



ISSN 0004-4822

Tomo XXXVII - N° 1
Enero - Marzo
Buenos Aires 1982

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:* LIC. MIGUEL J. HALLER; *Tesorero:* LIC. GUILLERMO TURAZZINI; *Vocales Titulares:* LIC. J. VÍCTOR PLOSKIEWICZ, LIC. EDUARDO ESPISUA, DR. JORGE CANGINI; *Vocales suplentes:* DRA. MILKA K. DE BRODTKORB, DR. LUIS SPALLETTI, LIC. EDUARDO OLIVERO.

REVISTAS Y PUBLICACIONES

Director: DR. FRANCISCO NULLO

Coordinadores: LIC. J. VÍCTOR 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 D. AZ, DR. CARLOS GORDILLO, DR. ENRIQUE LINARES, DR. NORBERTO MALUMLÁN, 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.
Bariloche: Dra. Guida Aliotta, Florida 1033, 8000 Bahía Blanca.
Catamarca: Dr. Gustavo A. Toselli, Casilla de Correo 189, 4700 Catamarca.
Comodoro Rivadavia: Dr. Gerardo Petrarca, Casa 8287, Bº S. Martín Oeste, 9000 C. Rivadavia
Córdoba: Geol. Angel Maza, Las Industrias 1562, D. 7, B. Jardín, 5000 Córdoba.
Chaco: Lic. Ramón Vargas, Av. Sabin, 3500 Resistencia Chaco.
Jujuy: José Andrés Alcalde, Dinamarca 1043, 4600 Jujuy.
La Rioja: Dr. Roberto Zolezzi, C.C. 1538, Plan La Rioja, 5300 La Rioja.
La Plata: Dr. Ricardo Varela, 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.
Mina Aguilar: Pablo Dicindio, Dpto. de Geología, 4634 Mina Aguilar, Jujuy.
Neuquén: Lic. Carlos Gulisano, Comisión Geológica Nº 1, C.C. 25, 8300 Neuquén.
Paraná: Lic. Juan C. Bertolini, Corrientes 476, 3100 Paraná, Entre Ríos.
Plaza Huincul: Dr. Carlos A. Muñoz, Campamento Uno, 8318 P. Huincul.
Rawson: Dr. Héctor Miras, Julio A. Roca 518, 9103 Rawson.
Río Gallegos: Dr. Adolfo Fadrique, Casilla de Correo 246, 9400 Río Gallegos.
Río Turbio: Lic. Juan C. Danderfer, C.C. 147, 9407, Río Turbio, Santa Cruz.
Rosario: Dra. Pierina Pasotti, Av. Pellegrini 494, 2000 Rosario
Salta: Dr. José Antonio 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: Lic. Matilde S. Beresi, Casilla de Correo 231, 5400 San Juan.
San Luis: Dr. Jorge Raúl Fernández Tasende, C.C. 294, 5700 San Luis.
Santa Fe: Dra. Ofelia Tujchneider, Juan de Garay 2912, 3000 Santa Fe.
Santa Rosa: Señor Carlos Juan 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, Bº Independencia, 4000 Tucumán.
Vespucio (Salta): Lic. Juan C. Elissonde, Distr. Geol YPF, 4562 Vespucio.
Zapala: Lic. Mario Omar Gingsins, 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 Bs. Aires
CIRGEO: Dr. Juan P. Spikerman, Ramírez de Velasco 839 (1414).
Comisión Nacional de Energía Atómica: Dra. Mirta Gamba, Libertador 8250 (1429).
Comisión Nacional de Investigaciones Espaciales (F.A.), Dr. Jorge F. 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 Azcué, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, Núñez.
Servicio de Hidrografía Naval: Lic. Roberto A. Violante, Montes de Oca 2124 (1271).
Instituto Nacional de Ciencias y Técnicas Hidráulicas: Lic. Adriana Lafleur, Casilla de Correo 9, Ezeiza, Prov. de Buenos Aires.
Museo Argentino de Ciencias Naturales: Dr. Bruno Baldi, Angel Gallardo 470 (1405).
Obras Sanitarias de la Nación: Dra. Margarita Santos de Bertol, M. T. de Alvear 1842 (1129).
Secretaría de Minería: Lic. María C. Ubaldón, Avda. Santa Fe 1548 (1060).
Yacimientos Carboníferos Fiscales: Dr. Federico Bergmann, Diag. R. Sáenz Peña 1190 (1110).
Yacimientos Petrolíferos Fiscales: Lic. Raúl V. Marinelli, Diagonal Norte 777 (1364).

DELEGADOS EN EL EXTERIOR

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

ISSN 0004-4822

Asociación Geológica Argentina

REVISTA



Tomo XXXVII - N° 1
Enero - Marzo
Buenos Aires 1982

This One



B85U-LJ1-AL6T

ESTUDIO COMPOSICIONAL DE LOS SEDIMENTOS DE FONDO DE LA RIA DE BAHIA BLANCA ENTRE PUERTO CUATREROS Y PUERTO INGENIERO WHITE

E. M. GELOS y J. SPAGNUOLO

Resumen

En el presente trabajo se estudia la composición mineralógica de los sedimentos presentes en un tramo del canal principal de la ría de Bahía Blanca, comprendido entre Puerto Cuatrerros y Puerto Ingeniero White. Se estudiaron las fracciones de tamiz 80, 120 y 170.

Se presentan datos estadísticos sobre la composición sedimentológica de los mismos y se concluye que su composición es principalmente limo arcillosa a arcillo limosa.

Se hace un estudio de los valores porcentuales correspondientes a cada una de las fracciones estudiadas, y se determina la neta preponderancia de la fracción de livianos sobre pesados en todas las muestras.

La composición mineralógica de la fracción livianos revela el predominio de las alteritas y el cuarzo sobre los demás minerales presentes.

La composición mineralógica de la fracción pesados indica la preponderancia de la augita sobre el hipersteno y el alto contenido de opacos en general.

El estudio textural y de madurez mineralógica muestran un marcado grado de inmadurez textural y mineralógica de las fracciones estudiadas.

El cálculo de la densidad en la fracción de pesados no revela ninguna tendencia distributiva o de selección de los mismos.

En cuanto al origen de los sedimentos, se considera que derivan de materiales volcánicos de tipo ácido y básico en la fracción psamítica, mientras que la fracción pelítica correspondería a materiales fluviales de tipo deltaico, proveniente de la sedimentación del río Colorado.

Se concluye que el sedimento ha sufrido varios ciclos de sedimentación, que tienen el carácter de sedimentos de mezcla con una fracción pelítica dominante y una fracción psamítica subordinada de distinta procedencia y que su permanencia en bancos y canales de la ría debe atribuirse a condiciones hidrodinámicas particulares de dicho ambiente.

Introducción

El presente trabajo tiene por objeto dar a conocer el estudio mineralógico realizado sobre sedimentos de fondo en la ría de Bahía Blanca, en el tramo comprendido entre

Abstract

The mineralogical composition of the sediments found in a section of the main channel of Bahía Blanca estuary, comprised between Puerto Cuatrerros and Puerto Ingeniero White, are studied in this work. The sieves fractions numbers 80, 120 and 170 have been studied here.

Statistic data about the sedimentologic composition of them are provided and it has been concluded that their composition is mainly silty clay to clay silty.

A study of the corresponding percentual values of each of the considered fractions is made and absolute preponderance of the light fraction on the heavy ones has been proved for all the samples.

The mineralogical composition of the light fraction reveals the predominance of alterites and quartz on the rest of the mineral present in it.

The mineralogical composition of the heavy fraction indicates the preponderance of the augite on the hypersthene and the high rate of the opaqueness in general.

The textural study and mineralogic maturity show a remarkable degree of textural and mineralogical immaturity of the studied fraction.

The density measurement in the heavy fraction doesn't reveal any distributive tendency or selection of them.

As regards the origin of the sediments it is considered that they derive from volcanic materials of the acid and basic types in the psamitic fraction, whereas the pelitic fraction would correspond to fluvial material of the deltaic type arising from the sedimentation of the Colorado River.

It has been concluded: a) that the sediments have gone under several sedimentary cycles; b) that they have the features of mixed type sediments with a dominant pelitic fraction and a subordinate psamitic fraction of a different origin and that its permanence in the banks and channels of the estuary must be due to particular hydrodynamic conditions of the area.

Puerto Cuatrerros y Puerto Ingeniero White. Tal estudio se efectuó sobre muestras recolectadas en campañas hechas por personal del Instituto Argentino de Oceanografía en

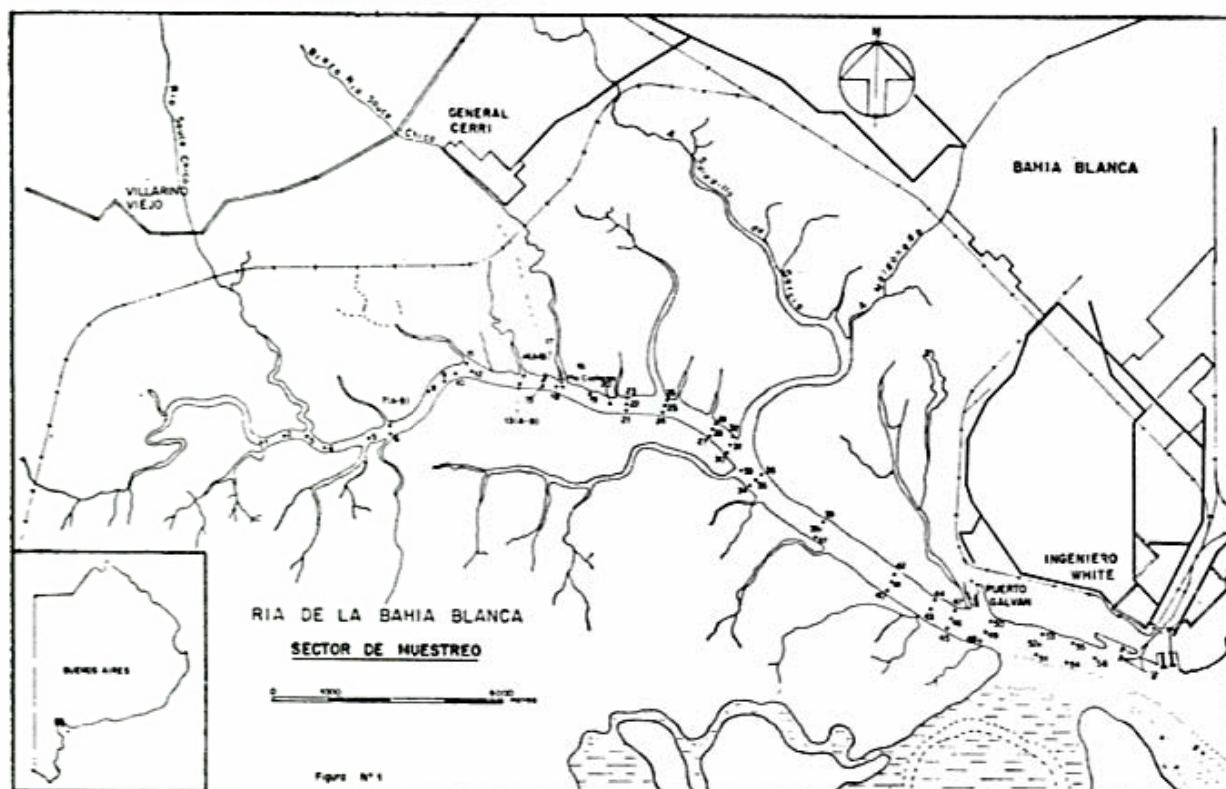


Figura 1

el ámbito de la ría, en cumplimiento del plan BID-CONICET denominado "Dinámica sedimentaria de la ría de Bahía Blanca".

Dado de que dicho plan prevé el estudio integral del área de la ría, se ha considerado de interés presentar resultados parciales en el estudio mineralógico, teniendo en cuenta que el volumen de muestras procesadas permite obtener determinadas conclusiones.

Por otra parte, las muestras estudiadas pertenecen a la parte más interna del denominado "canal principal" y puede considerarse como un módulo de comparación para el resto de dicho canal, así como para los restantes canales secundarios y riachos que integran la ría.

El estudio está centrado dentro de determinados valores intermedios de la fracción arena. La complejidad modal en la distribución de estos sedimentos, atribuible a múltiples factores dinámicos, implica la posibilidad de efectuar consideraciones mineralógicas para diferentes fracciones.

Antecedentes

Son muy escasos los trabajos publicados sobre el tema. Losada y Chaar (1969) describen mineralógicamente sedimentos de

fondo de la ría interior sobre quince muestras extraídas en campañas realizadas en los años 1965 y 1966. Este trabajo, que tiene el carácter de informe preliminar es, sin embargo, el más completo y específico sobre el tema que se haya publicado.

Por su parte Voza y Yun (1972) hacen muy sucinta descripción mineralógica de sedimentos de fondos de la ría, pero no presentan datos sobre zonas de extracción de muestras ni valores porcentuales de distribución.

Los trabajos sobre mineralogía de sedimentos del área más completos que se conocen están referidos a las zonas costeras aledañas, tales como el de Teruggi et al. (1959), Teruggi (1964) y los de Chaar y Angelleli (1964).

Otros trabajos hacen referencia solamente a aspectos estadísticos del sedimento de fondo o del sedimento en suspensión, no considerando su composición mineralógica.

Area de estudio

Fueron estudiadas un total de 59 muestras extraídas en campañas sucesivas de 56 estaciones, distribuidas en el área del canal principal, entre la zona conocida como la curva de Cuatros a los 62°26' de long. O

y las inmediaciones del puerto de Ingeniero White a los $62^{\circ}16'$ de long. O. El tramo comprende aproximadamente unos 16 kilómetros de la porción más interna del canal principal. Ver Figura 1.

Técnicas empleadas

a) Muestreo:

El estudio se realizó sobre muestras previamente procesadas por personal del IADO. La extracción se efectuó con extractor tipo snapper. El programa de muestreo no fue sistematizado, ya que algunas muestras corresponden a perfiles transversales al eje del canal, tomándose tres muestras por perfil, mientras que, en otros casos, se extrajeron muestras puntuales a lo largo de determinadas derrotas de navegación. Esto dificulta la correlación entre muestras de veril y de fondo del canal, si bien se ha intentado realizarla en base a aquellas muestras identificables en tal sentido.

La distancia entre estaciones de muestreo tampoco fue normalizada, oscilando entre los 200 mts y los 1500 mts.

b) Tratamiento de las muestras:

La muestra en bruto se sometió a secado en estufa a temperatura algo inferior a los 100°C . De la misma se separó 100 gr., esta cantidad se sometió a un tamizado en húmedo sobre tamiz 230 para separar las fracciones más gruesas (grava, arena) de las más finas (limo, arcilla). La muestra retenida en tamiza 230, se retamizó posteriormente en seco para separarla en fracciones cada medio grado phi, sobre columna de tamices de normas Tyler y agitados por medio de una agitadora ROTAP. La fracción que pasó al tamiz 230, fue secada tomándose una alícuota de 20 gr. cuando era abundante. Previa eliminación de materia orgánica, la misma fue sometida a dispersión con oxalato de sodio a una concentración 0,01 N en agua destilada, durante dos días aproximadamente. Por períodos de tiempos variados, se procedió a su agitación mecánica con agitador de hélice, llevando a pH alcalino. Por último se determinaron los valores de las fracciones mediante el método del pipeteado, hasta la fracción Phi 8. Todas estas operaciones fueron llevadas a cabo por personal técnico del IADO. Para el presente estudio, sólo se tomaron en consideración las fracciones retenidas en los tamices 80, 120 y 170.

c) Estudio mineralógico:

Para el estudio mineralógico, sólo se utilizaron las fracciones mencionadas en el párrafo precedente y que corresponden a los grados phi entre 2,5 a 3,5. En la casi totalidad de las muestras se usó la fracción 2,5 phi; únicamente se emplearon fracciones menores cuando la cantidad era muy escasa. Tan sólo se utilizaron ocho muestras de la fracción 3,0 phi y 2 de la fracción 3,5 phi. De todas las muestras estudiadas se tomó por lo general 1 gr., si bien, dadas las características modales de estos sedimentos, no fue siempre posible disponer de dicha cantidad utilizándose entonces la que había disponible.

Se procedió a la limpieza de los granos de películas de hierro mediante tratamiento con solución 10 N a 20 N de ácido oxálico con agua destilada. Se hicieron hervir los granos durante 15 a 20 minutos en 20 a 30 cm^3 de solución por gramo de muestra, en presencia de una pequeña placa de aluminio metálico, hasta eliminar el color amarillento de la solución. Luego se lavó con agua destilada en caliente y se secó en estufa. Se repitió la operación el número de veces necesario para eliminar la tinción de la solución de tratamiento (ver Partenoff *et al.* 1970).

La separación en fracciones livianos y pesados se efectuó utilizando broformo ($D = 2,85$) en embudo separador, lavando cada fracción con alcohol etílico luego de separada. Se procedió al pesado de cada fracción y, posteriormente, en la fracción de pesados se separaron los minerales magnéticos con electroimán manual. Esta última operación sólo se realizó en aquellas muestras donde se sospechó la presencia de magnetita. Se determinó igualmente el peso de cada fracción de magnéticos y no magnéticos.

El estudio de los minerales transparentes se hizo utilizando un microscopio ORTHOLUX Pol de Leitz. Los minerales opacos, dada su escasez, no se estudiaron en particular, si bien pudo estimarse utilizando una fuente de luz incidente que correspondía a hematita, magnetita y, muy poco frecuentemente, pirita.

