior se desarrolló el paisaje que continuó en su evolución hasta la actualidad.

Dentro de esta zona diferenciamos cuencas con divisorias de distinta jerarquía donde hay cañadas (valles), planicies de inundación y pendientes de variadas características ya descritas y que relacionaremos muy sucintamente con problemas de inundación y contaminación.

#### INUNDACIÓN

En este Dominio se desarrolla la zona urbana y en parte la suburbana de la ciudad de La Plata. La ubicación en el paisaje de esta localidad es deficitaria ya que se encuentra en el área de pendiente regional intermedia, donde están desarrolladas la mayor parte de las cuencas fluviales las cuales son interferidas permanentemente con edificaciones habitacionales, industriales, calles, rutas, etc.

Una mirada rápida de los mapas adjuntos, permite observar cómo se ha edificado, no sólo en las planicies de inundación de los arroyos, sino también en los cauces de las cañadas (valles). Si los desagües construidos entonces, no son adecuados a la realidad existente y con la previsión suficiente en relación a futuras expansiones, las consecuencias son las que tenemos cada vez con mayor frecuencia.

La cuenca del arroyo del Gato es la más importante de la zona. El barrio Caminito ubicado entre el curso inferior de dicho arroyo y la Ruta Nacional N° 1, sufre los problemas vinculados con la falta de desagües adecuados. La construcción del Distribuidor de Tránsito Ing. Pedro Benoit, aumentó los problemas de esa zona al no considerarse integralmente el tema de los desagües pluviales. Finalmente el curso superior del arroyo Pérez va a ser captado por una obra a realizar por los organismos responsables y desviado al arroyo del Gato que sumará a las aguas de su propia cuenca las que provengan del arroyo Pérez en una posición aguas arriba del barrio Caminito.

Dentro del radio urbano y suburbano de la ciudad de La Plata podemos dar numerosos ejemplos sobre los problemas de inundación y el presentado es uno de ellos.

#### CONTAMINACIÓN

Existen dos formas principales de contaminación en la zona, causadas por: a) aguas superficiales y b) por el aire.

a) Las aguas de los arroyos principales son permanentes, de tal manera que las in-

dustrias establecidas en las inmediaciones arrojan en ellos sus efluentes produciendo contaminación localizada en las vecindades del cauce durante todo el año y en áreas mucho mayores durante los momentos de inundación. Estos focos de contaminación se transmiten a las aguas subterráneas con las limitaciones del caso, dependiendo su peligrosidad del tipo de contaminante. Desde detergentes no degradables hasta derivados del cromo usados en curtiembre, por dar algún ejemplo, existen toda una variedad de elementos que, no sólo suprimen la vida en los arroyos y sus vecindades, sino que también constituyen un peligro potencial para la vida humana.

b) Las fábricas instaladas indiscriminadamente en distintos lugares del área, sin tener en cuenta ni siquiera la frecuencia de vientos, ha hecho de la ciudad de La Plata junto con las de Berisso y Ensenada y sus zonas vecinas, una de las regiones de mayor contaminación en el mundo.

#### Dominio Geológico Pleistoceno

La mayor superficie y espesores de sedimentos de esta edad se hallan en la Planicie Costera, aunque en forma muy restringida también integran las planicies de inundación de los valles de la Zona Interior.

Ya hemos tratado la constitución de estos depósitos, así como las formas superficiales más destacadas, como depresiones, relieve suavemente positivos y muy esporádicamente pequeños cauces.

#### INUNDACIÓN

En esta zona los problemas de inundación son de dos tipos fundamentalmente. En un caso los desbordes del Río de La Plata, particularmente cuando tienen lugar las conocidas sudestadas, provocadas por vientos que provienen del sureste, producen la crecida de las aguas con la consiguiente inundación de las zonas costeras.

Un segundo caso es por lluvias debido a que ésta es una zona de descarga no sólo superficial sino también subterránea. Al producirse simultáneamente los casos mencionados el agravamiento de la situación es máxima.

Los desbordes del Río de la Plata provocan el anegamiento sobre todo en las zonas ribereñas, pero además, ello puede suceder sin llegar a salir de su posición normal, de-

bido a que más del 70 % de la superficie de la Planicie Costera se encuentra por debajo de los 2,50 m s.n.m. Esto hace que la capa freática se halle permanentemente a escasa profundidad por debajo de la superficie topográfica. Esto lleva a que, en estas condiciones, lluvias poco significativas facilitan la inundación de las áreas más bajas, las cuales presentan cada vez mayor edificación.

#### CONTAMINACIÓN

En este Dominio, la contaminación puede detectarse en las aguas superficiales, en las aguas subterráneas, particularmente aquéllas que están cerca de la superficie, y por el aire.

Las aguas superficiales en esta zona pueden considerarse en relación con: los canales utilizados por la Destilería de Y.P.F., el agua de las zanjas usadas para la evacuación de los efluentes industriales y finalmente el agua de los bañados que se encuentran en gran parte de las depresiones de la Planicie Costera.

Los canales tienen, entre otros contaminantes, el petróleo que se vuelca durante el alije de los buques en el Puerto.

Las zanjas y algunos canales secundarios reciben los efluentes que arrojan las distintas industrias instaladas en la zona.

Los bañados también favorecen la contaminación, sobre todo aquéllos que están caracterizados por la presencia de aguas estancadas con un pH fuertemente ácido, constituyendo en ocasiones un ambiente marcadamente reductor.

Finalmente, la parte de la población que está en la Planicie Costera sin servicios sanitarios (agua corriente, red cloacal) corre el riesgo vinculado con todas estas formas de contaminación y particularmente aquélla relacionada con los pozos ciegos.

La contaminación por el aire aquí es similar a la mencionada para la Zona Interior, pero con mayor intensidad por la proximidad con las fuentes.

#### Clasificación de tierras

En la zona estudiada se pueden hacer clasificaciones de acuerdo a muy diferentes características y para una gran variedad de usos.

Centralizando el problema en la aptitud general para realizar construcciones, sean

habitacionales, deportivas, etc. y en relación con la posibilidad de inundaciones podemos dividir a las tierras en:

1. Optimas
2. Aptas
3. Con problemas temporarios
4. Inaptas

Las zonas denominadas Optimas son aquéllas que se encuentran próximas a la divisoria principal donde el buen escurrimiento y la altura constituyen excelentes posibilidades para la expansión edilicia, presentando pendientes que facilitan la construcción y el funcionamiento adecuado de los desagües pluviales y sanitarios.

Las zonas Aptas son las que se vinculan con las divisorias de distinta jerarquía donde también hay un buen drenaje y se dan condiciones similares a las anteriores, pero en zonas de menor altura absoluta.

Las zonas con problemas temporarios son aquéllos que están en las partes correspondientes a las planicies de inundación y sus vecindades. Allí los desagües son más complicados, particularmente su capacidad y mantenimiento, en relación con un medio donde aumenta continuamente el área de impermeabilización (aumento de la superficie cubierta por edificación, asfalto, etc.).

Finalmente las zonas Inaptas son aquéllas ubicadas en la Planicie Costera así como en las zonas vecinas a los cauces correspondientes a valles de diferentes número de orden y que son los más favorables a las inundaciones.

Esta situación se adecúa a la situación general del área urbana y suburbana aunque se ha realizado con énfasis en la futura expansión edilicia, que además es muy similar a poblaciones vecinas con ubicaciones semejantes en el paisaje.

## Conclusiones

Las diversas representaciones y descripciones del relieve y los elementos constituyentes de área en estudio, así como los datos de pendientes longitudinales y transversales en relación con las cuencas de drenaje, pone en evidencia un conjunto de parámetros que nos vinculan con la Fisiografía, Geomorfología y la Geología superficial del área, suministrándonos elementos valiosos para su mejor comprensión e interpretación.

Para mencionar sólo algunos aspectos podemos concluir que desde el punto de vista geomorfológico resulta claro que:

1. — No existen terrazas fluviales en el paisaje, con lo que se rechaza el uso tan común de las denominadas "Terraza Alta" y "Terraza Baja" en la terminología de esta zona de la Región Pampeana con el sentido mencionado hasta ahora.

2. — Se propone la denominación de Planicie Costera para la zona de menor relieve descrita en el área vecina a la costa, ubicada por debajo de la curva de nivel de 5 m s.n.m. aproximadamente y que está integrado esencialmente por depósitos correspondientes a la Formación Las Escobas.

3. — Se diferencian dos ambientes geomorfológicos mayores que son la Planicie Costera y la Zona Interior, cada una de ellas con características propias y claramente diferenciables.

4. — El principal proceso geomorfológico que tiene lugar en el desarrollo del paisaje en la actualidad es la *Pedogenesis* siguiéndole en orden de importancia los procesos vinculados con la acción fluvial.

Desde el punto de vista geológico se puede establecer:

1. — La presencia de depósitos correspondientes a dos ingresiones marinas representadas por las Formaciones Pascua y Las Escobas correspondientes al Pleistoceno superior y al Holoceno respectivamente.

2. — La Formación Pampiano queda dividida en el área en dos unidades de menor jerarquía: un Miembro Inferior y un Miembro Superior que son de edad Pleistoceno medio y superior respectivamente.

Finalmente, con los elementos elaborados y la acción antrópica cada vez más importante en cuanto a la interferencia en el desarrollo del paisaje podemos aportar algunos parámetros interesantes en relación con el desarrollo de las zonas urbanas y suburbanas. Ellos se puntualizan en el capítulo, sobre Geología y Geomorfología Ambiental, en el que se han analizado dos de los numerosos tópicos vinculados con problemas aplicados, concluyéndose:

1. — La necesidad de estudiar con suma detención y detalle las condiciones de desagües cada vez que se realiza una obra en

cualquier lugar de la zona urbana y suburbana, para evitar los perjuicios vinculados con las inundaciones.

2. — Control estricto en el tratamiento de efluentes industriales con el fin de disminuir el alto nivel de contaminación existente en el área de La Plata y sus vecindades.

3. — La necesidad imperiosa de realizar los desagües pluviales y sanitarios en aquellas zonas que hemos clasificado como Inaptas de acuerdo a las características ya descritas en el capítulo correspondiente.

4. — Los centros de transformación de Segba, particularmente la construcción de cámaras subterráneas y aún las ubicadas a

nivel, así como las cámaras de Entel y otras obras civiles de la misma índole, debieran tener especialmente en cuenta la distribución de la red de drenaje aquí descrita, para evitar al menos en parte las consecuencias derivadas de las lluvias en relación con el escurrimiento superficial y subterráneo.

### Agradecimientos

Se desea expresar el agradecimiento a los doctores Jorge Rabassa y Eduardo Tonni y al licenciado Alejandro Dillon por la lectura crítica del manuscrito y las numerosas sugerencias aportadas, expresando que los autores son exclusivos responsables de lo manifestado en este trabajo.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Burgos, J. y A. Vidal, 1951. *Los climas de la República Argentina, según la nueva clasificación de Thornthwaite*. Rev. Meteor. I, (1): 3-32, Buenos Aires.
- Coates, D. R., 1971. *Environmental geomorphology*. Pub. Geomor., S.U.N.Y. Binghamton.
- Domeck, J., 1972. *Manual of detailed Geomorphological mapping*. Prague.
- Fidalgo, F., U. Colado y F. O. De Francesco, 1973 *Sobre intrusiones marinas en los Partidos de Castelli, Chascomús y Magdalena (Prov. de Buenos Aires)*. V Cong. Geol. Arg., III, 227-240.
- Frenguelli, J., 1957. *Neozoico*. En GAEA, II, (3): 1-218. Buenos Aires.
- Horton, R. E., 1945. *Erosional development of streams and their drainage basins. Hydorphysical approach to quantitative morphology*. Geol. Soc. Amer., Bull. 56 (3): 275-370.
- Morisawa, M., 1957. *Accuracy of determination of stream lengths from topographic maps*. Trans. Am. Geophys. Unión, 38 (1): 86-88.
- Pascual, R., H. E. J. Ortega, D. Ondar y E. P. Tonni, 1965. *Las Edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense*. An. Com. Inv. Cient., Prov. Buenos Aires. VI, 165-193, La Plata.
- Strahler, A. M., 1952. *Hypsometric (área-latitude) analysis of erosional topography*. Geol. Soc. Amer. Bull., 63: 1117-1142.
- Tonni, E. P. y F. Fidalgo, 1978. *Consideraciones sobre los cambios climáticos durante el Pleistoceno tardío-Reciente en la Prov. de Buenos Aires. Aspectos ecológicos y zoogeográficos relacionados*. Ameghiniana. XV (1-2): 235-253.
- , 1982. *Geology and Paleontology of Pleistocene sediments at Punta Hermango Area (Miramar, Prov. Buenos Aires): Some Paleoclimatic Aspects*. Comm. Genesis and Lithology Quater. Dep. Reunión Regional Sudamericana-South American Regional Meeting. Univ. Nac. del Comahue Neuquén, Argentina. Abstracts Vol. 38-39.
- Tricart, J., 1973. *Geomorfología de la Pampa Deprimida*. INTA. T. XII. Colección Científica. Buenos Aires.