Como técnica auxiliar se procedió en algunos casos al teñido de granos de alteritas para determinar su composición. El método empleado fue el de tratar los granos, previo ataque con ácido fluorhídrico, con soluciones de tiocianato de K y rodizonato de sodio, obteniéndose así una coloración rojo-anaran-

TABLA I.—Valores porcentuales de las diferentes fracciones

Estación	% grava	% arena	% limo	% arcilla
1	15,87	47,89	19,08	17,16
2	22,34	33,85	31,21	12,60
3	—	5,53	46,31	48,16
4	9,03	54,18	20,31	16,48
5	—	22,20	39,72	38,08
6 (S)	1,79	10,41	41,26	46,54
7 (N)	—	5,09	44,79	50,12
8	18,12	54,97	15,13	11,78
9	—	9,45	32,59	57,96
10	17,05	55,03	12,95	14,97
11	—	4,61	47,60	47,79
12	3,96	4,24	39,93	51,87
13 (S)	—	8,13	47,22	44,65
14 (N)	—	34,32	40,95	24,73
15 (S)	—	3,87	43,69	52,44
16 (C)	40,54	31,83	14,00	13,63
17 (N)	20,90	51,54	12,64	14,92
18	—	5,89	45,87	48,24
19	—	12,90	38,81	49,92
20	7,59	62,03	13,38	17,00
21 (S)	0,62	5,76	55,33	38,29
22 (C)	6,61	52,30	18,93	22,16
23 (N)	46,29	34,89	15,82	3,00
24 (S)	3,15	63,87	14,36	18,62
25 (C)	1,67	30,42	25,32	42,59
26 (N)	4,63	36,63	26,56	32,17
27 (S)	—	3,00	49,70	47,30
28 (C)	—	21,28	37,49	41,23
29 (N)	—	27,05	34,80	38,15
30 (S)	—	15,93	55,65	28,42
31 (C)	1,80	14,71	52,76	30,73
32 (N)	—	19,74	56,69	23,57
33	—	11,06	40,21	48,03
34 (S)	—	11,15	53,97	34,88
35 (C)	0,31	10,73	42,15	46,81
36 (N)	—	3,09	52,97	43,94
37 (S)	—	2,53	42,59	54,88
38 (C)	—	12,54	41,93	45,53
39 (N)	0,91	15,32	38,00	45,77
40 (S)	1,73	22,50	33,90	41,87
41 (C)	2,51	41,41	41,24	14,84
42 (N)	2,85	30,05	34,31	32,79
43 (C)	2,26	29,40	28,61	39,73
44 (N)	14,49	14,92	36,03	34,56
45 (S)	—	13,11	41,62	45,27
46 (C)	—	9,98	42,40	47,62
47 (N)	10,77	37,10	30,47	21,66
48 (S)	—	5,27	52,06	42,67
49 (C)	12,37	44,00	24,55	19,08
50 (N)	—	12,85	47,58	39,57
51 (S)	—	27,18	41,54	31,28
52 (C)	—	37,53	46,93	15,54
53 (N)	—	39,54	39,71	20,75
54 (S)	—	16,69	45,94	37,37
55 (N)	—	11,91	48,14	39,95
56	1,43	81,15	9,15	8,27

(S) = sur

(C) = centro

(N) = norte

jada para los feldespatos calco-sódicos y amarillenta para los feldespatos alcalinos. El método es el empelado por Bailey y Stevens (1960).

Metodología de trabajo

Con el objeto de poder establecer pautas de correlación entre las distintas muestras estudiadas, se trató de utilizar un determinado método de trabajo. Particularmente se buscó suplir la falta de sistematización del muestreo, el cual no fue realizado específicamente por los autores para los fines propuestos en el presente trabajo.

Se estableció estudiar en lo posible siempre la misma fracción, lo cual permite en principio, comparar los porcentajes de cada mineral independientemente de su ubicación areal.

La correlación entre muestras del talwed o de los veriles del canal se hizo sobre un número limitado de muestras, que fueron tomadas sobre perfiles transversales identificables.

Todos los valores porcentuales obtenidos fueron ordenados y analizados de acuerdo con su posición cardinal, comenzando por las ubicadas al O en la parte más interna del canal y finalizando por las del E en las proximidades de Ingeniero White.

Análisis granulométrico

El mismo se efectuó sobre valores tomados de las curvas acumulativas calculadas en el laboratorio de Geología Marina del IADO y al sólo efecto de poder dar una idea sobre el tipo de sedimento estudiado. Dichos valores pueden verse en la Tabla I. Lizasoain *et al.* (1979).

La fracción grava está presente solamente en 27 muestras. El porcentaje máximo es del 46,29 % y el mínimo de 0,31 %; la media aritmética sobre el total de muestras es de $\bar{x}_{56} = 4,850$ y la desviación standart es de $\sigma = 9,468$. Las 29 restantes no contienen grava. Cabe señalar que, en estas muestras, la fracción grava está constituida en su casi totalidad por material biogénico, restos de conchillas principalmente.

La fracción arena oscila entre un máximo de 81,15 % a un mínimo de 3,00 %, con una media aritmética de $\bar{x}_{56} = 24,778$ y una desviación standart de $\sigma = 18,926$.

Para la fracción limo el porcentaje má-

ximo es de 55,76 % y el mínimo de 9,15 % con un valor para $\bar{x}_{56} = 36,551$ y de $\sigma = 12,938$.

En cuanto a la fracción arcilla, el porcentaje máximo es del 57,96 % y el mínimo del 3,00 %, siendo $\bar{x}_{56} = 34,156$ y $\sigma = 14,418$.

Del análisis de los valores antes citados se deduce lo siguiente:

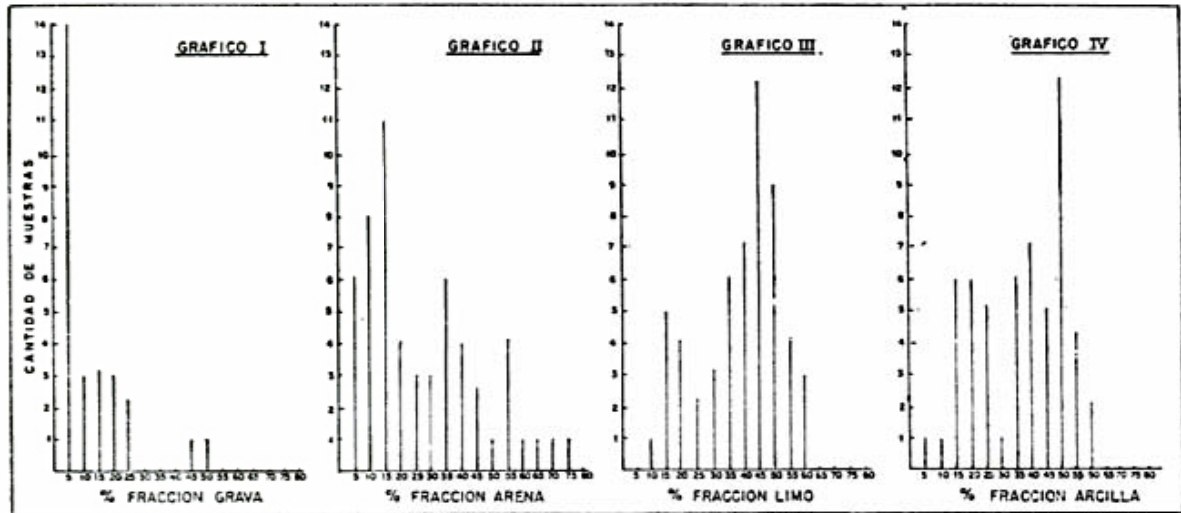
- Todas las muestras revelan una marcada inhomogeneidad en la distribución de cada una de las fracciones consideradas, evidenciada por la fuerte dispersión en la desviación standart.
- La fracción predominante es la correspondiente al limo, siguiéndole muy cercanamente la arcilla. La fracción arena, si bien puede predominar en algunas pocas muestras es, en términos generales, subordinada. El porcentaje menor corresponde a la grava, estando representadas en las muestras donde es abundante por restos de organismos.

Se procedió a relacionar los valores porcentuales en cada fracción con su frecuencia en relación al número de muestras. Se tomaron intervalos de porcentaje de 5 %, distribuyéndose entre dichos intervalos el número de muestras comprendidas en el mismo. Los resultados, que pueden verse en los gráficos 1, 2, 3 y 4, permiten deducir lo siguiente:

- en la fracción grava 29 muestras tienen valores de 0 %. De las restantes el 14 % contiene entre el 0 % y el 5 %.
- en la fracción arena, 23 muestras, o sea el 41,07 % del total de las muestras, posee entre el 10 % y el 20 % de arena.
- en la fracción limo, 28 muestras, o sea el 50 % del total, posee entre un 40 % a un 50 % de limo.
- en la fracción arcilla, 24 muestras, o sea el 42,86 % del total, posee entre el 40 % al 50 % de arcilla.

De lo expuesto se deduce que:

- el mayor valor porcentual de muestras son las que poseen un predominio elevado en el porcentaje de limo y arcilla dentro de un mismo rango de valores, es decir entre un 40 % a un 50 %.



- b) la proporción de muestras que poseen arena, si bien es elevado, tan sólo la contienen en un bajo porcentaje (10 % al 20 %).
- c) respecto a la grava, tanto el número de muestras como el porcentaje en relación al número es muy bajo.
- d) los sedimentos pueden considerarse en consecuencia como predominantemente limo arcillosos o arcillo limosos y, muy excepcionalmente, limo arenosos de acuerdo con Williams *et al.* (1968). Por lo tanto son sedimentos finos a muy finos en su mayoría.

Descripción mineralógica

A continuación se efectúa una breve descripción de las características predominantes en los minerales presentes en las muestras estudiadas.

Dentro del grupo de los minerales livianos encontramos: cuarzo, plagioclasa, ortosa, microclino, sanidina, muscovita; además encontramos vidrio, alteritas y pastas de rocas, así como fragmentos calcáreos de origen biogénico.

En el grupo de los minerales pesados transparentes encontramos: augita, hiperseno, hornblenda común y basáltica (o lamprobolita), rutilo, biotita, zircon, olivino, epidoto, turmalina, granate, enstatita, clinozoisita y monacita.

Entre los opacos se pueden agrupar a los minerales de hierro y a ciertos tipos de alteritas.

A continuación se describen las características de los minerales enunciados:

Cuarzo: predominan los granos redondeados a subredondeados con tendencia general a la alta esfericidad. La determinación del grado de redondeamiento y esfericidad de todos los minerales descriptos se basó en la escala de Powers (1953).

Son incoloros pero la mayoría aparece "sucio" debido a picoteado superficial y a pátina de hierro. Solamente un porcentaje inferior al 50 % de los granos presenta superficies límpidas.

Hay escasos cristales con inclusiones; éstas no son fácilmente determinables, aún cuando se puede decir que predominan las sólidas, algunas de ellas de minerales opacos y, en menor proporción, las fluidas.

Plagioclasa: predominan los granos redondeados de baja esfericidad, pudiéndose observar en algunos cristales bordes rectos de fractura por clivaje. Por lo común se presentan como cristales tabulares o prismáticos con desgaste en sus vértices.

Son incoloras y a veces muestran tonos pardos claros por alteración caolínica.

La macla predominante es la de la albita, aún cuando en escasos números de individuos muestran la macla de Carlsbad y, en otros individuos, no se observa macla.

Se observó un pequeño número de plagioclasas zonales. Las inclusiones, de tipo sólido predominante, son poco frecuentes. En pocos casos se determinaron inclusiones de cuarzo. Puede verse igualmente que, en algunos individuos, las inclusiones se orientan según planos de clivaje.

A los efectos de determinar la composición de la plagioclasa, se aplicó el método de Michel-Levy, aún cuando el número de individuos con condiciones óptimas para la utilización de dicho método era escaso. Los resultados obtenidos son los siguientes:

nillas de clivaje (001). Presentan la clásica figura de sección basal, con un 2V muy pequeño; su índice de refracción es mayor que el del líquido de inmersión ($n = 1,54$).

Vidrio: son fragmentos muy angulosos a angulosos, de tamaños muy diversos. Algu-

Nº muestra	Relación de índice	Angulo de extinción	Composición
6 (S)	$n_{\text{mineral}} < n_{\text{líquido}}$	17°	Ab ₈₆ An ₁₄
13 A (S)	"	6° 5'	Ab ₈₄ An ₁₆
31 (C)	"	11° 5'	Ab ₈₀ An ₂₀
34 (S)	"	10° 5'	Ab ₈₈ An ₁₂
10	"	8°	Ab ₈₆ An ₁₄

$n_{\text{líquido}} = 1,54$

(S) = Sur

(C) = Centro

Tales valores parecen indicar un predominio de plagioclasas ácidas de tipo albitico.

La alteración es muy marcada en algunos individuos.

Ortosa: los granos son en su mayoría muy redondeados a redondeados y de alta esfericidad. Son incoloros a débilmente parduzcos debido a alteración caolínica superficial. Las inclusiones son líquidas y sólidas, a veces orientadas según planos de clivaje. Predominan las sólidas, algunas de ellas opacas y de forma globular.

Microclino: las formas de los granos son subangulosas a subredondeadas, predominando los de alta esfericidad y excepcionalmente, los de muy alta esfericidad.

Presentan todos tonalidades parduzcas por alteración caolínica acentuada, a pesar de lo cual puede observarse el maclado "en arpiller" característico de este mineral.

Sanidina: es de forma subangulosa y con tendencia a la alta esfericidad. Muy pocos presentan formas de tablillas cortas.

Predominan los cristales incoloros o débilmente pardos por alteración. El color de interferencia es uniformemente gris de primer orden y la figura es biáxica negativa con ángulo 2V mediano. El índice de refracción es menor que 1,54.

Algunos individuos presentan superficies craqueladas.

Muscovita: granos de formatos angulosos a subangulosos y esfericidad alta dominante. Son incoloros. Forman paquetes de lami-

nas son verdaderas trizas de vidrio, pudiendo observarse en su contorno y superficie cavidades semiesféricas correspondientes a burbujas. Una proporción de estos fragmentos presenta superficie lisa con fracturas concooidales, mientras que un porcentaje equivalente muestra estructuras acanaladas y agrietadas de tipo fluidal.

Son en general incoloros, aunque algunos granos presentan tonalidades parduzcas, que varían entre tonos claros a oscuros. Son comunes las inclusiones sólidas opacas, que se hacen más abundantes en los vidrios fluidales. El índice de refracción en todos los granos fue inferior al del líquido de inmersión ($n = 1,54$). Esto indica que se trata de vidrios ácidos.

Es de destacar que aproximadamente un 50 % de los trozos de vidrio muestran procesos de desvitrificación. Algunos individuos, por otra parte, presentan una cubierta superficial de tipo arcilloso.

Alteritas: predominan los individuos sobrerredondeados a redondeados. La esfericidad varía en proporciones equivalentes entre los grados altos y bajos.

El color varía de pardo claro a oscuro de acuerdo con el incremento del grado de alteración. Algunos individuos presentan bordes corroídos. Ópticamente no se puede determinar su composición mineralógica, si bien es discernible el carácter feldespático de las mismas. Por esta razón se practicó el método de tinción para feldespatos de Bailey y Stevenson (1960) sobre un total de 178 granos de alteritas de una muestra, obteniéndose los siguientes resultados:

Fragmentos amarillos (Feld. K) ... 17 %
 Fragmentos rojo anaranjados (Plag) 51 %
 Fragmentos incoloros (cuarzo) 32 %

Se observa que la mayoría de los fragmentos alterados corresponden a feldespatos calco sódicos.

Pasta de rocas: bajo esta denominación se reúnen aquellos granos que tienen características similares a las alteritas, de las que puede distinguírselas en base a un tipo de extinción particular y un color pardo grisáceo característico. En general presentan un elevado grado de alteración, lo que impide reconocer el tipo de textura y composición de estas pastas. En cuanto a la extinción, cuando es observable, es del tipo "en mosaico", lo que indica la presencia de varios individuos minerales en el mismo grano. Los colores de interferencia son asimismo de orden muy variado, entre el primero y el segundo orden.

Fragmentos calcáreos: estos aparecen en proporciones muy variadas en las diferentes muestras. Predominan los de tipo anguloso. Las formas son muy diversas, ya que se trata de fragmentos de valvas en su mayoría.

Existe aproximadamente un 15 % de fragmentos que corresponden a restos de tecas con presencia de tabiques divisorios bien visibles. Son bien redondeados y de alta esfericidad. Es probable que se trate de Briozoarios correspondientes tentativamente al género *Membranipora sp.* (Farinatti, comunicación personal).

Todos los fragmentos calcáreos en general están constituidos por calcita muy fina y, al microscopio, aparece como un material de comportamiento isótropo, con puntos brillantes.

Augita: son granos redondeados a bien redondeados, predominando la baja esfericidad, con formas alargadas y con pocos individuos que tienden a la alta esfericidad. Algunos pocos ejemplares tienen formas astillosas con bordes irregulares.

Los colores son variados dentro de los tonos del verde claro al oscuro; este último es el más frecuente. El pleocroísmo es nulo a muy débil en las augitas más pardas. Las inclusiones son sólidas y fluidas. En algunos cristales se observó maclado de tipo polisintético. Es común observar zonación y, en algunos individuos, es identificable la zonación tipo reloj de arena (hourglass).

Hipersteno: se presenta como granos alargados, de buen redondeamiento pero de baja esfericidad. Existen asimismo algunos individuos definidamente euadrados. Hay muy escasos cristales con tendencia a la alta esfericidad.

Se presenta en tonos pardos verdosos, pardos rojizos a verdes amarillentos con pleocroísmo evidente. Muestran comúnmente bordes alterados y abundantes inclusiones tanto sólidas opacas como fluidas; las primeras de formas prismáticas y las segundas, predominante, son esféricas. A veces se orientan en la dirección del clivaje.

El tamaño de los granos es, en algunas muestras, algo menor que el del resto de la fracción.

Hornblenda común: predominan las formas tabulares con buen redondeamiento y baja esfericidad; a veces sus extremos tienen fractura astillosa.

Los tonos se reparten en variedades pardas y verdes; las primeras son marcadamente pleocroicas entre el pardo oscuro al pardo amarillento.

En algunos ejemplares se observan inclusiones.

Normalmente el ángulo de extinción medido osciló en los 20°.

Hornblenda basáltica (lamprobolita): son ejemplares redondeados a bien redondeados, con esfericidades variables entre las altas y bajas, en proporciones equivalentes. Los individuos suelen presentar sus extremos con bordes astillosos.

Sus colores tienen un intenso pleocroísmo entre el pardo rojizo y el pardo negruzco. La extinción es aproximadamente recta.

Granate: los granos varían de subangulosos a redondeados y tanto de alta como de baja esfericidad; estos últimos son más abundantes.

Tienen superficies muy irregulares con fracturas concoidales, desgastados, globulosos y con saltaduras de clivaje.

Los colores predominantes varían entre el rosado, rojizo, anaranjado y grisáceo pálido. Son isótropos.

Epidoto: son por lo común de buen redondeamiento; la esfericidad es de buena a intermedia.

Predominan los tonos verdosos débiles y, con menor frecuencia, se observan individuos más planos de tonos blanquecinos débilmen-

te verdosos. Su superficie presenta marcada variación, desde lisos a rugosos y acanalados.

Se pudo observar la típica figura de interferencia (compass needle) que caracteriza a este mineral en los sedimentos.

Enstatita: las formas son redondeadas a bien redondeadas, con mayor abundancia de granos de baja esfericidad.

Son débilmente pleocroicos entre tonos verdosos a verdes amarillentos.

Se distinguen del hipersteno por su pleocroísmo más débil y de tonalidades diferentes y su figura biáxica positiva.

Biotita: se observaron granos desde subangulosos hasta subredondeados. A veces aparecen placas de mayor tamaño con tendencia a la esfericidad alta.

El pleocroísmo varía del amarillo anaranjado a rojo anaranjado.

Las secciones corresponden a apilamientos de laminillas de clivaje basal (001). Algunos individuos muestran fracturación superficial.

Olivino: los granos se presentan desde bien redondeados a redondeados, con esfericidades tanto altas como bajas.

Son incoloros a levemente blanquecinos y grisáceos, de alta birrefringencia y extinción recta.

Turmalina: se presentan en cristales prismáticos bien euedrales y también en granos bien redondeados de alta esfericidad.

Presentan muy fuerte pleocroísmo, con colores que varían del pardo oscuro al negro, así como también del pardo rosado al rojizo negruzco.

Rutilo: se presenta en prismas cortos subredondeados y de baja esfericidad. Se puede observar pleocroísmo desde el tono rojo sangre al pardo intenso casi negro.

Puede verse que aparece estriación superficial y, en algunos cristales, un marcado craquelamiento.

Clinzoisita: los granos de este mineral son redondeados de esfericidades medias a bajas.

Presentan colores característicos verde amarillentos muy claros, sin pleocroísmo y con ángulo de extinción pequeño.

Zircon: sólo se reconoció un escaso número de individuos prismáticos pequeños.

El color es esencialmente verdoso y presenta elevado relieve y extinción recta.

Monacita: se presentó un único individuo pequeño, bien redondeado y de alta esfericidad.

El color amarillento grisáceo, de elevado relieve.

Minerales opacos: en general estos minerales se presentan en las muestras de tamaño algo menor que el resto de la fracción. Son abundantes los granos bien redondeados de alta esfericidad, aunque en algunos casos es posible observar prismas cortos bien conservados.

La fracción magnética se separó con un electroimán manual en aquellas muestras en que se hallaba presente atribuyéndose en su totalidad a magnetita. No se efectuó una identificación mineralógica detallada dentro de los opacos.

También se han incluido dentro de este grupo a aquellas alteritas que, por su alto contenido de hematíes, tienen un comportamiento óptico similar a los opacos.

Distribución mineralógica porcentual de las fracciones estudiadas

La distribución mineralógica porcentual se estudió en las fracciones de minerales livianos y pesados respectivamente. Los valores obtenidos para cada mineral dentro de cada fracción se presentan en la Tabla I.

Dichos valores se han encolumnado en orden sucesivo de modo tal que, de izquierda a derecha, se encuentran los correspondientes a las estaciones de muestreo desde el oeste hacia el este. A su vez en cada perfil transversal se ordenaron las muestras en su ubicación respectiva en el sentido Sur-Centro-Norte.

Debe señalarse que para normalizar la técnica de trabajo y poder obtener resultados comparables, se trabajó siempre que fue posible con la fracción retenida en el tamiz 80. En algunos casos dicho material fue insuficiente, por lo que se utilizaron las fracciones retenidas en tamiz 120 y 170. Sobre un total de 59 muestras estudiadas, 49 corresponden a la fracción 80, mientras que 8 corresponden a la 120 y 2 a la 170.

Por esta razón se le puede atribuir un mayor significado a las conclusiones sobre valores mineralógicos porcentuales obtenidos a partir de la fracción 80, sirviendo los valores

TABLA II. — Distribución mineralógica porcentual de la fracción livianos

Malla Tamiz 80		Malla Tamiz 120		Malla Tamiz 170	
Mineral	%	Mineral	%	Mineral	%
Alteritas	49,30	Alteritas	33,95	Vidrio	76,40
Cuarzo	13,71	Vidrio	29,93	Alteritas	8,35
Plagioclasa	8,94	Cuarzo	9,46	Cuarzo	5,65
F. calcáreos	8,12	Pasta roca	5,53	Pasta roca	3,85
Vidrio	7,80	F. calcáreos	5,43	Muscovita	2,70
Feldespato K	6,58	Feldespato K	5,20	Plagioclasa	2,15
Pasta roca	4,32	Plagioclasa	5,17	F. calcáreos	0,90
Microclino	0,56	Muscovita	4,65	Feldespato K	0,00
Muscovita	0,43	Sanidina	0,44	Microclino	0,00
Sanidina	0,11	Microclino	0,24	Sanidina	0,00

de las otras fracciones como patrones de referencia y comparación.

FRACCIÓN LIVIANOS

En la Tabla II pueden verse los resultados obtenidos para esta fracción:

Tanto en la fracción 80 como en la 120 el componente predominante es la alterita, cuyos valores porcentuales oscilan entre un 40 % a un 60 % del total, mientras que en la 170 predomina el vidrio, con el 75 % del total.

De los minerales presentes, el cuarzo es el primero en importancia en la fracción 80, mientras que en la 120 y 170 disminuye.

La plagioclasa le sigue en importancia, siendo más abundante en la fracción 80 con un promedio de casi el 9 % y va disminuyendo en las fracciones 120 y 170.

En el gráfico V se comparan los valores de los tres componentes predominantes de la fracción 80, pudiendo observarse lo siguiente:

- las alteritas predominan netamente sobre el cuarzo y la plagioclasa y su variación, muy irregular hasta la estación 15, se hace dentro de los valores más constantes a partir de dicha estación.
- el cuarzo predomina sobre la plagioclasa y lo hace en forma más marcada a partir de la estación 13A. En general muestra una tendencia a aumentar en dirección al este.
- la plagioclasa, siempre subordinada al cuarzo, muestra tendencias de varia-

ción similares a este mineral. Sólo en las estaciones 3, 13A 23 y 29 muestran una leve preponderancia sobre aquél.

Los demás minerales presentes pueden considerarse como minerales trazas, entendiéndose por tales a los que están presentes en un porcentaje inferior al 1 %. En la fracción 80 se comportan como tales el microclino, la muscovita y la sanidina. Constituye una excepción la muscovita la cual aumenta en proporción promedio hacia la fracción 120 y vuelve a disminuir en la fracción 170. El microclino y la sanidina se encuentran ausentes en la fracción 170.

Las pastas de rocas se presentan en valores porcentuales bajos con oscilaciones aproximadamente constantes en las tres fracciones de tamices.

En cuanto a los fragmentos calcáreos, sus valores porcentuales decrecen de un 8,10 % en la fracción 80 a valores trazas en la fracción 170. Se calculó asimismo la media aritmética de los valores porcentuales de los componentes de la fracción de livianos, cuyos resultados se mencionan a continuación en la Tabla III.

A partir de estos valores se estimó también dentro de qué valores promedio se ubican el número dominante de muestras para cada mineral.

FRACCIÓN PESADOS

En la Tabla IV, se compendian los valores porcentuales correspondientes a esta fracción para los tamices 80, 120 y 170.

De los componentes minerales, la augita predomina sobre el hipersteno en las frac-

TABLA III. — Media aritmética porcentual de la fracción luvianos

Mineral	Malla Tamiz	Media aritmética porcentual (\bar{X} %)	Valor de n_m
Cuarzo	80	13,71	19 (10 % - 15 %)
	120	9,46	4 (5 % - 10 %)
Alteritas	80	49,30	12 (45 % - 50 %)
	120	33,95	3 (15 % - 20 %)
Plagioclasas	80	8,94	24 (5 % - 10 %)
	120	5,17	4 (5 % - 10 %)
F. calcáreos	80	8,12	19 (5 % - 10 %)
	120	5,43	3 (5 % - 10 %)
Vidrio	80	7,80	19 (0 % - 5 %)
	120	29,30	2 (35 % - 40 %)
Feldespato K	80	6,58	20 (0 % - 5 %)
	120	5,20	4 (0 % - 5 %)
Pasta roca	80	4,32	22 (0 % - 5 %)
	120	5,53	3 (5 % - 10 %)
Microclino	80	0,56	30 (0 % - 5 %)
	120	0,24	2 (0 % - 5 %)
Muscovita	80	0,43	10 (0 % - 5 %)
	120	4,65	3 (5 % - 10 %)
Sanidina	80	0,11	4 (0 % - 5 %)
	120	0,44	3 (0 % - 5 %)

Valor de n_m : mayor número de muestras contenidas en intervalos de 5 %.

ciones 80 y 120, con altos valores porcentuales, mientras que este último ocupa el primer lugar en la fracción 170.

La hornblenda por su parte, junto con la lamprobolita, tiene valores promedios bajos, que aumentan hacia la fracción 120 y disminuyen algo en la 170.

En el Gráfico VI se presentan comparativamente los valores porcentuales de los tres componentes principales de la fracción 80, conjuntamente con los minerales opacos. Se advierte que:

- la augita muestra un marcado predominio, con una distribución sumamente irregular; sin embargo se observa una leve tendencia a disminuir de este a oeste.
- los opacos, que le siguen en importancia, se distribuyen muy irregularmente, con dos picos marcados, uno en la estación 7A y otro en la 41.

c) el hipersteno, que es muy subordinado a la augita, comienza con valores muy bajos para incrementar hacia la estación 14 y luego variar entre límites más o menos constantes.

d) la hornblenda, juntamente a la lamprobolita, es sumamente escasa hasta la estación 20, a partir de la cual muestra un leve crecimiento oscilando en valores oscilando en valores más o menos constantes.

Son significativos los valores del granate los cuales disminuyen del 9,02 % en la fracción 80 al 0,50 % en la fracción 170.

Los demás minerales pesados, que son muy variados, alcanzan valores porcentuales que, en general, son muy bajos, pudiendo llegar a encontrarse ausentes en algunas de las fracciones estudiadas. Por otra parte su comportamiento no muestra tendencias destacables.

Los minerales opacos que, en este caso,

TABLA IV. — Distribución mineralógica porcentual de la fracción pesados

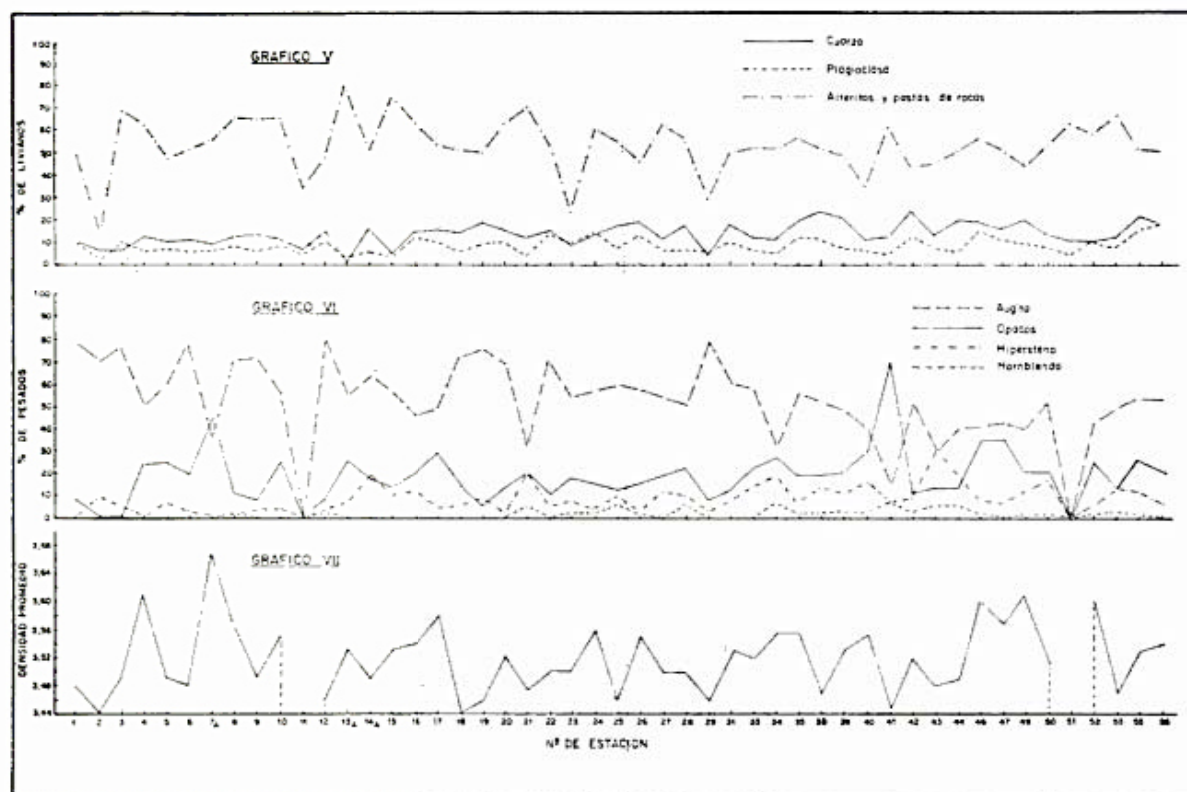
Malla tamiz 80		Malla tamiz 120		Malla tamiz 170	
Mineral	%	Mineral	%	Mineral	%
Augita	55,44	Augita	44,94	Hipersteno	45,50
Opacos	19,57	Hipersteno	21,10	Opacos	23,10
Granate	9,02	Opacos	17,78	Augita	15,85
Hipersteno	8,90	Hornblenda	6,32	Epidoto	5,20
Epidoto	2,47	Lamprobolita	3,67	Lamprobolita	4,50
Hornblenda	1,69	Granate	3,34	Rulito	1,95
Lamprobolita	0,71	Enstatita	1,38	Hornblenda	1,90
Turmalina	0,48	Epidoto	0,70	Biotita	1,40
Biotita	0,47	Biotita	0,38	Granate	0,60
Enstatita	0,46	Turmalina	0,13	Enstatita	—
Olivino	0,45	Circón	0,13	Clinozoisita	—
Rulito	0,20	Monacita	0,13	Turmalina	—
Circón	0,09	Clinozoisita	—	Olivino	—
Clinozoisita	0,02	Rulito	—	Circón	—
Monacita	—	Olivino	—	Monacita	—

TABLA V. — Media aritmética porcentual de la fracción pesados

Mineral	Malla Tamiz	Media aritmética porcentual (\bar{x} %)	Valor de n_n
Augita	80	55,44	8 (55 % - 60 %)
	120	44,94	2 (40 % - 45 %)
Opacos	80	19,57	9 (15 % - 20 %)
	120	17,78	3 (15 % - 20 %)
Granate	80	9,02	15 (5 % - 10 %)
	120	3,34	3 (0 % - 5 %)
Hipersteno	80	8,90	15 (5 % - 10 %)
	120	21,10	3 (20 % - 25 %)
Epidoto	80	2,47	16 (0 % - 5 %)
	120	0,70	1 (0 % - 5 %)
Hornblenda	80	1,69	17 (0 % - 5 %)
	120	6,32	4 (5 % - 10 %)
Lamprobolita	80	0,71	8 (0 % - 5 %)
	120	3,67	3 (0 % - 5 %)
Turmalina	80	0,48	10 (0 % - 5 %)
	120	0,13	1 (0 % - 5 %)
Biotita	80	0,47	7 (0 % - 5 %)
	120	0,38	1 (0 % - 5 %)
Enstatita	80	0,46	6 (0 % - 5 %)
	120	1,38	1 (0 % - 5 %)
Olivino	80	0,45	11 (0 % - 5 %)
	120	—	—
Rulito	80	0,20	9 (0 % - 5 %)
	120	—	—
Circon	80	0,09	2 (0 % - 5 %)
	120	0,13	1 (0 % - 5 %)
Clinozoisita	80	0,02	1 (0 % - 5 %)
	120	—	—
Monacita	80	—	—
	120	0,13	1 (0 % - 5 %)