Recibido: 24 de noviembre, 1982

Aceptado: 29 de julio, 1983

FRANCISCO FIDALGO

OMAR R. MARTINEZ \*

Fac. Cienc. Naturales de La Plata  
Paseo del Bosque s/n  
1900 - La Plata

\* CIC, Prov. de Buenos Aires

## NOTAS BREVES

ANOMALIAS MAGNETICAS EN EL AREA DE  
MAR CHIQUITA - PROVINCIA DE BUENOS AIRES

J. KOSTADINOFF

Las descripciones geológicas del borde Sur de la Cuenca del Salado y de las Sierras de Tandilia en su extremo S.O. indicarían la existencia de fallas que se escalonan hacia el centro de la cuenca.

El trabajo de Yrigoyen (1975) sugiere en el borde austral de la cuenca del Salado un escalonamiento de fallas más ancho que en el borde austral de la cuenca del Salado un escalonamiento de fallas más ancho que en el borde N de la cuenca.

Los estudios geofísicos sobre Tandilia no son lo suficientemente densos como para ubicar el sistema de fallas que marginan la parte N de estas sierras, ni las que se encuentran entre Tandilia y la línea que va desde Rauch a Villa Gesell. Sólo se cuenta con información gravimétrica realizada por Yacimientos Petrolíferos Fiscales y algunos perfiles gravimétricos del Observatorio Astronómico La Plata (UNLP). En su prolongación marina existe el clásico trabajo de

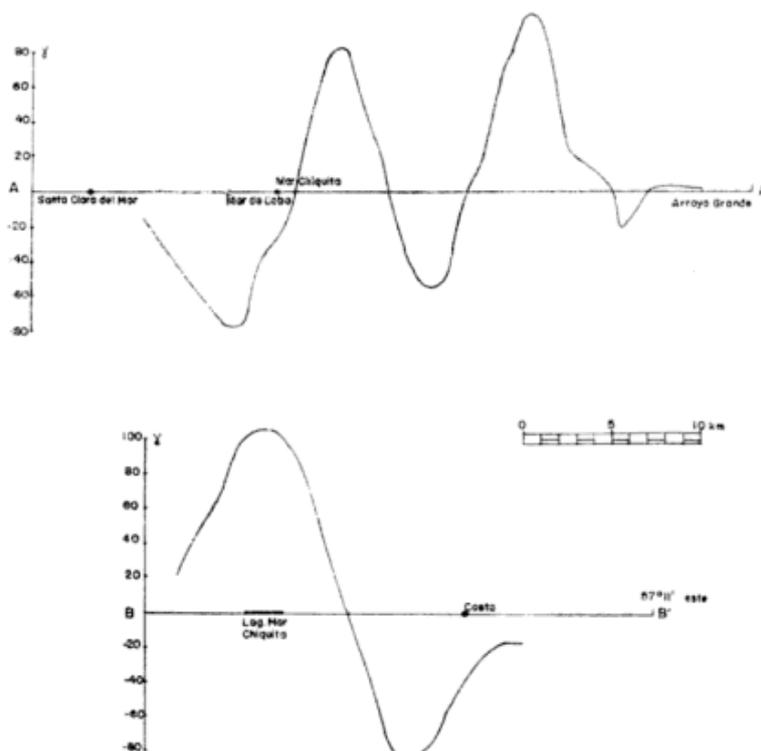
Ewing et al. (1962) y las prospecciones de Ríos (1977), Kostadinoff (1978) y Kostadinoff (1981).

En las prospecciones magnéticas marinas no se observaron anomalías de gran desarrollo que continuaran hacia la parte continental.