TABLA VI. — *Distribución porcentual de las fracciones de pesados y livianos*

Estación	1	2	3	4	5	6 (S)	7A (N)	7B (N)	8
Livianos	98,10	99,47	95,55	95,90	99,70	99,50	99,40	97,60	97,70
Pesados no magnéticos	1,90	0,53	4,45	4,10	0,30	0,50	0,60	2,40	1,70
Pesados magnéticos									0,60
Estación	9	10	11	12	13A (S)	13B (S)	14A (N)	14B (N)	15 (S)
Livianos	98,80	98,17	100,0	98,29	98,29	99,42	99,70	99,30	99,10
Pesados no magnéticos	1,20	1,83	0,0	0,90	1,71	0,58	0,30	0,70	0,90
Estación	16 (C)	17 (N)	18	19	20	21 (S)	22 (C)	23 (N)	24 (S)
Livianos	97,40	98,40	99,53	99,03	99,05	99,1	94,20	99,00	96,84
Pesados no magnéticos	2,60	1,60	0,47	0,97	0,95	0,9	5,50	1,00	3,16
Pesados magnéticos							0,30		
Estación	25 (C)	26 (N)	27 (S)	28 (C)	29 (N)	30 (S)	31 (C)	32 (N)	33
Livianos	99,68	97,94	99,70	99,38	99,20	99,80	99,25	99,60	99,61
Pesados no magnéticos	0,32	2,00	0,30	0,62	0,80	0,20	0,75	0,40	0,39
Pesados magnéticos		0,06							
Estación	34 (S)	35 (C)	36 (N)	37 (S)	38 (C)	39 (N)	40 (S)	41 (C)	42 (N)
Livianos	99,85	98,37	99,11	98,05	99,04	98,70	99,59	99,93	98,08
Pesados no magnéticos	0,15	1,63	0,89	1,95	0,96	1,30	0,41	0,07	1,92
Estación	43 (C)	44 (N)	45 (S)	46 (C)	47 (N)	48 (S)	49 (C)	50 (N)	51 (S)
Livianos	99,01	98,97	98,41	97,68	98,80	100,0	96,27	99,26	96,22
Pesados no magnéticos	0,89	1,03	1,59	2,32	1,02	0,0	3,73	0,74	2,70
Pesados magnéticos	0,10				0,18				1,08
Estación	52 (C)	53 (N)	54 (S)	55 (N)	56				
Livianos	97,79	98,76	98,34	99,18	99,00				
Pesados no magnéticos	2,21	1,24	1,66	0,82	1,00				



comprenden también a las alteritas que se comportan ópticamente como tales, mantienen sus valores porcentuales bastante significativos, dentro de términos relativamente constantes dentro de las fracciones estudiadas.

Igualmente se efectuó el cálculo de la media aritmética porcentual de cada especie mineral y se consideró el número de muestras que se encuentra dentro del intervalo dominante. Los resultados pueden verse en la Tabla V.

COMPARACIÓN DE LOS PORCENTUALES EN PESO DE AMBAS FRACCIONES

En la Tabla VI puede observarse que el porcentaje en peso de los minerales livianos es netamente superior al de los pesados.

Se determinó que el promedio en peso de los livianos disminuye de un 99,70 % en la fracción 170 a un 98,54 % en la fracción 80, mientras que el de los pesados aumenta proporcionalmente.

Tales observaciones permiten considerar que:

- a) los sedimentos estudiados contienen una fracción arenosa clara con muy bajo porcentaje de minerales pesados.

- b) no se cumple la condición de que los minerales pesados aumentan hacia la fracción más fina.

Dentro de la fracción de pesados se trató de discriminar en lo posible la presencia de minerales magnéticos y su valor porcentual en peso. Para ello se separó a dichos minerales en las pocas muestras en que se hallaban presentes; estos valores pueden observarse en la Tabla VI. Con el fin de estimar su abundancia relativa dentro de la fracción de pesados, se calculó el porcentaje de los magnéticos, considerando el 100 % de pesados. Estos valores pueden verse en la Tabla VII.

TABLA VII.— Distribución porcentual de minerales magnéticos

Estación	% Magnéticos +
8	26,09
22 (C)	5,57
26 (N)	2,44
43 (C)	9,78
47 (N)	15,00
51 (S)	28,61

+ Calculados sobre 100 % de pesados.

Se observa que, en general, el promedio es relativamente bajo ya que la media aritmética es del 14,58 %. La dispersión es, sin embargo, bastante alta.

De lo expuesto y teniendo en cuenta el escaso número de muestras que poseen minerales magnéticos, puede afirmarse que estos sedimentos son muy pobres en tales minerales.

Determinación de la densidad

Con el objeto de establecer la influencia de los movimientos de corriente sobre la distribución de los minerales pesados, se procedió a la determinación de la densidad promedio de los mismos. El procedimiento empleado es similar al utilizado por Mazzoni (1977), tomando como válidas sus consideraciones para el cálculo de la densidad. En este trabajo se consideraron en su conjunto,

a los objetos de cálculo, a todos los minerales pesados presentes, tanto traslúcidos como opacos, pertenecientes a la fracción 80. Estos últimos se incluyen por considerarse que son alteritas que se comportan como opacos en su gran mayoría; para determinar su densidad media, se supuso que todos los opacos están integrados por un 5 % de hematita y magnetita ($D = 5,00$), mientras que el 95 % restante se le asignó una densidad $D = 3,70$, por considerar que son granos alterados de augita e hipersteno recubiertos con pátina de hierro. La densidad promedio determinada en ese caso es de D opacos = 3,80.

Para la determinación de la densidad de los traslúcidos se tomó el promedio de los valores de densidad dados por Milner (1962), Parfenoff et al. (1970) y Klockmann y Ramdohr (1961). Los valores pueden verse en la Tabla VIII.

TABLA VIII. — Distribución de la densidad media de la fracción pesados para cada estación

Estación	1	2	3	4	5	6 (S)	7A (N)	7B (N)	8
Densidad media	3,48	3,44	3,49	3,61	3,49	3,48	3,67	3,47	3,57
Estación	9	10	11	12	13A (S)	13B (S)	14A (N)	14B (N)	15 (S)
Densidad media	3,47	3,55	—	3,46	3,53	3,48	3,49	3,51	3,53
Estación	16 (C)	17 (N)	18	19	20	21 (S)	22 (C)	23 (N)	24 (S)
Densidad media	3,54	3,58	3,44	3,46	3,52	3,47	3,50	3,50	3,56
Estación	25 (C)	26 (N)	27 (S)	28 (C)	29 (N)	30 (S)	31 (C)	32 (N)	33
Densidad media	3,46	3,55	3,50	3,50	3,46	3,54	3,53	3,52	3,52
Estación	34 (S)	35 (C)	36 (N)	37 (S)	38 (C)	39 (N)	40 (S)	41 (C)	42 (N)
Densidad media	3,55	3,55	3,52	3,45	3,47	3,53	3,55	3,45	3,52
Estación	43 (C)	44 (N)	45 (S)	46 (C)	47 (N)	48 (S)	49 (C)	50 (N)	51 (S)
Densidad media	3,48	3,49	3,47	3,60	3,57	—	3,61	3,51	—
Estación	52 (C)	53 (N)	54 (S)	55 (N)	56				
Densidad media	3,60	3,47	3,49	3,53	3,54				

El cálculo para cada estación se efectuó de acuerdo a la siguiente fórmula:

$$D_{\text{pesados}} = \frac{\%m \cdot Dm}{100}$$

%m: porcentaje en peso de cada mineral

Dm: densidad promedio de cada mineral

De acuerdo al gráfico VII puede observarse que no existe ninguna tendencia clara en cuanto al comportamiento dinámico de los minerales pesados. Sin embargo se pueden hacer algunas consideraciones al respecto a saber:

- a) hasta la estación 11, donde no hay pesados, la distribución es muy irregular; en cambio entre las estaciones 12 a 44 la variación se hace entre valores más o menos constantes. A partir de la estación 46 tales valores se hacen nuevamente muy irregulares.
- b) la falta de tendencia distributiva por factores dinámicos de magnitudes tan considerables como lo son los que actúan en la ría, pueden relacionarse quizá con varias causas, a saber:
 - 1) escasa cantidad de pesados en la totalidad de los sedimentos presentes (el 1 % promedio) lo que dificultaría su selección por factores dinámicos.
 - 2) posibilidad de que los movimientos de flujo y refluo de marea en el canal creen condiciones hidrodinámicas inadecuadas para una buena selección, ya que no admitiría el desplazamiento en un sólo sentido de corriente, como sería en un río por ejemplo.
 - 3) la posibilidad de que la distribución y selección de los minerales pesados se vea dificultada por factores humanos (dragado del canal, circulación de embarcaciones de gran calado, etc.).

De todas maneras es muy sorprendente que, en un ámbito de dinámica de marea tan acentuada como es la ría, no se produzca una más definida selección en los minerales pesados. Quizá una compleja combinación de los factores antes enunciados contribuyen en tal sentido.

Consideraciones mineralógicas

Resulta de singular importancia poder establecer la procedencia del material sedimen-

tario que se deposita en los canales y riachos de la ría de Bahía Blanca. El estudio mineralógico efectuado en este trabajo permite formular algunas consideraciones al respecto.

En términos generales los autores coinciden con la opinión de Teruggi et al (1959) y Teruggi (1964). Se considera igualmente que no deben destacarse las ideas expresadas al respecto por Mazzoni (1977), en particular en lo que se refiere a la contribución de las areniscas rionegrenses a la formación de estos sedimentos.

Debemos señalar además algunas características texturales y composicionales del sedimento del fondo de la ría de especial significación, a saber:

- 1) desde el punto de vista textural cabe señalar que estos sedimentos revelan una participación limo-arcillosa predominante en la mayoría de las muestras. Difiere en este sentido de las áreas litorales, donde abunda la fracción psamítica. Pocas muestras son decididamente arenosas y, en pocos casos, predomina la grava. Dicha grava, al igual que en las arenas litorales, está compuesta por restos de conchillas (calcáreo biogénico). Es probables que esta característica textural se relacione con una depositación más tranquila en el ámbito de la bahía. No queda claro sin embargo, el origen de los limos y arcillas que, en forma de bancos, se acumulan en el área de la ría. Quizá pueda sospecharse que su procedencia se vincule a procesos de erosión y transporte que actúa sobre antiguos depósitos deltaicos que, a partir del río Colorado, se extienden hacia el norte hasta las proximidades de Mayor Buratovich.
- En este aspecto podemos agregar a lo ya expuesto por Mazzoni (op. cit.) que en el ámbito de la ría de Bahía Blanca adquieren relevancia aportes vinculados con depósitos litorales deltaicos del río Colorado, cuya remoción y depositación está relacionada a factores dinámicos propios de la ría.
- 2) la relación de minerales livianos a pesados presenta un incremento notable de los primeros con respecto a los sedimentos litorales, tanto hacia el sur de Bahía Blanca como hacia el este en dirección a Monte Hermoso. El porcentaje en peso alcanza para los livianos

TABLA IX. — Valores del índice de madurez mineralógica

Estación	1	2	3	4	5	6 (S)	7A (N)	7B (N)	8
Índice de madurez	0,957	1,900	0,618	1,666	1,167	1,646	1,270	1,069	1,295
Estación	9	10	11	12	13A (S)	13B (S)	14A (N)	14B (N)	15 (S)
Índice de madurez	1,751	1,134	1,250	1,471	0,664	2,583	3,034	1,886	1,474
Estación	16 (C)	17 (N)	18	19	20	21 (S)	22 (C)	23 (N)	24 (S)
Índice de madurez	1,028	1,188	2,182	1,680	1,456	1,627	1,072	0,897	0,968
Estación	25 (C)	26 (N)	27 (S)	28 (C)	29 (N)	30 (S)	31 (C)	32 (N)	33
Índice de madurez	2,499	1,400	1,488	2,155	0,892	5,417	1,701	1,548	1,750
Estación	34 (S)	35 (C)	36 (N)	37 (S)	38 (C)	39 (N)	40 (S)	41 (C)	42 (N)
Índice de madurez	2,335	1,555	4,425	2,250	2,055	2,466	1,635	2,624	2,286
Estación	43 (C)	44 (N)	45 (S)	46 (C)	47 (N)	48 (S)	49 (C)	50 (N)	51 (S)
Índice de madurez	1,999	4,444	1,667	1,300	1,388	1,252	2,334	2,142	2,289
Estación	52 (C)	53 (N)	54 (S)	55 (N)	56				
Índice de madurez	1,000	1,824	1,399	1,541	0,962				

Promedio fracción 80: 1,534

Promedio fracción 120: 1,830

Promedio fracción 170: 2,628

en la fracción 80 el 99,70 % de promedio sobre 49 muestras. Esto parece indicar que las condiciones hidrodinámicas de la ría son más favorables a esta alta concentración de minerales livianos.

- 3) la distribución composicional de las fracciones de minerales livianos y pesados es coincidente con la señalada por Teruggi et al (op., cit.). Comprende un gran predominio de minerales inestables primarios en ambas fracciones, de acuerdo con Pettijohn (1949), con una menor proporción de estables primarios y secundarios y de origen biogénico.
- 4) la composición mineralógica de la fracción livianos revela una neta pre-

ponderancia de las alteritas. Entre los minerales, el cuarzo presenta un moderado predominio sobre la plagioclasa (ver gráfico IV). El índice de madurez mineralógica (Pettijohn, op., cit.) varía entre 0,664 a 4,444 para la fracción 80, siendo su promedio de 1,534. Sus valores figuran en la Tabla IX.

El índice de madurez se incrementa para las fracciones 120 y 170 siendo de 1,830 y 2,628, respectivamente. De esta manera los valores mencionados revelan un marcado grado de inmadurez mineralógica. Cabe señalar que estos sedimentos, en contraposición con los sedimentos de playa de la costa bonaerense, presentan también un carácter marcado de inmadurez textural,

evidenciado por un coeficiente de selección de 2.64 que, de acuerdo con Folk y Ward (1957), corresponde a un sedimento muy pobremente seleccionado. Esto se relaciona evidentemente con el alto contenido de elementos pelíticos en los sedimentos de la ría cuyo posible origen ya se ha mencionado en párrafos anteriores.

Sin embargo, un destacable indicio de madurez textural en la fracción psamítica de estos sedimentos estaría dado por el marcado coeficiente de redondamiento de los componentes mineralógicos allí presentes, que varía de bueno a muy bueno de acuerdo a la escala de Powers (op., cit.). Existe entonces la presunción de que éstos son sedimentos de mezcla, por lo que resultaría correcta la hipótesis de Teruggi (op., cit.) en el sentido de que el aporte del río Colorado queda enmascarado con el aporte proveniente de otros ambientes de la costa, particularmente en lo que respecta al material psamítico.

- 5) La composición mineralógica de la fracción pesados revela un acentuado predominio de la augita sobre el hipersteno. Esta diferencia tiende a ser menos apreciable hacia las proximidades del puerto de Ingeniero White. Muy escasa es la participación de los anfíboles. En cuanto a los opacos, que en este caso comprende también los alterados con tales características, muestran un moderado predominio sobre el hipersteno, con una cierta tendencia de crecimiento hacia el sector oriental de la zona estudiada (ver gráfico V). Todos los demás componentes participan con muy escasa proporción en relación con los componentes principales, aunque debemos destacar la elevada cantidad de granate dentro de la fracción 80 y del epidoto en la 170 (ver Tabla IV).
- 6) En cuanto a la comparación de la fracción psamítica de estos sedimentos con la composición de las arenas litorales de la provincia de Buenos Aires, cabe destacar que:
 - a) hay igual predominio de alteritas sobre cuarzo y feldespato, lo que es característico de las arenas del tramo comprendido tanto entre Bahía Blanca-Cabo San Antonio co-

mo de Bahía Blanca-Río Negro (ver trabajos de Teruggi ya citados).

- b) con respecto a la relación de cuarzo-plagioclasa, la misma se identifica con la existente en el tramo Bahía Blanca-Río Negro.
 - c) con relación al contenido de piroxenos, aquí también son dominantes dichos minerales en la fracción pesados. A diferencia de las arenas litorales de ambos tramos mencionados en párrafos anteriores, aquí predomina netamente la augita sobre el hipersteno, quedando subordinados los demás componentes, en particular la hornblenda. En tal sentido podría encontrarse una mayor afinidad con el tramo costero Bahía Blanca-Cabo San Antonio.
- 7) Con referencia al origen de estos sedimentos, se coincide con Teruggi (op., cit.) en cuanto a que los materiales son volcánicos, de tipo ácido y básico, aunque se advierte un predominio de los primeros por la abundancia de cuarzo, la presencia de sanidina, la plagioclasa ácida y el tipo de vidrio presente. No queda clara la presencia de granate, mineral metamórfico típico, si bien puede vincularse a su presencia en terrenos pampeanos.
 - 8) Respecto a la procedencia, no hay mayores diferencias con respecto a lo expuesto por Teruggi (op., cit.), si bien la abundancia de componentes limo arcillosos en los sedimentos de la ría hacen suponer una mayor participación de materiales fluviales de los del tipo del río Colorado ya mencionados. Los mismos pueden ser removidos por avance marino sobre tramos de costa en destrucción en sectores de la costa occidental de la ría y transportados y redepositados por movimientos de mareas en el interior de la misma.

Conclusiones

De lo expuesto podemos extraer las siguientes conclusiones:

- 1) Los sedimentos de fondo de la ría, dentro del sector estudiado en el siguiente trabajo, son del tipo limo arcillosos,

arcillo limosos o limo arenosos, no existiendo ningún patrón regular en cuanto a su distribución. La presencia esporádica de grava de conchilla hace suponer la existencia de bancos aislados ricos en estas valvas.

- 2) La fracción arenosa fina, estudiada desde el punto de vista mineralógico, revela un franco predominio de minerales livianos; los pesados, siempre muy subordinados, se distribuyen muy irregularmente.
- 3) El elevado porcentaje de alteritas, en particular del tipo feldespático, permite suponer que dichos sedimentos poseían un marcado grado de alteración previo a su sedimentación actual, lo que indicaría el carácter policíclico del sedimento.
- 4) El elevado número de especies mineralógicas presentes entre la fracción de pesados, unas 16, hace pensar, de acuerdo con Pettijohn (op. cit) que la edad del sedimento es muy reciente: esto concuerda con lo establecido por Teruggi (op. cit.), que ubica a la roca madre de estos sedimentos en depósitos cuaternarios próximos a la costa bonaerense.
- 5) Los sedimentos estudiados revelan inmadurez mineralógica y también textural, por lo que difieren de los sedimentos de playa del litoral aledaño. Es probable que ello atribuirse a dos factores:
 - a) en la composición de estos sedimentos se encuentra una marcada participación pelítica, la que podría provenir de la remoción de depósitos deltaicos recientes formados por el curso divagante del río Colorado. Por lo tanto los sedimentos de la ría serían de tipo mixto, participando de los mismos los componentes típicos de las playas aledañas aportados por la actividad de las corrientes litorales y los provenientes de la erosión sobre el área costera suroccidental de la bahía.
 - b) la permanencia de sedimentos finos en el fondo de la ría y en los nu-

merosos bancos que la constituyen, se debería explicar en base a la acción de condiciones hidrodinámicas particulares en dicho ámbito, así como también a las características topográficas del mismo. En primer lugar por tratarse de una bahía, que es un ambiente de sedimentación más protegido en cuanto a la acción de mareas y corrientes litorales. En segundo lugar a las particulares condiciones de marea encauzada que se desarrollan allí, por cuanto las corrientes de marea sólo se desplazan con mayor velocidad a través de canales y riachos entre bancos e islotes, produciendo un movimiento de flujo y reflujo cuya energía probablemente no alcanza a desplazar la masa de sedimentos fuera de la bahía.

- 6) La falta de tendencia hacia una mayor selección de los minerales pesados quizá pueda explicarse también por lo expuesto en el párrafo (b) del ítem anterior.

Por último los autores desean destacar que el presente trabajo se realizó sobre sedimentos de un sector del canal principal de la ría. Es probable que a medida que se extiendan los estudios de este tipo a los restantes sectores, puedan establecerse conclusiones más definidas y generales. Cabe tenerse en cuenta que el sector estudiado es posiblemente el menos representativo por cuanto las condiciones naturales de sedimentación se ven constantemente perturbadas por la acción del hombre, ya que aquí se realizan en forma permanente operaciones de dragado, circulación de buques de gran calado, etc.

Agradecimientos

Al Lic. Wilfredo Lizasoain, quien realizó las tareas de campaña y el estudio estadístico de los sedimentos.

Al técnico Hugo Pellegrini, quien realizó el tratamiento y preparación de las muestras en el laboratorio.

Al dibujante Julio Guivant, que preparó las ilustraciones de este trabajo.

Lista de obras citadas en el texto

- Angelelli, V. y E. Chaar, 1964. *Las arenas de la Bahía San Blas. Su investigación por minerales de hierro, titanio y zirconio*. Informe de la CNEA nº 122.
- *Los depósitos de titanio, magnetita, ilmenita y zircón de la Bahía San Blas (tramo Baliza La Ballena - Faro Segunda Barranca), partido de Carmen de Patagones, Provincia de Buenos Aires*. Informe de la CNEA nº 220.
- Bailey, E. H. y R. E. Stevens, 1960. *Selective staining of K-feldspats and plagioclases on rocks slabs and thin section*. Am. Min., 45 (9-10), 1020-1025.
- Folk, R. L. y W. C. Ward, 1957. *Brazos River Bar; a study in the significance of grain size parameters*. Jour. Sedim. Petrol., 27(1), 3-26.
- Klockmann, F. y P. Ramdohr, 1961. *Tratado de Mineralogía*. Ed. Gustavo Gili S.A., segunda edición ampliada.
- Lizasoain, W. y L. A. Montesarchio, 1979. *Dinámica Sedimentaria en la denominada Ría de Bahía Blanca*. Contrib. Cinet. nº 45 del I.A.D.O.
- Losada, O. A. y E. Chaar, 1968. *Estudio preliminar de los sedimentos del fondo de la Bahía Blanca*. Actas Terceras Jornadas Geológicas Argentinas, 3, 81-92.
- Mazzoni, M. M., 1977. *Características composicionales de la fracción pesados de arenas de playa frontal del litoral atlántico bonaerense*. Asoc. Min. Petrol. y Sedim., Rev. VIII (3-4), 73-91.
- Milner, H. B., 1962. *Sedimentary Petrography*, vol. II. Ed. J. W. Arrowsmith Ltd., Winterstoke Road, Bristol, Great Britain. Cuarta ed.
- Parfenoff, A., C. Pomerol y J. Tourenq, 1970. *Les mineraux en grains*. Méthodes d'étude et détermination. Ed. Masson et Cie.
- Pettijohn, F. J., 1970. *Rocas sedimentarias*. Ed. EUDEBA. Segunda edición.
- Powers, M. C., 1953. *A new roundness scale for sedimentary particles*. Jour. Sedim. Petrol., 23(2), 117-119.
- Teruggi, M. E., E. Chaar, J. R. Remiro y T. A. Limousine, 1959. *Las arenas de la costa de la Provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca*. Inf. LEMIT, série II, nº 77.
- Teruggi, M. E., 1964. *Las arenas de la costa de la Provincia de Buenos Aires entre Bahía Blanca y Río Negro*. Inf. LEMIT, série II, nº 81.
- Voza, O. y A. Yung, 1972. *Informe sobre la sedimentología del área de Bahía Blanca y su zona exterior adyacente sobre la plataforma continental argentina*. Supl. Bols. Serv. Hidr. Nav., V.IX(1).
- Williams, H., F. J. Turner y Ch. M. Gilbert, 1968. *Petrografía Com. Edit. Cont. S. A.* Primera edición española.

Recibido: 10 de agosto, 1981.

Aceptado: 5 de febrero, 1982.

E. M. GELOS

J. SPAGNUOLO

INSTITUTO ARGENTINO DE OCENOGRAFIA
CONICET

Av. Alem 53
8000 Bahía Blanca

GEOLOGIA DE LA REGION DEL LAGO CARDIEL, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

VICTOR A. RAMOS

Resumen

Se describe la geología de la región del lago Cardiel, en el sector centro occidental de la provincia de Santa Cruz. Se analizan las secuencias sedimentarias marinas del Cretácico inferior integradas por las Formaciones Río Mayer (hasta Aptiano inferior) y Piedra Clavada (Aptiano superior-Albiano), y los depósitos continentales de la Formación Cardiel (Cenomaniano). Sobre la base de diversas edades radiométricas se ubica al Basalto Posadas en el Paleoceno-Eoceno, el que constituye el substrato de la ingresión patagónica representada por los "estratos del Río del Medio" y la Formación Centinela (Oligoceno). El retiro del mar produce la sedimentación en un ambiente continental de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior). La Formación La Ensenada (*rodados patagónicos*) es datada como miocena superior basal, de acuerdo a las edades radiométricas obtenidas para los diversos pulsos lávicos que la cubren (Basaltos Strobel, Las Tunas y La Cueva) de edad mio-pliocena.

La Cordillera Patagónica a estas latitudes registra dos fases de ascenso, una asignada a la fase pehuénchica (fines del Oligoceno) y otra a la quechuica (Mioceno superior basal) en forma previa a los $8,6 \pm 0,6$ ma. La estructura está caracterizada por fallas inversas, y un plegamiento asimétrico asociado, ambos con vergencia hacia el oeste.

Abstract

The geology of the Lago Cardiel region, central-western sector of the province of Santa Cruz, is presented. The Mesozoic sedimentary sequences are composed by Early Cretaceous marine deposits of the Río Mayer Formation (up to Early Aptian) and Piedra Clavada Formation (Late Aptian-Albian) and by the continental deposits of Cardiel Formation (Cenomanian). Based on several radiometric ages the Posadas Basalt is assigned to the Paleocene-Eocene. This unit is the substratum of the patagonian transgression, represented in the region by the "Río del Medio" beds and the Centinela Formation (Oligocene). Continental beds of Santa Cruz Formation were deposited during the Early Miocene. The La Ensenada Formation (*patagonian shingles*) is dated as early Late Miocene, based on the radiometric dating of the different lavic episodes which overlie it (the Strobel, Las Tunas and La Cueva Basalts) of Miocene-Pliocene age.

The Patagonian Cordillera at these latitudes was uplifted in two diastrophic phases: one assigned to the pehuénchic phase (Late Oligocene) and other one, the quechuic (early Late Miocene), prior to the $8,6 \pm 0,6$ my. Structure is characterized by eastdipping reverse faults and a related asymmetric folding.

Introducción

El presente trabajo tiene como objetivo presentar la geología de una localidad clásica de nuestra Patagonia para el estudio de sus depósitos cretácicos. A pesar de su importante contenido fosilífero, y de las numerosas investigaciones realizadas, no contaba con un mapa geológico donde se pudieran apreciar las relaciones espaciales de los diferentes perfiles conocidos. Esta falta de un levantamiento regular del área había ocasionado grandes dificultades en las correlaciones de las secuencias cretácicas aflorantes en la comarca. Su estudio geológico y posterior levantamiento han permitido, no sólo establecer la continuidad física de esas secuencias, sino también aportar interesantes

conclusiones acerca del substrato de la transgresión patagónica en la región cordillerana y fechar su actual alzamiento en el Cenozoico.

Las tareas de campaña formaron parte del levantamiento geológico de la Hoja 55 b Meseta de La Muerte, ejecutado en 1978 por el Servicio Geológico Nacional.

El autor desea expresar su agradecimiento a los doctores Norberto Malumián, Regina Levy de Caminos y Diana Pothe de Baldis, por la determinación respectivamente de la microfauna, los bivalvos y la microflora hallada; a la licenciada María B. Aguirre Urreta por la determinación de los amonites y su colaboración en campaña; a los licen-

ciados Graciela Marín y Miguel A. Palma, por su entusiasta participación en el trabajo de campo y por sus interesantes sugerencias.

Las dataciones radimétricas efectuadas fueron realizadas por el INGEIS, dentro del marco del Proyecto N° 120 "Evolución magmática de los Andes", patrocinado por el P.I.C.G.

Ubicación del área

El lago Cardiel se halla ubicado en la región occidental de la provincia de Santa Cruz entre los 71 y 72° de longitud oeste y los 48°30 y 49° de latitud sur. Está rodeado por una serie de estribaciones que emergen de la meseta basáltica que lo circunda y forman los cerros Pelado y Karken. Esta peculiaridad convierte a sus afloramientos en las exposiciones más orientales del Cretácico inferior marino de la región preandina patagónica.

Investigaciones anteriores

El primer geólogo en recorrer el sector bajo estudio es Quensel en 1907-1908, destacando en su bosquejo de los Andes Patagónicos la extensa meseta basáltica que cubre gran parte del área (Quensel, 1912).

Sin embargo es sólo en 1935 y 1936 que la región del Lago Cardiel es estudiada en forma específica por Piatnitzky y Feruglio, dando el primero a conocer sus observaciones años más tarde (Piatnitzky, 1938), compiladas y complementadas con sus propias observaciones por Feruglio (1949: 177).

Como parte de las tareas de evaluación del potencial carbonífero del área Ugarte (1956) realiza un bosquejo geológico de la comarca y establece sus unidades estratigráficas. Estos estudios son complementados por las investigaciones de Casas (1959), quien extiende sus observaciones al sector sur del lago, donde afloran sedimentitas del Cretácico más alto y de la base del Terciario.

Esta región por sus buenas exposiciones se convierte así en una localidad clásica para el estudio de la secuencia marina del Cretácico inferior, que motiva la visita de diversos investigadores, entre los que se destaca Leanza, quien en 1970 da a conocer algunos amonites colectados en la región, junto con algunas observaciones generales sobre la estratigrafía del área.

Diversas síntesis sobre la Cordillera Patagónica presentan referencias generales de la

región tales como las de Leanza (1972); Russo y Flores (1972); Riccardi y Rolleri (1980) y Russo *et al.* (1980).

La presente contribución es sólo un resumen del levantamiento geológico de la Hoja 55 b Meseta de La Muerte realizado por el autor (Ramos, 1978), y cuyo sector oriental se ilustra en las figuras 1 y 2.

Geología

En la región se pueden reconocer cuatro grandes episodios de sedimentación: uno cretácico marino y continental; una ingresión marina en el Terciario inferior, precedida por pulsos de efusión basáltica; una sedimentación de depósitos continentales en el Terciario superior e importantes efusiones basálticas entre el Mioceno superior y el Plioceno. La composición estratigráfica de estos episodios se presenta en el cuadro I.

a) Sedimentitas marinas

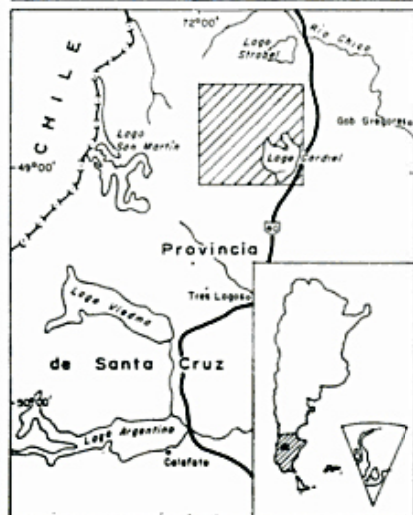
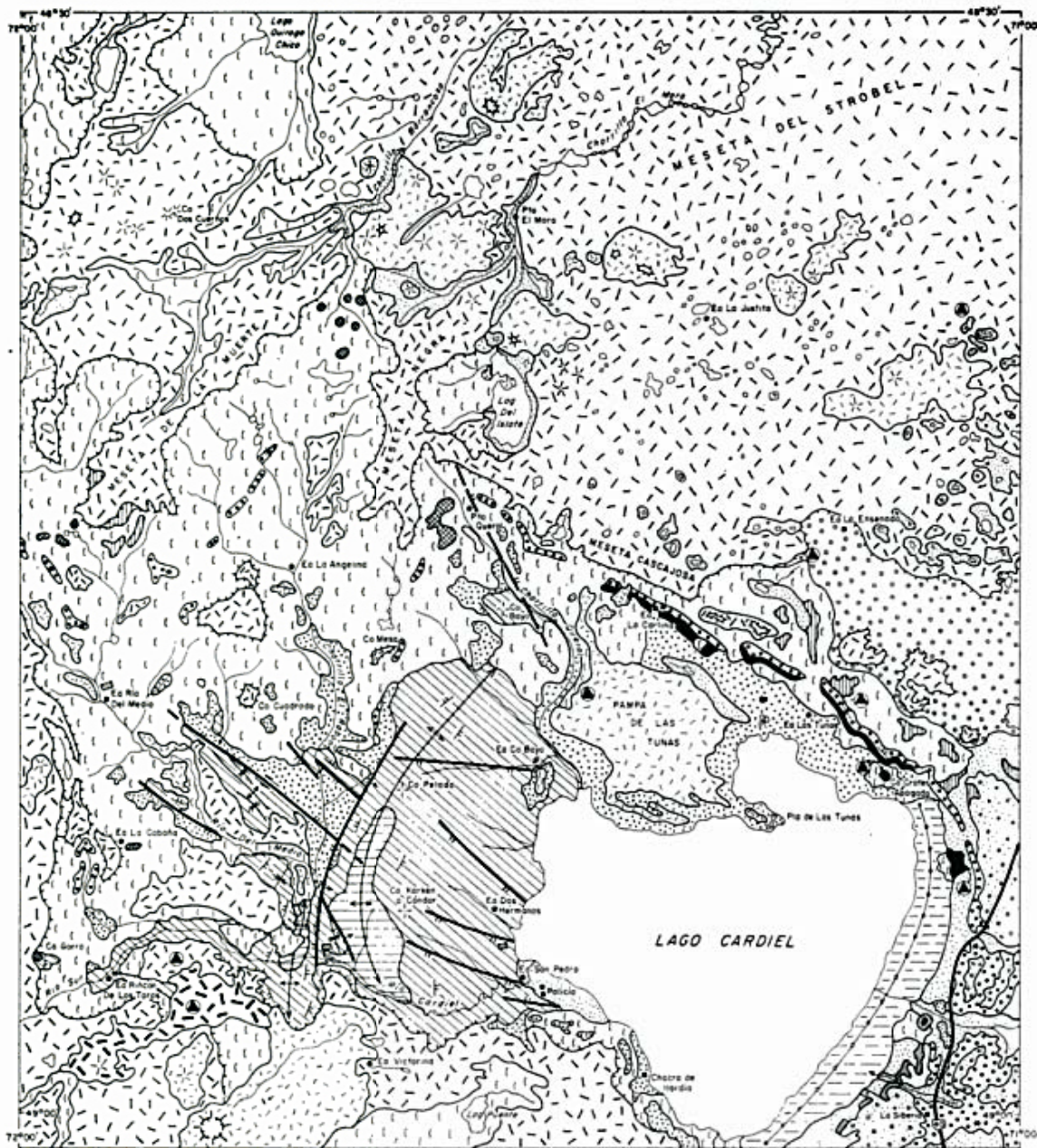
I. LOS DEPÓSITOS CRETÁVICOS

Estas constituyen el substrato de la secuencia aflorante en la comarca. Están compuestas en su sección inferior por pelitas negras asignadas a la Formación Río Mayer y por areniscas amarillentas y tobas en su sección superior homologadas a la Formación Piedra Clavada.