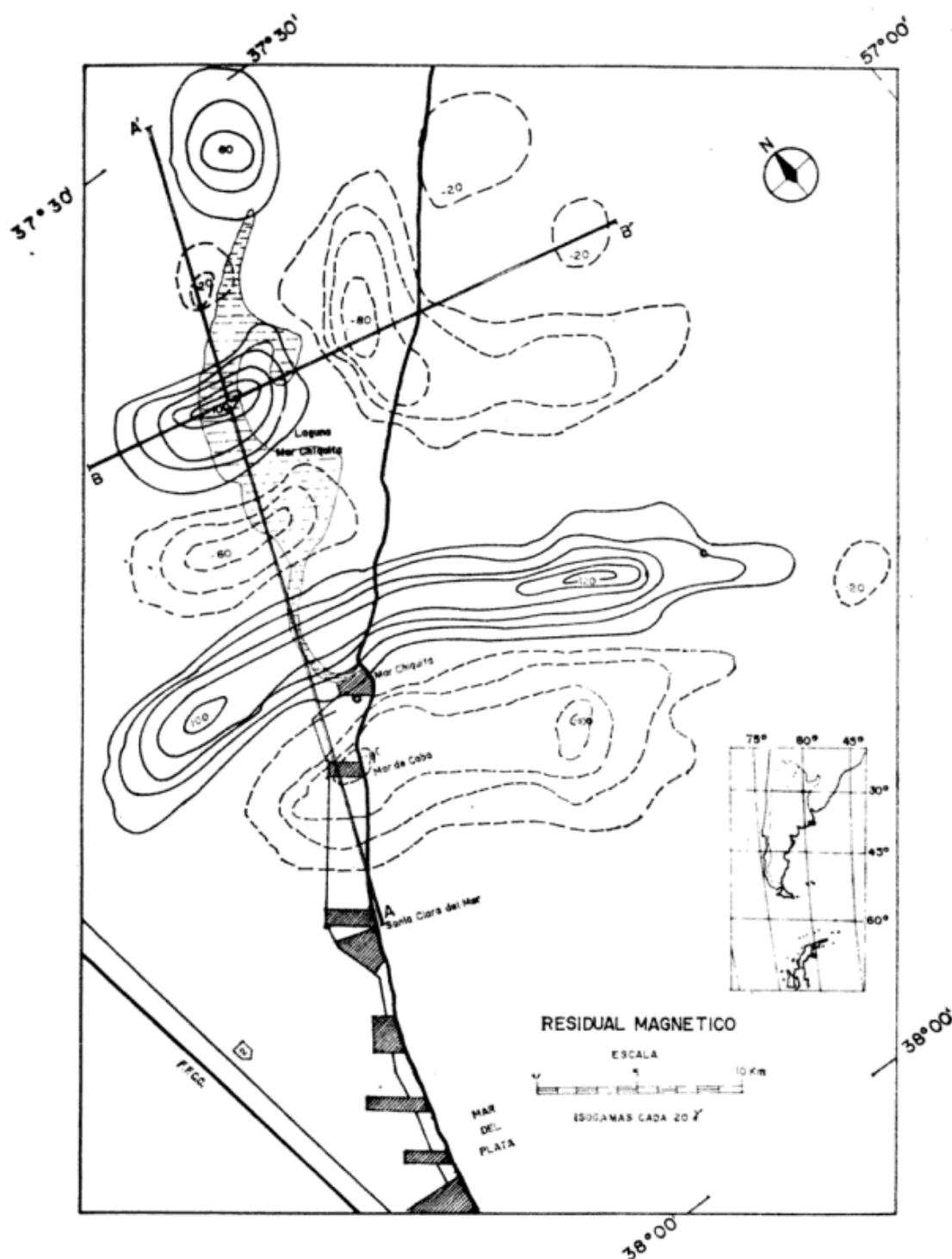
A fin de terminar la confección de un mapa magnético del área marina que se encuentra entre la laguna de Mar Chiquita y el meridiano 57° Oeste se realizaron 4 líneas magnéticas con un magnetómetro de precisión protónica.

Como resultado se obtuvo una singular anomalía magnética en la boca de esta albufera. Esto llevó a planificar una nueva campaña en el área continental con un magnetómetro portátil. En ambas prospecciones se mantuvo una precisión de aproximadamente  $\pm 1$  gama con un campo magnético total terrestre de 25 000 gamas.

Una vez eliminados los efectos de varia-



Perfil AA' Residual magnético entre Santa Clara del Mar y Arroyo Grande.



Perfil BB' Residual magnético entre Ruta 11 y el meridiano 57°11'

ción diurna magnética y la regionalidad magnética por el método de Griffin se obtuvo un mapa residual como se ve en la figura 1. Se observa en este mapa, una secuencia de anomalías magnéticas que pueden ser atribuibles a: 1) fallas estructurales del basamento; 2) contrastes litológicos entre rocas de Tandilia.

Debido a los antecedentes geológicos, forma y magnitud de las anomalías magnéticas, se puede inferir que en profundidad y en la región de la boca de la albufera de Mar Chiquita se encuentra una falla rumbo Este-Oeste (¿comienzo de las fallas en graderías del graben del Salado?).

El perfil AA', muestra la secuencia de

anomalías magnéticas desde Santa Clara del Mar hasta el extremo Norte de la laguna de Mar Chiquita.

El perfil BB' es un corte transversal a la albufera.

De acuerdo a los mapas y perfiles se puede sugerir entonces la existencia de una falla del basamento en la boca de la laguna de Mar Chiquita; hacia el Norte la dispersión de las anomalías magnéticas nos lleva a aventurar la presencia de otra falla de basamento en dirección paralela a la Laguna o a diferencias litológicas basamentales.

Esta última conclusión si bien es altamente especulativa tiene como fin llamar la atención para proseguir los estudios geo-

morfológicos sobre el área y observar la posibilidad de manifestaciones en superficie de las fallas propuestas.

### Agradecimientos

Al personal del IADO que hizo posible este trabajo, especialmente se destaca el trabajo de los operadores de magnetometro Téc. Jorge Piervittori y Téc. Gabriel Lloret.

A la oficialidad y personal de apoyo de la Prefectura Nacional Argentina por brindarnos su ayuda y las embarcaciones para realizar este trabajo.

Al Dr. E. Gelosp or la lectura del manuscrito.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Ewing, M., W. J. Ludwig y J. I. Ewing, 1962. *Geophysical Investigations in the Submerged Argentine Coastal Plain. Part 1. Buenos Aires to Peninsula Valdez*. Geol. Soc. Am., Bull., 74: 257-292.
- Kostadinoff, J., 1978. *Investigación de la Prolongación Este de la Dorsal de Tandilia*. Inst. Arg. Oceanog. Contr. Cient. 41.
- Kostadinoff, J., 1931. *Interpretación de los resultados geofísicos en la prolongación este de Tandilia*. Inst. Arg. Oceanogra. Contr. Cient. 54.
- Ríos, F. F., 1977. *Prolongación del arco de Tandilia, 3a. parte*. Inst. Arg. Oceanogr., Contr. Cient. 37.
- Yrigoyen, M. R., 1975. *Geología del Subsuelo y Plataforma Continental*. Relat. Geol. Prov. de Buenos Aires, Bahía Blanca, 144.

Recibido: 20 de agosto, 1982.

Aceptado: 20 de junio, 1983.