Formación Río Mayer (Hatcher, 1897; Riccardi, 1971)

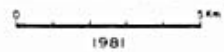
Si bien su base no aflora en la comarca, en la región adyacente de Bahía La Lancha se ha podido observar una transición a las areniscas cuarcíferas de la Formación Springhill (Riccardi, 1971; Nullo *et al.*, 1979 y Ramos, 1979 c), la que se asienta en discordancia erosiva sobre un basamento jurásico de naturaleza volcánica. Si bien Ugarte (1956) propone una nueva denominación para agrupar a estas pelitas, dada su similitud litológica y proximidad con la sección tipo se ha preferido asignarlas a la Formación Río Mayer.

Esta aflora en dos fajas al oeste y este de La Horqueta, donde se pueden observar buenas exposiciones a lo largo del borde norte del valle del río Cardiel (véase figura 2). Están compuestas por pelitas negras finamente laminadas, de color gris oscuro a amarillento por alteración. Las pelitas se



GEOLOGIA DEL LAGO CARDIEL

(Provincia de Santa Cruz)



REFERENCIAS:

- | | | |
|--|--|--|
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |
| | | |

SERVICIO GEOLOGICO NACIONAL

Figura 1.

CUADRO I. — *Estratigrafía de la región del Cardiel.*

	EDAD	UNIDAD	AMBIENTE
CUART.	PLEISTOCENO	Depósitos aluviales y coluviales	Continental
	TERCIARIO	PLIOCENO	Basalto La Cueva
		Basalto Las Tunas	—
		Basalto Strobel	—
MIOCENO		Formación La Ensenada	Continental
		Formación Santa Cruz	Continental
OLIGOCENO		Formación Centinela	Marino
		Estratos del Río del Medio	Marino
EOCENO		Basalto Posadas	—
PALEOCENO		Formación Río Leona	Continental
CRETACICO		CENOMANIANO	Formación Cardiel
	ALBIANO	Formación Piedra Clavada	Marino
	APTIANO	Formación Río Mayer	Marino

hallan bien induradas y están compuestas en su casi totalidad por partículas pertenecientes a la fracción limo arcilla, en agregados arcillosos con cemento calcáreo irregular y pátinas de sericita (Bayarsky, 1978).

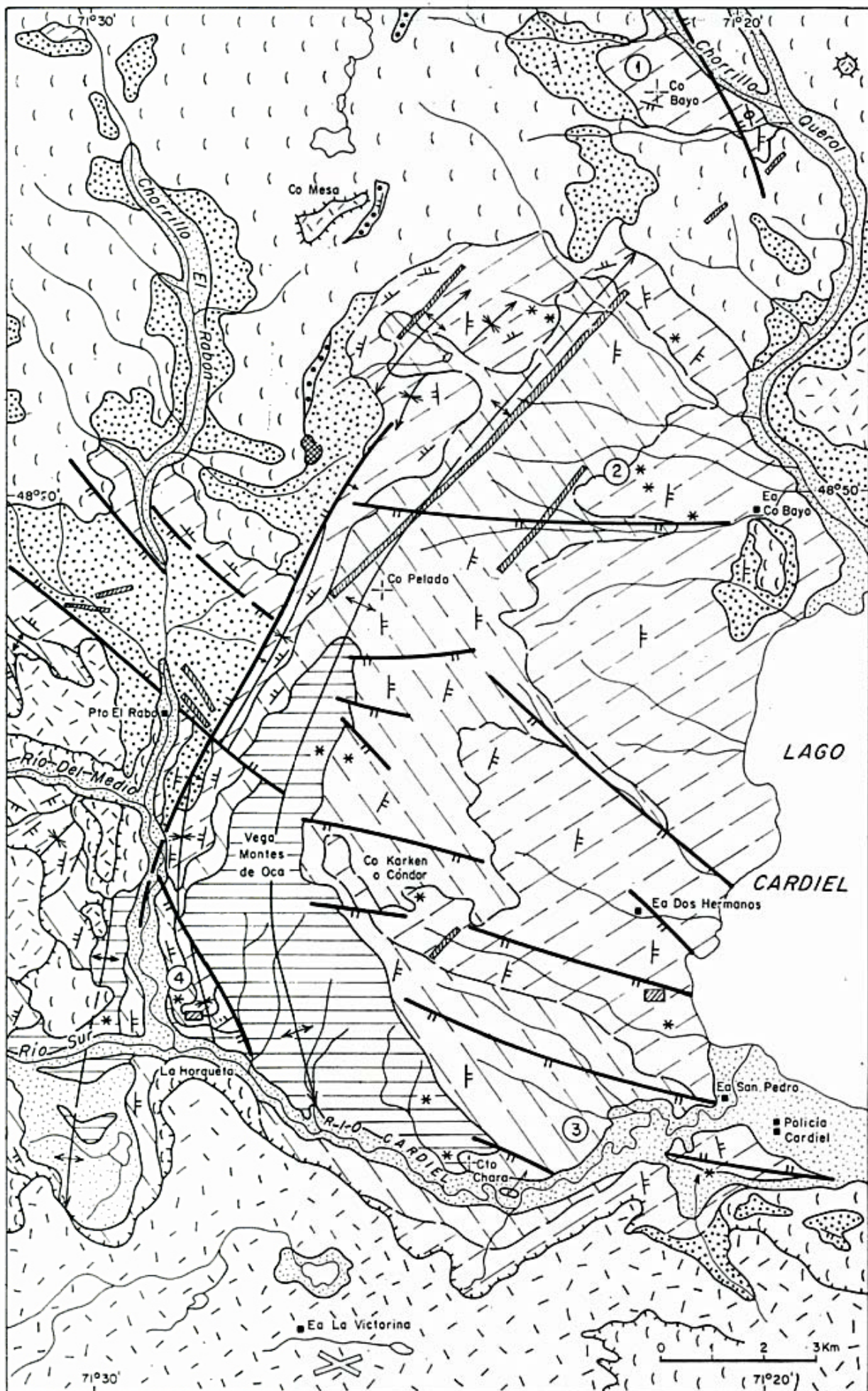
En las pelitas son frecuentes las concreciones elipsoidales de naturaleza calcárea. En estas concreciones se han hallado amonites enteros en buen estado de conservación. Estos alcanzan un diámetro de hasta 60 cm, aunque Leanza (1970) cita el hallazgo de un ejemplar de hasta un metro de diámetro en la margen izquierda del lago Cardiel.

La naturaleza pelítica de la roca hace que sus afloramientos se hallen cubiertos por sus propios productos de remoción. El espesor máximo estimado en este sector es superior a los 250 m, aunque ya Ugarte (1956) destacara que este valor es sólo aparente, dada la deformación tectónica que presentan los estratos en el núcleo del anticlinal visible

agua abajo de La Horqueta, sobre la margen izquierda del río Cardiel.

Contenido fosilífero

Esta unidad presenta un abundante registro fosilífero. Se ha podido constatar en forma casi continua la presencia de amonites desde el pie occidental del cerrito Chara y de la ladera oeste del cerro Karcken, hasta la vega Montes de Oca, así como en la clásica localidad de La Horqueta (Piatnitzky, 1938; Feruglio, 1949). El material colectado en esas localidades se compone principalmente de grandes ancylocerátidos, actualmente bajo estudio (Aguirre Urreta, en prep.), que caracterizan el nivel I de la figura 3. Estos ejemplares habían sido en parte descriptos por Piatnitzky (1938) quien los refiere a *Crioceras deeckeii* y por Leanza



Krm
 Kpc₁
 Kpc₂
 Kca
 Tp
 Tb
 Qsl-Qal

Fig. 2. — Mapa geológico del área de los cerros Pelado y Karken (Krm: Fm. Río Mayer; Kpc₁: M. Cerro Pelado y Kpc₂: M. Cerro Karken de la Fm. Piedra Clavada; Kca: Fm. Cardiel; Tp: Fm. Centinela; Tb: Basaltos, diques y cuellos basálticos; Qsl: depósitos de asentamientos y Qal: depósitos aluviales cuaternarios. [Los números indican ubicación de perfiles de la figura 3].

CUADRO II. — Asociaciones microflorísticas del Cerro Chara °.

Especies identificadas	Fm. Río Mayer		Fm. Piedra Clavada
	Nivel I	Nivel II	Nivel III
Gimnospermas			
<i>Classopolis simplex</i> (Danvé Corsin y Laveine)	xxx	xxx	xxx
<i>Classopolis torosus</i> (Reissinger)	xx	xx	xx
<i>Tetradas de Classopolis</i>		xxx	
<i>Cyclusphaera psilata</i> Volkheimer y Sepúlveda	xx	xx	xx
<i>Cyclusphaera</i> sp.			xx
<i>Inaperturopollenites</i> sp.	xx	xx	
<i>Callialasporites trilobatus</i> (Balme)		xx	
<i>Vitreisporites pallidus</i> (Reissinger)	xx	xx	
<i>Podocarpidites</i> cf. <i>ellipticus</i> Cookson	xx	xx	
<i>Entyliss</i> sp.	xx		
<i>Alisporites grandis</i>	xx		xx
<i>Alisporites</i> sp.		xx	
<i>Callialasporites</i> cf. <i>dampieri</i> (Balme)	xx		
<i>Dacrycarpites?</i> sp.	xx		
Esporas			
<i>Cyatheacidites</i> cf. <i>minor</i>			xx
<i>Cyatheacidites tectifera</i> Archangelsky y Gamarro			xx
<i>Cyathidites australis</i> Cauper	xx	xx	xx
<i>Cyathidites</i> sp.			xx
<i>Cicatricosisporites</i> cf. <i>hughesi</i> Dettmann			xx
<i>Cicatricosisporites</i> cf. <i>australiensis</i> (Cookson)		xx	xx
<i>Gleicheniidites</i> cf. <i>argentina</i> Volkheimer	xx	xx	
Dinoflagelados			
<i>Subtilisphaera</i> n. sp.	xxx	xx	x
° Según Pothe de Baldis (1978).		xxx Forma dominante.	
x Forma poco frecuente.			

(1970) para quien pertenecerían a *Tropaeum deekei*. Los estudios actuales demuestran que la asociación es más compleja, ya que está constituida por varias formas diferentes asignables al Aptiano inferior. No se ha podido constatar la presencia de *Favrella*, en la región de lago Cardiel citada por Leanza (1970).

Asociado a estos niveles se han hallado crustáceos decápodos asignables a *Palaeastacus* sp. (Aguirre Urreta y Ramos, 1981 a).

En los horizontes portadores de *Tropaeum deekei* en el cerrito Chara se ha hallado una microflora, que de acuerdo a Pothe de Baldis (1978) estaría compuesta por los diferentes elementos presentados en el cuadro II. Este material además de una incipiente corrosión, presenta un reticulado dejado en la exina por cristales de sulfuros crecidos epigenéticamente en el interior.

Una microflora similar se ha encontrado pocos kilómetros al norte de la ladera del cerro Karken, la que presentaba un débil

grado de carbonización. Estas asociaciones microflorísticas son similares a las descritas por Pothe de Baldis y Ramos (1980) para la Formación Río Mayer del río Fósiles y se correspondería a la asociación microflorística B de Archangelsky et al. (1981).

Edad y ambiente de sedimentación

La asociación de amonites del lago Cardiel permite asignar a esta unidad una edad aptiana inferior en la comarca. No se han registrado fósiles más antiguos, que sí afloran en la sección inferior y media del sector adyacente occidental (Ramos, 1979 a). La microflora sólo indicaría una edad comprendida en el entorno Neocomiano-Aptiano inferior, coherente con la asignada con la asociación de amonites.

La monótona secuencia de pelitas negras que presenta la Formación Río Mayer ca-

racteriza una facies de plataforma estable de mar abierto, baja energía y poca profundidad. Hacia su techo denotaría el inicio de una etapa regresiva que se completa en la Formación Piedra Clavada.

Formación Piedra Clavada

Se homologan a esta unidad las areniscas y tobas aflorantes en la región del Cardiel de acuerdo con lo propuesto por Leanza (1970 y 1972), Russo y Flores (1972) y Riccardi y Roller (1980). Es interesante destacar que en el sentido de estos autores la Formación Piedra Clavada abarcaría los términos psamíticos, de ambiente marino a mixto, de mayor energía que las pelitas de la unidad infrayacente. Si bien comprende a los "50-70 m de areniscas con *Actaeonella patagonica*" o "areniscas de Piedra Clavada" aflorantes en el río Shehuen (Feruglio, en Fossa Mancini *et al.*, 1938), considerada como su localidad tipo, el término formacional en su sentido moderno dado por la mayoría de los autores, no queda restringido exclusivamente a este horizonte fosilífero.

Las areniscas de la comarca además de una notable similitud petrográfica, están en continuidad litológica con la Formación Piedra Clavada en el paraje homónimo, como se infiere por las características estructurales de la región.

Con el único objetivo de facilitar su descripción y mapeo se ha dividido esta unidad en dos miembros, uno inferior o Miembro Cerro Pelado y otro superior o Miembro Cerro Karken.

Miembro Cerro Pelado

Este miembro se halla bien desarrollado en el cerro homónimo donde se puede observar su secuencia completa. Sin embargo sus mejores exposiciones y su relación estratigráfica con la Formación Río Mayer están mejor expuestas en el cerrito Chara y sobre la margen izquierda del río Cardiel. En esta localidad se observa un pasaje transicional entre ambas unidades; en unos pocos metros se pasa de una secuencia pelítica a una netamente areniscosa. Por encima de las lutitas negras de la Formación Río Mayer, se apoyan una areniscas limosas de color amarillento con buena laminación paralela, interpuestas con limolitas y areniscas de grano fino e igual color, estratificadas en bancos de 20 a 30 cm. Hacia arriba tanto la

granulometría de las areniscas como la potencia de los bancos aumenta considerablemente, tornándose la laminación más irregular y grosera. En estos bancos son frecuentes restos de troncos silicificados, los que presentan notables horadaciones producidas por vermes.

En todos los perfiles examinados aunque el pasaje es transicional, se resuelve en pocos metros. El contraste en resistencia y colorido con la Formación Río Mayer, permite mapear con precisión la base de la Formación Piedra Clavada en la comarca. A su vez este miembro inferior se caracteriza por presentar paredes abruptas de varias decenas de metros, formada por areniscas amarillentas, en un todo similar a las aflorantes en su localidad tipo en el valle del río Shehuen.

El Miembro Cerro Pelado se halla distribuido en ambas márgenes del río Cardiel, de donde se extiende unos 15 km hacia el norte en las laderas del valle del río del Medio, en especial la oriental. Su litología se caracteriza por las areniscas amarillentas, en las que por encima de un nivel característico de trigonias son frecuentes los restos de troncos. Más hacia arriba la sección se torna más pelítica y se encuentran interpuestos delgados mantos de carbón, bastantes impuros, con una potencia de pocos centímetros. En estos niveles es común la presencia de una toba blanquecina, bien litificada, que presenta una fractura astillosa característica. La sección pelítica con niveles carbonosos, bien expuestas en el río del Medio es seguida por bancos de potentes areniscas de color amarillento verdoso, grano medio a grueso, con laminación entrecruzada, en la que se interponen niveles calcáreos lumachélicos. En estas areniscas se observan también cuerpos lenticulares de calizas coquinoideas de color castaño amarillento, de notable dureza y abundantes fósiles. En su parte media se interponen algunos niveles de areniscas gruesas y lentes conglomerádicos, con clastos finos a medianos, constituidos principalmente por vulcanitas. La secuencia remata en su parte superior con pelitas gris oscuras, en un paquete de unos 20 m de espesor y pobre exposición.

Si se compara el perfil sobre el río Cardiel con los términos que afloran en el cerro Pelado es notable la mayor participación de tobas en este miembro en dirección noroeste, tendencia que ya había sido constatada por Russo y Flores (1972).

En la zona de La Horqueta, confluencia de los ríos del Medio y Sur, Ugarte (1956)

describe la presencia de niveles carbonosos por encima del primer nivel de trigonias. Son capas de 10 a 15 cm de un carbón arcilloso, interpuestas con lutitas negras y areniscas amarillentas correspondiente a la base del Miembro Cerro Pelado.

El espesor de este miembro ha sido estimado en 210 m en la margen norte del río Cardiel.

Miembro Cerro Karken

Este miembro presenta una mayor extensión areal que el miembro inferior. Constituye las serranías que desde la estancia San Pedro (Wilches), se extiende hasta el chorrillo Querol. Hacia el oeste se lo ha reconocido hasta las cercanías de la estancia Rincón de Los Toros, sobre ambas márgenes del río Sur y en las lomas ubicadas al sur del cerro Cuadrado.

La diferencia litológica principal con el miembro anterior es una mayor participación de areniscas y elementos piroclásticos. Su base está dada por un potente paquete de areniscas macizas de color amarillento claro, que se hallan bien expuestas sobre las márgenes norte y sur del río Cardiel.

Estas areniscas se caracterizan por su potencia, con bancos de hasta doce metros de espesor, con laminación gruesa, en partes entrecruzada, grano medio a grueso, y abundantes concreciones de óxido de hierro de color rojizo. Desarrolla paredones abruptos, los que labrados por el viento y favorecidos por un espaciado diaclasamiento vertical, forman las típicas "piedras clavadas", al decir de los lugareños, como la que aflora en la localidad tipo de esta formación (Piatnitzky, 1938, fig. 8).

Estas areniscas se intercalan con bancos de tobas blancas y grises de 30 a 40 cm de espesor. Hacia arriba son frecuentes las areniscas de color castaño rojizo y cemento ferruginoso, con notable laminación entrecruzada. Interpuestos con los niveles arenosos aparecen bancos de 15 a 20 cm de espesor de lumaquelas de cemento calcáreo. Por encima de estos se observa un banco de color gris compuesto por una toba moteada característica, en parte levemente pisolítica, que constituye un nivel guía que se puede seguir desde el sur del cerro Mesa, por todo el flanco oriental del cerro Pelado.

Los términos más altos de la unidad están bien expuestos en el cerro Bayo, donde ya no afloran los horizontes fosilíferos marinos. La secuencia está caracterizada por una

serie de areniscas macizas de grano grueso y color castaño amarillento, interpuestas con tobas blanquecinas y pelitas en menor proporción. En esta serie es común la presencia de troncos silicificados.

En este miembro son aún más conspicuos los cambios laterales de sus litofacies, notándose una rápida continentalización tanto al norte como hacia el oeste (Aguirre Urreta y Ramos, 1981 b). Esta se complementaría con una paulatina continentalización hacia el este como la postulada por Russo y Flores (1972). El espesor máximo en la comarca es estimado en 180 metros.

Contenido fosilífero

En ambos miembros de la Formación Piedra Clavada se han podido identificar diversas localidades fosilíferas, algunas ya conocidas por los estudios de Piatnitzky (1938), Ugarte (1956), Casas (1959) y Leanza (1970). Las principales localidades fosilíferas indicadas en las figuras 1 y 2 son:

MIEMBRO CERRO PELADO:

- La Horqueta en la unión de los ríos Medio y Sur.
- Tres kilómetros al norte del cerro Karken.
- Faldeo norte del cerro Karken, 2 km al noroeste.
- Faldeo occidental del cerrito Chara.

MIEMBRO CERRO KARKEN:

- Dos kilómetros al oeste-sudoeste de la policía Cardiel.
- Cien metros al oeste de la toma de agua de la estancia San Pedro.
- Seis kilómetros al este-sudeste del cerro Mesa.
- 200 m al este de la estancia Rincón de Los Toros.
- Tres kilómetros al oeste de la casa de Querol (Estancia Cerro Bayo).

Los pelecípodos son las formas más abundantes y en especial las trigonias que se hallan presentes en gran número y diversidad, como lo había ya destacado Feruglio (1949: 179). El cuadro III presenta la lista de los bivalvos descritos por Piatnitzky (1938), complementados por los hallados por el autor, agrupados en sus respectivos miembros, según la determinación y actualización de Levy de Caminos (1978).

A esta lista habría que agregar un escafópodo, *Dentalium* sp. hallado en el Miembro Cerro Karken, al oeste del puesto de

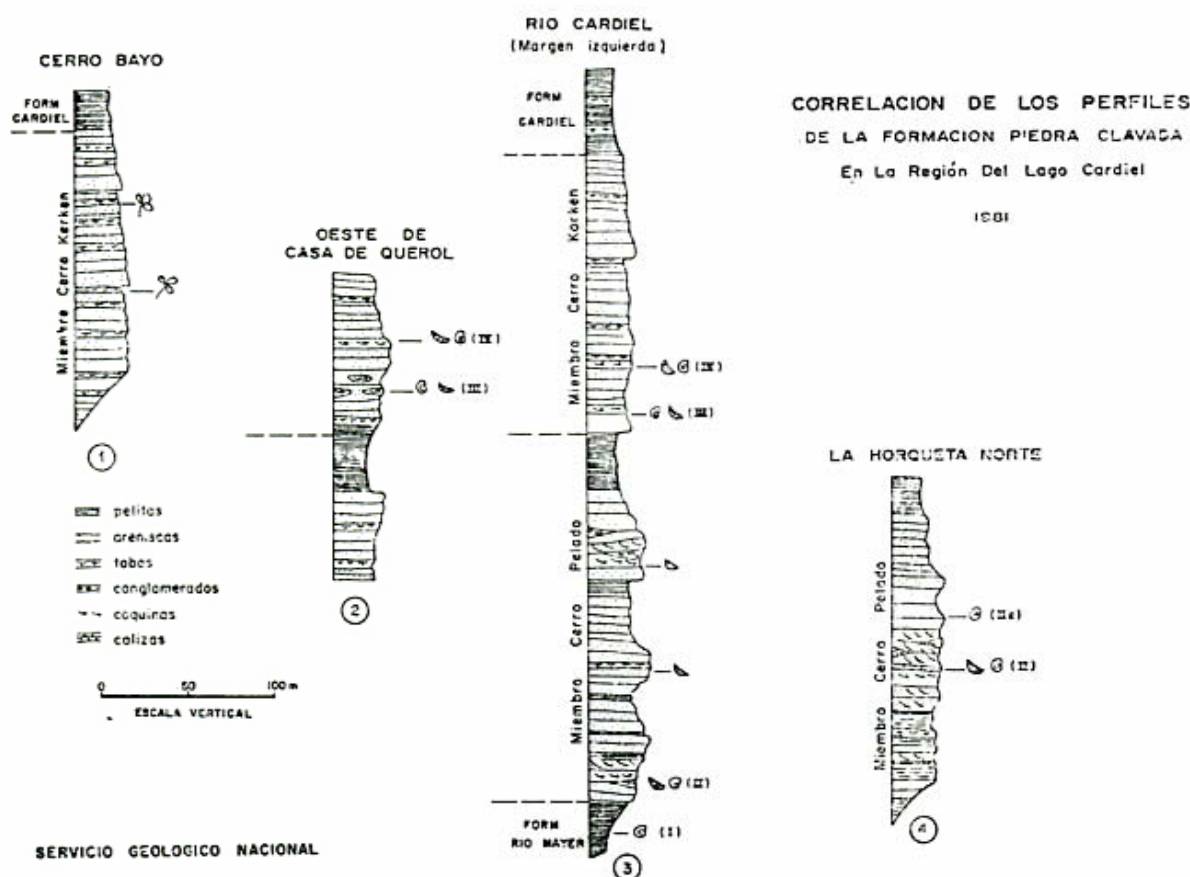


Fig. 3.—Perfiles de la Formación Piedra Clavada en la región del lago Cardiel. Los números indican la ubicación del perfil en la figura 2.

Policia de Cardiel, asociado a *Pterotrigonia feruglioi*, (Piat.).

Los horizontes con amonites se han agrupado en cuatro niveles, de los cuales los tres últimos pertenecen a la Formación Piedra Clavada (figura 3).

En el nivel II que corresponde a la base de la unidad se han hallado formas asignables a *Sanmartinoceras patagonicum*, Bon. en la ladera occidental del cerro Karken, al este de la vega Montes de Oca, y en los niveles basales del cerrito Chara, asociado en esta última localidad a *Phylloceras* sp.

En un nivel un poco por encima de los anteriores, en la localidad La Horqueta Norte (IIa fig. 3), se presentan asociados a numerosas trigonias escasos ejemplares de *Feruglioceras piatnitzkyi* Leanza. Estos horizontes fosilíferos podrían ser equivalentes a los que Leanza (1970) cita como portadores de *Parasilesites turici* Leanza.

En la Horqueta Norte por encima de esos niveles se hallaron moldes fragmentarios que podrían corresponder al horizonte de *Beu-*

danticeras cf. *stolickzai* citado por Piatnitzky (*op. cit.*) en esta localidad. Esta forma correspondería a *Anadesmoceras constrictum*, según Leanza (1970).

El nivel III, correspondiente ya al Miembro Co. Karken, se halla bien representado unos 3 km al oeste de la casa de Querol (hoy estancia Cerro Bayo). Allí como lo destacara Piatnitzky (1938) se encuentran gran cantidad de ejemplares del género *Beudanticeras*, asociados a numerosas trigonias, en concreciones arenosas de cemento calcáreo. Los ejemplares son muy frecuentes y alcanzan hasta unos 50 cm de diámetro. En este horizonte ese autor había citado la presencia de este género asociado a *Phylloceras nera* y a *Hatchericeras tardense*. Si bien se pudieron identificar formas asignables a *Phylloceras* sp., se deja constancia que los numerosos ejemplares examinados corresponden al género *Beudanticeras*. La superficial similitud morfológica entre este último género y *Hatchericeras*, en especial en los estadios adultos, puede haber inducido a Piatnitzky (*op. cit.*) a indicar la presencia

CUADRO III. — Contenido fosilífero de la Formación Piedra Clavada °

Fósil	Miembro Cerro Pelado	Miembro Karken
<i>Pterotrighonia (Rinetrighonia) feruglioi</i> (Piat.)	x	x
<i>Megatrighonia concardiiformis</i> (Krauss)	x	x
<i>Iotrighonia rolli</i> (Piatnitzky)		x
<i>Pacitrighonia paleopatagonica</i> (Piat.)	x	x
<i>Pterotrighonia</i> sp.	x	x
Trigonidae sp.	x	x
<i>Avicula (Oxytoma) raricosta</i> Bonarelli	x	x
<i>Protocardia shehuenensis</i> Feruglio	x	
<i>Nucula pueyrredonensis</i> Stanton		x
<i>Astarte postsulcata</i> Stanton		x
<i>Astarte (Eriphyla) aff. lenticularis</i> Goldf.	x	
<i>Cucullaea</i> cf. <i>C. gabrielis</i> Leym.	x	
<i>Gervilla</i> cf. <i>G. hatcheri</i> Stanton	x	
<i>Pachymia (Arcomya)</i> sp.		x
<i>Venilicardia</i> sp.	x	
<i>Pinna</i> sp.	x	
<i>Panopea</i> sp.	x	
<i>Mutiella?</i> sp.		x
<i>Natica</i> sp.	x	x
<i>Nautilus</i> aff. <i>N. anceps</i> Deshayes	x	
<i>Nathorstia alata</i> Halle	x	
<i>Arthrotaxisites ungeri</i> Halle	x	

° Complementado con las determinaciones de Levy de Caminos (1978).

de *Hatchericeras tardense*, Stanton en esta localidad.

El último nivel (IV de la fig. 3) se lo ha podido seguir desde el río Cardiel en forma casi continua hasta el faldeo oriental del cerro Mesa. Está caracterizado por un predominio de trigonias en las que Piatnitzky (*op. cit.*) menciona en varias localidades *Kossmaticeras meseticum*, Bon. y *Cleonicerar argentinum*, Bon. Esta última forma fue hallada en este nivel por Ugarte (1956) en la toma de agua de la estancia San Pedro (véase fig. 2), pero asignada a *Aioloceras patagonicum* (Bon.) de acuerdo a lo propuesto por Feruglio (1949). A pesar de la intensa búsqueda en este nivel IV no se pudieron hallar restos de amonites.

Por último la información estratigráfica brindada por Leanza (1970) ha impedido ubicar a qué nivel pertenecería *Cleonicerar (Neosaynella) cardielense*, Leanza.

En diferentes localidades se han extraído muestras que brindaron una abundante microflore. La más completa de ellas es la del cerrito Chara, cuyo listado según las determinaciones de Pothe de Baldi (1978) se indican en el cuadro II. Piatnitzky (1938) había citado la presencia de *Nathorstia alata*, Halle y *Arthrotaxisites ungeri*, Halle en niveles pertenecientes al Miembro Cerro Pelado.

Estas formas son comunes en la base de la Formación Kachaike en el río Fósiles (Halle, 1913; Baldoni y Ramos, 1981).

Edad y ambiente de sedimentación

La abundante fauna de amonites de la región del lago Cardiel muestra asignaciones conflictivas que indican la necesidad de una revisión sistemática de la misma. Sin embargo en forma general se podría asignar al Miembro Cerro Pelado por la presencia de *Feruglioceras* y *Parasilesites* una edad aptiana superior de acuerdo a lo propuesto por Leanza (1970). El Miembro Cerro Karken caracterizado por la presencia de la abundante fauna de *Beudanticeras* correspondería al Albiano. Esta edad es corroborada en la comarca por la presencia además del subgénero *Neosaynella* forma típica del Albiano inferior según Casey (1954).

El ambiente de sedimentación de la Formación Piedra Clavada muestra la implantación de un ambiente nerítico costanero, con frecuentes oscilaciones de la línea de costa que permiten reconocer varios subciclos de sedimentación. El primero de ellos comenzaría en la Formación Río Mayer y culminaría en la parte inferior del Miembro

Cerro Pelado. Está representado por facies de plataforma de baja energía que progradan a facies litorales, las que culminan en depósitos de pantanos costaneros, en parte fluviales con los que se asocian los depósitos carbonosos y los niveles con frecuentes restos de troncos de la parte inferior del Miembro Cerro Pelado.

Un segundo subciclo se inicia con la sección media del miembro inferior. Las areniscas de laminación entrecruzada, con frecuentes lentes de calcáreos coquinoides se interpretan como depósitos de playa asociados a canales de marea, que gradan hacia arriba a depósitos marinos de mayor profundidad, dentro de un persistente ambiente nerítico próximo a la costa como lo indican los niveles de trigonias. Este ciclo culmina con las pelitas negras en el techo de este miembro.

El tercer subciclo se inicia con las areniscas basales del Miembro Cerro Karken formada por areniscas de playa, que hacia hacia arriba desarrollan potentes bancos de areniscas, interpretados como posibles barras costeras. Estos depósitos gradan en forma oscilante a facies de marea, para culminar con depósitos continentales de origen fluvial. La presencia repetitiva de niveles con abundantes trigonias muestran las oscilaciones que preludian el retiro definitivo del mar.

Este retiro no se produce en forma uniforme. Hacia el norte y hacia el oeste se observa una más rápida continentalización del área. La mayor participación de sedimentitas marinas se observa en el perfil más austral sobre las márgenes del río Cardiel. Esto parecería indicar no sólo un cierre de la cuenca desde el norte, como lo postularon diversos autores, sino también que un elemento positivo habría iniciado su ascenso en el área interna, ya en la parte media del Aptiano (Aguirre Urreta y Ramos, 1981 b). Esto explicaría cómo a la misma latitud, la Formación Piedra Clavada del río Cardiel, principalmente marina, engrana lateralmente con la Formación Kachaike del arroyo Bajo Comisión, principalmente continental (Ramos, 1979 c). En la región norte, esporádicas ingresiones del mar, como la registrada en la Formación Kachaike a la latitud del lago Belgrano (Ramos, 1979 a), podrían corresponderse con las rápidas y esporádicas fluctuaciones del nivel del mar registradas en la secuencia aptiana-albiana del lago Cardiel.

Los niveles piroclásticos presentes en la Formación Piedra Clavada, que como lo

destacaran Russo y Flores (1972) se incrementan hacia el norte, indicarían la actividad de un arco volcánico continental en el Cretácico inferior, por lo menos hasta la latitud del cerro San Lorenzo (Ramos, 1979 b).

b) Depósitos continentales

Estos depósitos están representados en la región por la Formación Cardiel, la que ha sido definida para la comarca por Russo y Flores (1972: 716), considerándose las márgenes del lago Cardiel como su localidad tipo. Anteriormente fueron estudiados por Piatnitzky (1938) y Ugarte (1956). Este autor propone su subdivisión en tres formaciones, pero dado el desarrollo local de las mismas se ha preferido agruparlas en una sola unidad. Riccardi y Rolleri (1980) homologan estos depósitos con la Formación Pari Aike.

Se correspondería con los depósitos asignados a los "guaranitic beds" por Hatcher (1897 y 1900), así como los reconocidos como *chubutense* (Feruglio, 1949: 236) o "falso chubutiano" de la cuenca Austral.

Se observan buenas exposiciones al oeste del cerro Bayo, en ambas márgenes del chorrillo Querol y El Rabón, en las inmediaciones del puesto homónimo, y en casi todo el perímetro del lago Cardiel. En forma tentativa se han homologado a esta entidad las pelitas aflorantes al norte de la estancia Rincón de Los Toros y al sur de la estancia La Cabaña. En el sector noroccidental asoman al poniente del río Tucu Tucu y en las nacientes del río del Medio. Al oeste de la laguna Cabral o Cardiel Chico quedan algunos remanentes parcialmente cubiertos por asentamientos y depósitos coluviales.