JOSE KOSTADINOFF

Inst'tuto Argentino de Oceanografía  
Av. Alem 53  
8000 Bahía Blanca  
Consejo Nacional de Investigaciones  
Científicas y Técnicas

## EL GENERO *NEOPYCNODONTE* STENZEL (MOLLUSCA, OSTREINA) EN LA REPUBLICA ARGENTINA

ELSA R. DE GARCIA y REGINA LEVY

El objeto de este trabajo es la reubicación sistemática de algunas especies asignadas al género *Ostrea* Linné, de Argentina, en particular de una forma muy común en el Terciario superior de península Valdés y en la prov. de Entre Ríos. Durante el estudio del material recogido en la Formación Puerto Madryn (Haller, 1981) se ha observado que *Ostrea alvarezii* d'Orb. se correspondía por muchos de sus caracteres con los del grupo de los *Pycnodonteinae* Stenzel, 1959, por poseer los siguientes elementos: aurículas redondeadas y escamas concéntricas de crecimiento en la valva izquierda. Sin embargo, hubo que contemplar la creación de un nuevo subgénero porque la especie argentina tiene costillas radiales bien marcadas. Otra especie muy conocida del Cretácico superior de cuenca Austral, *Ostrea groeberi* Feruglio pertenece también a la misma subfamilia.

### Subfamilia PYCNODONTEINAE

Stenzel, 1959

Género NEOPYCNODONTE Stenzel, 1959

Subgénero COSTELLATA nov. subgen.

**Diagnosis:** Valvas medianas, con costillas largas y redondeadas; escamas concéntricas de crecimiento. Aurículas redondeadas en valva izquierda. Área triangular con comatas pequeñas cerca del área. Valva derecha lisa y más pequeña.

*Neopycnodonte (Costellata) alvarezii* (d'Orb.)

(Lám. I, figs. 1-4)

1832. *Ostrea alvarezii* d'Orb. Voy. Am. Mer. Paleont. p. 34, Lám. VII, fig. 19.

1887. *Ostrea alvarezii* Philippi, Fós. Terc. y Cuatern. de Chile, p. 206, Lám. 48, fig. 6 y 7.

1901. *Ostrea alvarezii* Borchert. Moll. alter Paraná Stufe, Lám. VI, fig. 1-4.

1939. *Ostrea alvarezii* Wahnish. Perf. Riach. Nº 5, Lám. II, fig. 1a-1b.

**Descripción:** Conchillas de tamaño mediano (hasta 9 cm), con paredes frágiles y delgadas, en parte translúcidas. Aurículas presentes en la valva izquierda. Muchos de los ejemplares conservan la capa de nácar.

**Valva izquierda:** Es profunda, espaciosa y de contorno suborbicular. Área de fijación de pequeña a regularmente grande, situada por debajo del umbón. Aurículas presentes en ambos lados de la valva, siendo la posterior la más prominente. Las aurículas son foliáceas, imbricadas y de contorno irregular que se extienden hasta dos centímetros del borde posterior. Ornamentación formada por costillas redondeadas y regulares, en número aproximado de 13 cerca del umbón y alrededor de 19-20 en el margen ventral. Aurícula posterior separada por un surco profundo en la región externa de la valva. Impresión del músculo aductor grande, cercano al borde posterior. Comatas presentes en la valva izquierda próximas al área ligamentaria. Son pequeñas y poco visibles en algunos individuos. Área ligamentaria triangular.

**Valva derecha:** Es chata a cóncava, con líneas de crecimiento bien marcadas y regularmente espaciadas. Cerca del área liga-

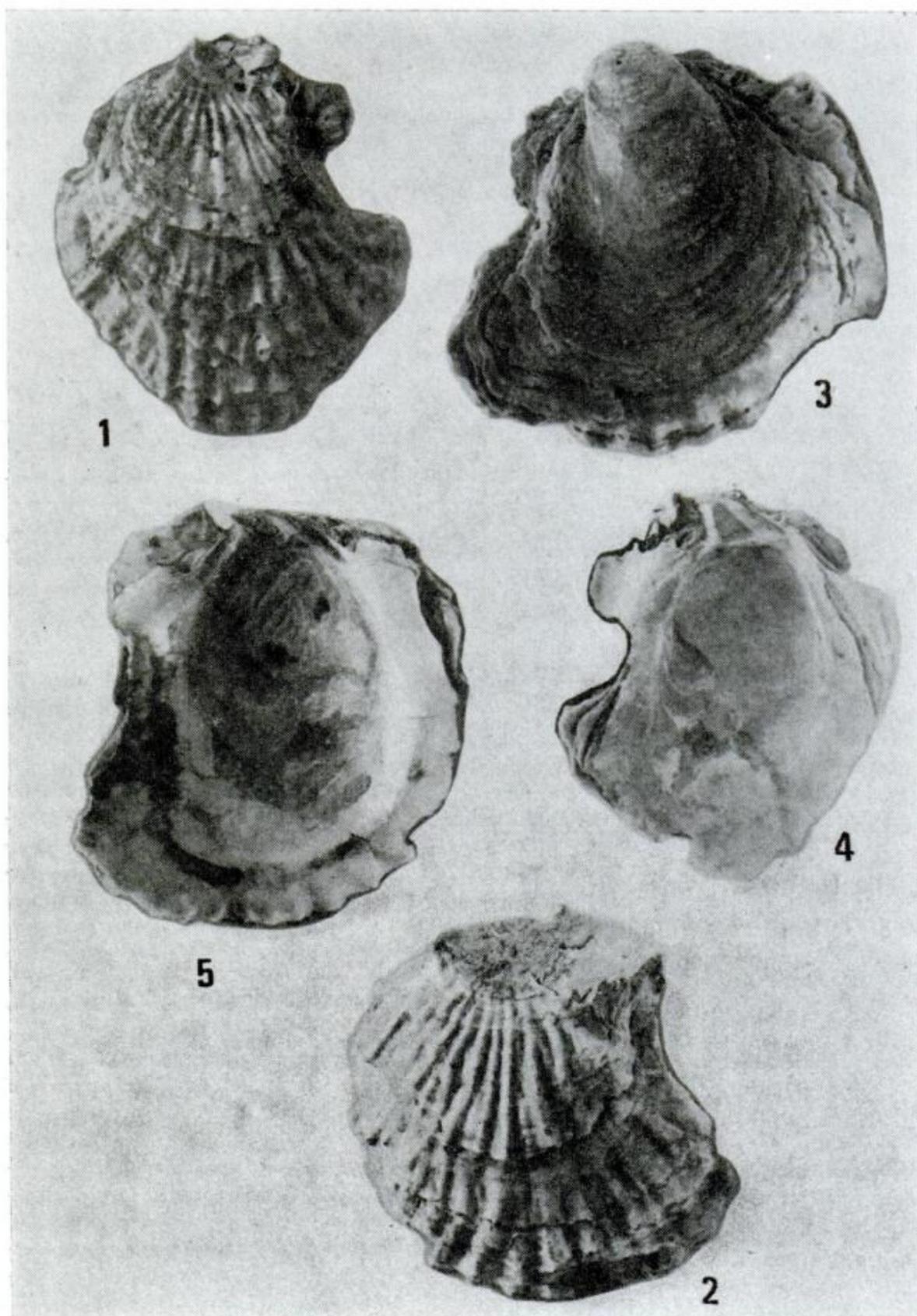


Lámina I.—1 y 2: Vistas externas de dos valvas izquierdas. X 0,6. 3: Vista externa de un individuo completo donde se aprecia la forma de la valva derecha. X 0,8. 4 y 5: Vistas internas de dos valvas izquierdas. Se observan las aurículas anterior y posterior respectivamente. X 0,6.

mentaria se observan las anacomatas. Área ligamentaria subrectangular.

*Biocrón:* Mioceno medio a superior.

*Distribución:* Formación Puerto Madryn (Prov. Chubut) y Formación Entre Ríos (Prov. Entre Ríos).

*Discusión:* Este género presenta características muy similares a *Neopycnodonte*, con el cual posee marcada similitud. Las únicas diferencias que hemos podido observar se refieren a que el nuevo subgénero tiene una costulación radial bien definida y marcada. El género *Neopycnodonte* según Stenzel (1971: 1111) reconoce un biocrón desde el Mioceno al Reciente y posee distribución mundial. Sus registros se hallan en el Pacífico norte, Japón, Hawai. Por el momento solamente la hemos hallado en las dos formaciones mencionadas, donde siempre se presenta muy numerosa.

<i>Dimensiones</i> (en cm):	<i>ancho</i>	<i>altura</i>
	8	8.50
	7	7.50

#### Lista de trabajos citados en el texto

- Borchert, A., 1901. *Die Molluskenfauna und das Alter der Paraná Stufe*. N. Jarb. f. Min. Geol. und Pal. XIV.
- D'Orbigny, A. 1842. *Voyages Amer. Mer.* III, part. 4 Pal. París.
- Feruglio, E., 1936. *Paleontographia Patagonica*. Mem. Inst. Geol. Univ. Padova. XI. Padova.
- Haller, M., 1975. Informe preliminar de la Hoja 43h Puerto Madryn, Chubut. Serv. Geol. Nac. Inf. Inédito.
- 1981. *Descripción geológica de la Hoja 43h*. Bol. 184. Serv. Geol. Nac. Bs. As.
- Philippi, R.A., 1887. *Los Fos. Terc. y Quart. de Chile*. Santiago de Chile.
- Stenzel, H. B., 1971. *Pycnodontinae*. Treat. Inv. Pal. Part N (Bivalvia, Oysters) p. 1105. Univ. Kansas.
- Wahnish de Carral Tolosa, E., 1929. *Perf. Riachuelo N° 5, Bs. As. Perfil geológico y descripción de fósiles*. Rev. Cent. Est. Cs. Nat. II.

Recibido: 5 de noviembre, 1982.

Aceptado: 25 de julio, 1983.

Género PYCNODONTE Fischer, 1855

Subgénero PYCNODONTE Sacco, 1897

**Pycnodonte (Pycnodonte) groeberi** (Feruglio)

1936. *Ostrea groeberi* Fer. Paleont. Patagonica. Mem. Inst. Geol. Univ. di Padova. Lám. XVII, fig. 1a-b y 2.

*Observaciones:* La descripción sistemática de la especie, efectuada por Feruglio es muy completa, por lo cual se omitirá aquí. Las ilustraciones del material de este autor son claras y muestran los caracteres propios del género *Pycnodonte s.str.*

El biocrón del género se extiende desde el Cretácico superior hasta el Mioceno y es cosmopolita. En nuestro país se menciona para niveles del Cretácico superior en la localidad de río Leona, cerca de su desembocadura en el Lago Argentino (Pcia. de Santa Cruz).

#### Agradecimientos

Las autoras agradecen a Martín Caminos la obtención de las fotografías.

ELSA R. DE GARCIA

REGINA LEVY

Servicio Geológico Nacional  
Av. Santa Fe 1548 - 2º  
1060 - Buenos Aires

## NOTA NECROLOGICA



LICENCIADO OSVALDO M. DIEZ  
(1947-1980)

Esta nota, testimonio del pesar y la consternación provocados por la trágica desaparición del colega, Licenciado Osvaldo M. Diez, debió alcanzar estado público con mucha antelación. Diversas causas, provocaron esta demora y ahora, superadas las mismas, resulta imperioso brindar este postrer homenaje, sin duda alguna compartido por toda la familia geológica. El Licenciado Osvaldo M. Diez, nació el 28 de enero de 1947, en Pedro Luro, en el sur de la provincia de Buenos Aires. La vecina localidad de Médanos, lo vio acometer con su característica diligencia las primeras etapas de su educación; con posterioridad, en el año 1972, obtuvo el título de Licenciado en Geología, que fuera expedido por las autoridades de la Universidad Nacional del Sur, con sede en Bahía Blanca.

Ese mismo año ingresó en el Servicio Minero Nacional de la Secretaría de Minería, entidad en la cual se desarrolló toda su actividad profesional. Desarrolló en ella una breve pero intensa labor, dentro del marco del ambicioso Programa Geológico Minero del Plan Patagonia Comahue. Esencialmente orientado a la prospección de recursos minerales no renovables, se manifestó a la par, como un excelente geólogo regional, marcadamente perseverante y minucioso.

Como consecuencia del tipo y del ritmo de tareas a las que estuvo constantemente abocado, su obra de investigación, resultó casi exclusivamente inédita, claramente manifestada en los numerosos informes de su

autoría, que obran en los archivos del Servicio Minero Nacional. Sólo alcanzó a publicar, con carácter póstumo y compartido con el Licenciado Mario Zubia, un enjundioso estudio regional de un sector de la Cordillera Nordpatagónica (Cordón del Límite), al oeste de El Bolsón (Río Negro).

Sus investigaciones se vinculan con levantamientos geológicos y con la prospección geoquímica de vastas extensiones de la mencionada Cordillera y de la región patagónica extrandina; también alcanzan el extremo sur del país en Tierra del Fuego.

No fue sólo un sobresaliente colega y óptimo compañero, sino además un auténtico amigo, que siempre ofreció su apoyo y conocimientos, con entusiasmo, perseverancia y vocación de servicio, atributos éstos que le permitieron exceder los múltiples obstáculos que la naturaleza plantea a los geólogos; modesto en esencia, rara vez hacía mención de los esfuerzos que le exigían sus labores profesionales. El Licenciado Diez se erige así en un ejemplo permanente para las juventudes estudiosas por sus valores morales, su idoneidad, aptitudes y ofrecimiento desinteresado. Todas estas características y los factores concurrente que llevaron a su desaparición, permiten reconocer en él a un mártir de nuestra profesión, que se vio consumido por su propia vocación. Su afán por indagar, analizar una vez más en las numerosas y variadas incógnitas de la geología cordillerana, lo llevó a arriesgar un poco más en su inhóspita naturaleza, cayendo en

una de las múltiples e imprevistas trampas que ella suele tender. Tal vez como se manifestó en una ceremonia realizada en su recuerdo, su muerte "fue un capricho de las rocas, los minerales, los ríos y el suelo, que quisieron incorporarlo a sus entrañas".

Sabemos que ser geólogo entraña aceptar *a priori* un riesgo calculado en cada misión y también en consecuencia aceptar una manera de realizar tareas y de vivir, en condiciones las más de las veces alejadas de lo común; pero cuando ello es realizado del modo con que lo encaraba Diez, con verdadera pasión y acendrada disposición, cobra una dimensión especial, que honra nuestra actividad.

Aquellos que tuvieron el privilegio de convivir con él, son coincidentes en testimoniar la grandeza de su amistad, su bonhomía y el señalado desinterés con que se brindaba en cada uno de sus actos. Reflejo o prueba dolorosa, pero válida para corroborar aquellas apreciaciones, han sido los afanosos esfuerzos realizados por colegas y compañeros del Plan Patagonia Comahue, y por los baqueanos y vecinos del paraje El Manso, quienes no vacilaron en recorrer en su búsqueda, la fiera región del cerro Diente de Perro. Fue así que durante un año recorrieron palmo palmo ese lugar, superando el agobio derivado de las rudas peculiaridades de esa Cordillera que implacablemente trató de doblegarlos o desanimarlos, a favor de su impenetrable vegetación, su ríspido relieve y sus brutales condiciones climáticas. En esa dura pugna pudo más el valor y la fe de sus amigos, que la áspera rudeza cordillerana.

Hoy lo lloramos silenciosamente, pues sentimos una mezcla de dolor e impotencia, frente a una fría e invariable realidad de la vida, que consideramos injusta.

Sólo nos queda el grato recuerdo de los instantes compartidos y de su amistad profunda y sincera, cualidades con las que Dios, sólo distingue a sus elegidos.

**Informes realizados por el  
Licenciado Osvaldo M. Diez**

**Publicados:** *Sinopsis estratigráfica de la región de "El Bolsón", provincia de Río Negro*, Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVI (1): 19-28 (1981). En colaboración con Mario A. Zubia.

#### Inéditos en el Servicio Minero Nacional:

1975. Informe y mapas geológico y geoquímico del Proyecto 15AB "Los Menucos" (Río Negro); *Mosaicos*: 4169 - II - D<sub>5</sub> y 4169 - II - C<sub>3</sub>.
- 1974 - 1975 - 1976. Informe y mapas geológico y geoquímico del Proyecto 15AE "Maquinchao" (Río Negro); *Mosaicos*: 4169 - III - 15B; 4169 - III - 16A; 4169 - III - 21B; 4169 - IV - 17B; 4169 - IV - 18A; 4169 - IV - 18B y 4169 - IV - 24A.
- 1974 - 1975. Informe y mapas geológico y geoquímico del Proyecto 15AD "Comallo" (Río Negro); *Mosaicos*: 4169 - III - 6B y 4169 - III - 9B.
- 1975 - 1976 - 1977. Informe y mapas geológico y geoquímico del Proyecto 15 AH "Valcheta" (Río Negro); *Mosaicos*: 4166 - II - D<sub>1</sub>; 4166 - II - D<sub>6</sub> y 4166 - II - C<sub>6</sub>.
1976. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 15AD "Comallo" (Río Negro); *Mosaicos*: 4169 - III - 12B; 4169 - III - 19A; 4169 - III - 12A y 4169 - III - 19B.
1977. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 14AC "Lago Espejo" (Neuquén); *Mosaicos*: 4172 - II - B<sub>3</sub>; 4172 - II - B<sub>4</sub>; 4172 - II - B<sub>2</sub>; 4172 - II - B<sub>1</sub> y 4172 - II - C<sub>1</sub>.
1977. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 15AR "San Eduardo" (Neuquén); *Mosaico*: 4166 - I - B<sub>6</sub>.
1977. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 14AG "Los Chihuidos" (Neuquén); *Mosaicos*: 3969 - III - A<sub>6</sub> y 3969 - III - B<sub>6</sub>.
1978. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 14AC "Lago Espejo" (Neuquén); *Mosaicos*: 4172 - II - D<sub>3</sub> y 4172 - II - D<sub>4</sub>.
1978. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto AG "Los Chihuidos" (Neuquén); Hoja n° 3 Plaza Huincul.
1978. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 15AM "El Bolsón" (Río Negro); *Mosaicos*: 4172 - IV - C<sub>1</sub> y 4172 - IV - C<sub>2</sub>.

1978. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 15AN "Mencué" (Río Negro); *Mosaicos*: B<sub>3</sub>, B<sub>5</sub> y B<sub>4</sub>.
1979. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 15AN "Mencué" Río Negro); *Mosaicos*: B<sub>4</sub> y B<sub>5</sub>.
1979. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 15AL "Lago Mascardi" (Río Negro); *Mosaicos*: 4172 - IV - A<sub>1</sub>; 4172 - IV - A<sub>2</sub>; 4172 - IV - B<sub>1</sub> y 4172 - IV - B<sub>2</sub>.
1979. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 15AI "Chipauquil" (Río Negro); *Mosaico*: 4166 - I - C<sub>5</sub>.
1980. Mapas geológico y geoquímico, s/informe final del Proyecto 15AN "Mencué" (Río Negro); *Mosaico*: 4169 - I - B<sub>6</sub>.
1980. Levantamiento geológico y prospección geoquímica del Proyecto "Tierra del Fuego"; Ea. Harberton, Paso Spion-Kopf, Río Valdez.
1980. Levantamiento geológico de la Hoja 41a, "El Bolsón" (Río Negro); Mapa s/informe final.
1980. Levantamiento geológico parcial de la parte sur de la Hoja 40a, "Cerro Tro-nador" (Río Negro); Mapa s/informe final.
- Buenos Aires, 29 de junio de 1983.

EMILIO GONZÁLEZ DÍAZ

EL NUMERO 2 DE ESTE TOMO  
SE TERMINO DE IMPRIMIR EL 20 DE  
OCTUBRE DE 1983 EN LOS TALLERES  
GRAFICOS ZLOTOPIORO S.A.C.I.F.,  
SARMIENTO 3149, BUENOS AIRES,  
REPUBLICA ARGENTINA

# 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 Nº 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)

- Nº 1 DICCIONARIO GEOLOGICO INGLES-ESPAÑOL, ESPAÑOL-INGLES, J. C. M. Turner (agotado).
- Nº 2 CODIGO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA DEL COMITE ARGENTINO DE NOMENCLATURA ESTRATIGRAFICA (agotado).
- Nº 3 CATALOGO DE EDADES RADIMETRICAS DETERMINADAS PARA LA REPUBLICA ARGENTINA. I. Años 1960-1974. P. N. Stipanovic y E. Linares.
- Nº 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.
- Nº 5 ROCAS PIROCLASTICAS, INTERPRETACION Y SISTEMATICA, M. Teruggi, M. M. Mazzoni, L. A. Spalletti y R. R. Andreis (agotado).
- Nº 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.
- Nº 7 ORDOVICICO ARGENTINO. Guillermo Furque y Alfredo J. Cuerda.
- Nº 8 PALEOAMBIENTES SEDIMENTARIOS EN SECUENCIAS SILICOCLASTICAS, Luis A. Spalletti.
- Nº 9 CATALOGOS DE LOS TRABAJOS PUBLICADOS. I Revista (1946-1978). II Congresos Geológicos Argentinos (1960-1978).
- Nº 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

- Nº 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 2

CORREO ARGENTINO Central B	TARIFA REDUCIDA Concesion Nº 9157
	FRANQUEO PAGADO Concesion Nº 3667

**CONTENIDO**

Controles del metamorfismo y deformación en las parametamorfitas de las cumbres de San Javier	
ALEJANDRO J. TOSSELLI Y J. N. DE TOSSELLI	137
Las lutitas pizarreñas fosilíferas de cerro Dedo y su evolución tectónica: lago La Plata, provincia del Chubut	
VÍCTOR A. RAMOS Y MIGUEL A. PALMA	148
Geología del complejo lagunar Salado Grande de General Lavalle y General Madariaga, provincia de Buenos Aires	
NAURIS V. DANGAVS	161
Comportamiento y caracterización hidráulica del acuífero superficial, en la colonia San Adolfo, partido de Villarino, provincia de Buenos Aires	
A. G. BONORINO Y G. T. ALVAREZ	175
Fosfatos sedimentarios marinos radioactivos en la Formación Salamanca (Terciario inferior), provincia del Chubut	
OTTO MASTTANDREA, HÉCTOR LEANZA, CARLOS HUGO Y CARLOS OBLITAS	185
Petrología de una metariolita en la sierra del Tigre, Tandilia	
JORGE A. DRISTAS	192
Incidencia de la facies metamórfica en la versatilidad carbo-química del mineral de Río Turbio (provincia de Santa Cruz)	
FEDERICO A. J. BERGMANN	201
Distrito minero El Quemado, departamentos La Poma y Cachi, provincia de Salta. I. El Basamento del tramo septentrional de la sierra de Cachi	
MIGUEL A. GALLISKY	209
Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. Parte III. Brazo Campanario, lago Nahuel Huapi	
ANA M. SINIATO, MARÍA S. ALONSO Y GUILLERMO L. AMBROSINI	225
Geología y estratigrafía de la Formación La Tinta (y homólogas) en el área clave de sierra de La Tinta-Barker-Villa Cacique-arroyo Calaveras, provincia de Buenos Aires	
MIGUEL A. LEVERATTO Y HUMBERTO G. MARCHESI	235
Análisis estratigráfico de la Formación Bahía Choiseul, Pérmico de la isla Soledad, Islas Malvinas, República Argentina	
GUILLERMO A. JALFIN Y EDUARDO S. BELLOSI	248
Algunas características geomorfológicas dentro del partido de La Plata (provincia de Buenos Aires)	
FRANCISCO FIDALGO Y OMAR R. MARTÍNEZ	263
<i>Notas Breves</i>	
Anomalías magnéticas en el área de Mar Chiquita, provincia de Buenos Aires	
JOSÉ KOSTADINOFF	280
El género <i>Neopycnodonte</i> Stenzel (Mollusca, Ostreina) en la República Argentina	
ELSA R. DE GARCÍA Y REGINA LEVY	283
<i>Nota necrológica</i>	
LIC. OSVALDO DIEZ	286

**La Asociación Geológica Argentina no se hace responsable de las opiniones y/o conclusiones vertidas por los autores de los trabajos.**