La base de esta unidad se observa bien expuesta dos kilómetros al sur del destacamento de policía de Cardiel. Está compuesta por bancos de pelitas grises, con participación tobácea, interpuestas con tobas amarillas que dan al conjunto un aspecto abigarrado. Dada su naturaleza deleznable desarrolla un relieve negativo que contrasta con la Formación Piedra Clavada. En todos los contactos observados hay una aparente concordancia entre ambas unidades, si bien lo neto del mismo y su persistencia regional, indican un brusco cambio del ambiente de sedimentación probablemente relacionado con un rápido retiro del mar.

La sección inferior por lo general abiga-

rrada, ha sido observada también en la margen izquierda del chorrillo Querol y en sectores del chorrillo Rabón. Está constituida por una alternancia de pelitas verdes, amarillentas, índigo, grises y rosadas, con una potencia estimada de 80 metros. En esta sección se interponen tobas cineríticas friables, blanquecino verdosas.

La sección media es la mejor desarrollada. Constituye la mayor parte del margen oriental y sur del lago Cardiel, estando sus mejores exposiciones en las proximidades de la chacra de Ilardía, en la península de Las Tunas, al sudoeste del cerro Bayo y al oeste de la laguna Cabral. Está constituida por fangolitas rojizas homogéneas, de pobre estratificación, a veces bandeadas con tobas cineríticas blanquecinas. Son rocas friables de pobre exposición, salvo cuando están cubiertas por coladas basálticas que las preservan de la erosión. Presentan unos 70 metros de espesor al este de la Pampa de Las Tunas.

La sección superior se correspondería con las "tobas amarillas" del sur del río Deseado de acuerdo con Feruglio (1949: 237) y representan el techo de la secuencia cretácica de la región. Están representadas por tobas gris blanquecinas, levemente amarillentas, de las que se observan buenas exposiciones al sudoeste del cerro Cráter Apagado y al norte de la estancia de Las Tunas. Vuelven a aflorar en la margen sur del lago Cardiel en el cerro Puntudo o Solito. Un rasgo distintivo es su erosión en tubos de órganos y la abundancia de troncos silicificados en la misma. En los niveles superiores es frecuente encontrar tobas silicificadas, con formas botroidales o arriñonadas de mayor dureza, que denotan una participación álcua en sus diagénesis.

En otros sectores estas tobas se hallan densamente estratificadas con fangolitas rojizas, como se observa al noroeste de la confluencia de los ríos del Medio y Rabón. El espesor de esta unidad es estimada en unos 120 metros en la margen noreste del lago Cardiel.

Una característica dominante y distintiva de la Formación Cardiel en su localidad tipo es su naturaleza casi exclusivamente pelítica. El espesor aflorante integrado de la unidad se estima en no mayor de 270 metros.

Contenido fosilífero

Piatnitzky (1938) cita el hallazgo de una faúna con *Pleuromya*, *Turritella* y *Potamidés*, al sur del destacamento de la Policía de Cardiel. A pesar de su intensa búsqueda no se pudieron localizar estos fósiles en la sección inferior. No se descarta la posibilidad que la roca portadora fuere en realidad el Miembro Cerro Karken de la unidad infrayacente, ya que de esa localidad se han extraído numerosos pelecípodos y algunos gastrópodos de ese miembro. La supuesta presencia de esa faúna citada por Piatnitzky (*op. cit.*) ha servido para extender la Formación Mata Amarilla hasta la latitud del lago Cardiel. Sin embargo se asume esta correlación con reservas dada la incertidumbre que existe sobre la posición estratigráfica del horizonte fosilífero.

En la sección inferior cercana al puesto de Policía se han obtenido muestras de pelitas grises, en las que se han identificado escasos ejemplares de *Classopolis torosus*, como forma dominante (Pothe de Baldis, 1978).

Son comunes en estas pelitas el hallazgo de restos de dinosaurios. Piatnitzky (*op. cit.*) menciona el hallazgo de un fémur, en la península de Las Tunas, mientras que son frecuentes los restos en las adyacencias de la estancia homónima.

Los abundantes restos de troncos no han sido estudiados.

Edad y ambiente de sedimentación

No hay documentos fosilíferos que permitan fijar una edad a la Formación Cardiel. Sus relaciones estratigráficas permiten postular una edad postalbiana, mientras que los restos de dinosaurios la circunscriben al Cretácico. Por su aparente continuidad con la Formación Piedra Clavada se le asigna una edad cenomaniana. Hacia el norte estos depósitos engranan lateralmente con el miembro superior de la Formación Río Tarde, por lo que podrían ser más viejos.

Su ambiente de deposición se caracteriza por su baja energía dentro de un régimen continental. La estructura primaria de las fangolitas y tobas silicificadas, permite interpretarlas como depósitos de una llanura aluvial distal, en parte lagunares. El rápido retiro del mar en el Albiano, dejó extensas planicies con escaso relieve, alejadas de las zonas serranas.

II. LA INGRESIÓN MARINA DEL TERCIARIO INFERIOR

a) El substrato de los depósitos marinos

En forma previa a la ingresión patagónica se han registrado poco al sur de la margen austral del lago Cardiel los afloramientos más septentrionales de la Formación Man Aike. Estos fueron observados por Casas (1959), quien describe la presencia de conglomerados finos, similares a los de la clásica localidad del cerro Moro, ubicada poco más al sur. Estos tienen unos 7 metros de espesor y presentan niveles de *Ostrea sp.* que afloran entre las estancias Primera Argentina y San José. Según ese autor representarían la línea de costa de la transgresión maestrichtiana paleocena procedente del sur.

En el área presentada en la figura 1 el substrato de la ingresión patagónica está formado por la Formación Río Leona, el Basalto Posadas y los "estratos del Río del Medio".

Formación Río Leona

Corresponde a Hatcher (1900) identificar en la región por primera vez una secuencia terciaria continental, infrayaciendo a los depósitos marinos de sus "patagonias beds", a los que reconoce como "upper lignite beds". En la región más al sur fue Roll (1937) quien reconoció un conjunto de arcilitas interpuestas entre las Formaciones Man Aike y Patagonia, a la que posteriormente Feruglio (1938) designara como Estratos de Río Leona. Leanza (1972) y Russo y Flores (1972) las denominan Formación Río Leona.

En la comarca levantada sus exposiciones son escasas y sólo afloran desde el cerro Puntudo al sur. Se apoyan en aparente concordancia sobre la Formación Cardiel, pero poco más al sur lo hace en concordancia con la Formación Man Aike. En este sector fue reconocida por Casas (1959). Está compuesta por fangolitas gris verdosas, que alternan con areniscas gris blanquecinas, en las que se interponen lentes de carbón, que más hacia el sur alcanzan 2 a 5 m de espesor. En el cerro Puntudo se han hallado en estas pelitas pelecípodos de agua dulce y restos de cangrejos.

El espesor de esta unidad aumenta rápidamente hacia el sur. Presenta apenas 10 metros en el cerro Puntudo y alcanza 120 m

de potencia entre las estancias Primera Argentina y San José (Casas, 1959).

Un asomo aislado de esta unidad, parcialmente cubierta por depósitos aluviales actuales, aflora unos 500 m agua arriba de la estancia Río del Medio, sobre la margen izquierda del cauce del río homónimo. En este lugar interpuesto con fangolitas bituminosas, aflora un manto de carbón de 20 cm de potencia (Ugarte, 1956), que se asigna tentativamente a esta unidad.

Edad y ambiente de sedimentación

Estas rocas se correlacionan por su posición estratigráfica con las que en el sector más al norte se conocen como Formación Río Lista (Ploszkiewicz, 1979) o Listense de Borrello (1956). Comprende depósitos de ambiente continental, de bajo relieve y caracterizados por pantanos o lagunas costaneras, que anteceden a la ingresión patagónica. Es interesante destacar que en este sector de la Cordillera Patagónica, estos depósitos continentales se hallan desarrollados en áreas deprimidas originadas con el relieve de las efusiones del Basalto Posadas. En un perfil longitudinal desde la localidad tipo de esta unidad, en el lago Posadas, hacia el sur, estos depósitos continentales alcanzan sus máximos espesores cuando está ausente el Basalto Posadas. Así se observa que la máxima potencia alcanzada en la zona del río Lista y en la del cerro Moro coinciden con la ausencia de efusiones basálticas. Donde el Basalto Posadas está bien desarrollado, como en el lago Cardiel o en la región del Lago Belgrano, están ausentes estos depósitos continentales.

Estas relaciones con el Basalto Posadas permite asignar a esta unidad parcialmente sincrónica con el mismo una edad paleocena-eocena.

Estratos del Río del Medio

Con esta denominación informal se menciona la presencia de bancos de caliza marinos, que infrayacen a los típicos depósitos patagónicos, de los que presentan una litología netamente diferente.

Sus únicos asomos se hallan unos tres kilómetros al noroeste de la estancia Río del Medio, sobre la huella de herradura que conduce al puesto Cabral, veranada del establecimiento mencionado. En la margen norte de una pequeña laguna afloran unas

calizas pardo grisáceas, bien laminadas, en bancos de 30 a 40 cm con intenso diaclasamiento vertical. Presentan numerosas fósiles bien conservados, donde el nacarado de las conchillas está todavía preservado. Se compone de pelecípodos y gastrópodos del grupo de los turritélidos, aún no determinados. La potencia aflorante es de unos pocos metros.

Su posición estratigráfica por debajo de los niveles basales de la Formación Centinela y aparentemente por encima de las fangolitas de la Formación Río Leona, permiten ubicarlos en el Terciario inferior. Podrían ser facies marinas laterales a la Formación Río Leona, pero dada la naturaleza saltuaria de sus asomos que impiden ver sus relaciones estratigráficas, se ha preferido mapearlos en forma independiente.

Podrían corresponder a depósitos marinos litorales de edad cocena superior, previos a la transgresión que representa la Formación Centinela.

Basalto Posadas

Bajo esta denominación Riggi (1958: 84) comprende una colada basáltica que en la región del lago homónimo se ubica entre los depósitos cretácicos más altos y la Formación Patagonia. Su presencia y posición estratigráfica fueron establecidas por Hatcher (1903: 172). Su extensión regional fue reconocida por Piatnitzky (1938) quien los describe en las comarcas de río Belgrano y lago Cardiel. En esta última localidad se debe a de Ferrariis (en Piatnitzky, *op. cit.*) el mérito de identificar una colada basáltica más antigua por debajo de los depósitos patagónicos. En la región occidental de la comarca, poco más al sur, Riccardi (1971) asigna también a esta unidad los basaltos del cerro La Meseta.

En la comarca afloran desde el cerro Cráter Apagado en forma discontinua, pasando al este de la estancia Las Tunas, por la estancia La Carlina, hasta desaparecer en el sector norte de la pampa de Las Tunas, por debajo de los asentamientos basálticos más jóvenes de la meseta Casacajosa. En todos estos afloramientos se hallan los mantos basálticos inclinados unos 10° al noreste. Hacia el sur del cerro Cráter Apagado se observan sólo dos remanentes, uno con típica disyunción columnar al sur del camino de entrada al lago y otro que constituye el cerrito Puntudo o Solito. Hacia el sur de

este cerrito, algunos escasos remanentes de asentamientos basálticos corresponden a sus afloramientos más australes.

Fuera del área mapeada se han reconocido al oeste del chorrillo Guanaco y de la laguna Cabral o Cardiel Chico, otros asomos de posición subhorizontal, que se continúan con los estudiados por Riccardi, 1971.

Una característica dominante de estos afloramientos es la asociación que presentan las camadas basálticas, que alcanzan en total hasta 40 m de espesor, con cuellos basálticos como los del cerro Cráter Apagado o Bonete (Piatnitzky, *op. cit.*). Estos están caracterizados por la presencia de disyunción columnar bien desarrollada, que favorece la formación de relieves abruptos e inaccesibles que se interpretan como conductos volcánicos erosionados.

En todas las localidades este basalto se apoya o intruye a la Formación Cardiel. En el sector oriental es cubierto en discordancia erosiva con la Formación Centinela. Sus relaciones con los depósitos atribuidos a la Formación Río Leona son de aparente interdigitación, dado que los depósitos de esta unidad tanto aparecen infrayaciendo o sobrepuestos al basalto, en la zona marginal de sus derrames, como ya los destacaran Riccardi y Roller, 1980.

Tanto en las coladas como los cuellos está compuesto por un basalto olivínico de color gris oscuro, en parte verdoso, de grano fino a mediano, con alteración superficial conspicua. Esta alteración permite diferenciarlo rápidamente de los basaltos cenozoicos más jóvenes. La textura es maciza a vesicular en los términos superiores.

Al microscopio Saccomani (1978) observa una textura porfírica con fenocristales de olivina, rodeados por un 70 % de pasta. La olivina presenta una intensa alteración serpentínica dominante, a veces clorítica. La pasta está constituida por microlitos de labradorita a andesina básica a media, con forma subanhedral, frescos o con incipiente ceolitización; augita titanada fresca, subanhedral, 10 a 15 % de magnetita y algo de clorita. Los accesorios están compuestos por apatita y opacos. Posee amígdulas y vesículas numerosas y pequeñas. Presenta algunas venillas rellenas de clorita y ópalo, el que se halla también en forma intersticial.

Su espesor varía de unos 40 m cerca de la estancia Las Tunas, decreciendo tanto al norte como al sur hasta desaparecer.

CUADRO IV. — *Dataciones radimétricas realizadas por el INGEIS por el método de K/Ar sobre roca total; su ubicación se indica en la figura 1. El Ar 40 rad está expresado en 10^{-10} mol/g; El Ar 40 atm. en %.*

Localidad	INGEIS	K %	Ar 40 rad.	Ar 40 atm	Edad m.a.
Cerro Negro, Cañadón Largo (río Lácteo)	2207	3,85	2,60	26,1	39 ± 2
Lago Cardiel, margen oriental	1935	0,66	0,73	70,1	62 ± 6
Cerro Crater Apagado	1934	1,38	0,129	45,0	53 ± 3
Estancia las Tunas	1932	0,95	0,76	44,7	45 ± 3
Estancia La Ensenada	1933	0,95	0,14	56,0	8,6 ± 0,6
Pampa de las Tunas	1931	0,84	0,08	83,6	5 ± 1
Meseta Strobel	1930	1,03	0,12	47,3	6 ± 1
La Cueva, Rincón de Los Toros	1929	1,17	0,08	74,2	4 ± 1
Sudeste de estancia Rincón de Los Toros	1928	1,96	0,25	26,7	7 ± 1

Edad

En el cuadro IV se presentan algunas edades radimétricas obtenidas por el INGEIS, mediante análisis K/Ar sobre roca total, en rocas basálticas de la comarca.

Estos valores son coherentes con los presentados por Charriet *et al.* (1979) para basaltos similares del sector adyacente chileno y con las basanitas datadas por Riccardi (1971) en la región de Bahía La Lancha. Se cuenta actualmente con cerca de 20 edades de este episodio magmático que permite reconocer un máximo de actividad entre los 45 y 48 m.a., intervalo que de acuerdo a Hardenbol y Berggren (1978) correspondería al Luteciano (Eoceno medio). Aparentemente es esta edad la de más amplia distribución, en especial en muestras que infrayacen a la Formación Centinela. Sin embargo se han obtenido registros que varían del Paleoceno a Eoceno inferior, en especial para los cuellos volcánicos, mientras que en Cañadón Largo (oeste del río Belgrano, Ramos, 1979 a), se ha obtenido una edad oligocena basal para coladas asignables a esta unidad.

Se puede concluir sobre esta base que el evento magmático que produjo las efusiones del Basalto Posadas, ha comenzado en el Paleoceno, alcanzó su climax durante el Eoceno medio y persistió en ciertos lugares hasta el límite Eoceno-Oligoceno.

Este episodio representaría una asociación petrotectónica relacionada a una fisuración profunda, sin contaminación o hibridación con la corteza siálica, correspondiente a la asociación de basaltos olivínicos formados en períodos de distensión durante el Terciario inferior.

b) La ingesión marina patagónica

Formación Centinela

Los estratos marinos de edad terciaria inferior se conocen en la región precordillerana desde las primeras exploraciones de Hatcher (1897, 1900 y 1903). Este autor reconoció en sus "*Patagonian Series*"*, por correlación con lo descrito por Darwin (1846) y observado por él mismo en la costa atlántica, dos unidades litológicas, los "*Patagonian beds*" y los "*Santa Cruz beds*"**, definiendo sus secuencias sedimentarias (Hatcher, 1900). En este sentido el término de "*Patagonian beds*" tendría prioridad sobre otras denominaciones litológicas, a pesar de las interpretaciones de Ameghino (1900 y 1903). Sin embargo teniendo en cuenta la complejidad de los eventos sedimentarios en la costa atlántica (Camacho 1974 y 1979), reunidos en forma general en la Formación Patagonia, se acepta el criterio propuesto por Riccardi y Rolleri (1980) de incluir en la Formación Centinela los depósitos marinos de la vertiente oriental de la Cordillera Patagónica interpuestos entre el Basalto Posadas y unidades equivalentes y la Formación Santa Cruz.

La Formación Centinela fue propuesta por Furque y Camacho (1972) para la región del Lago Argentino donde se halla su perfil tipo.

Su presencia en la comarca del Lago Cardiel fue dada a conocer por Piatnitzky (1938), quien los estudia en la margen

* El término *series* tiene en este caso sentido cronoestratigráfico.

** En este caso el término *beds* es aplicado como unidad litológica.

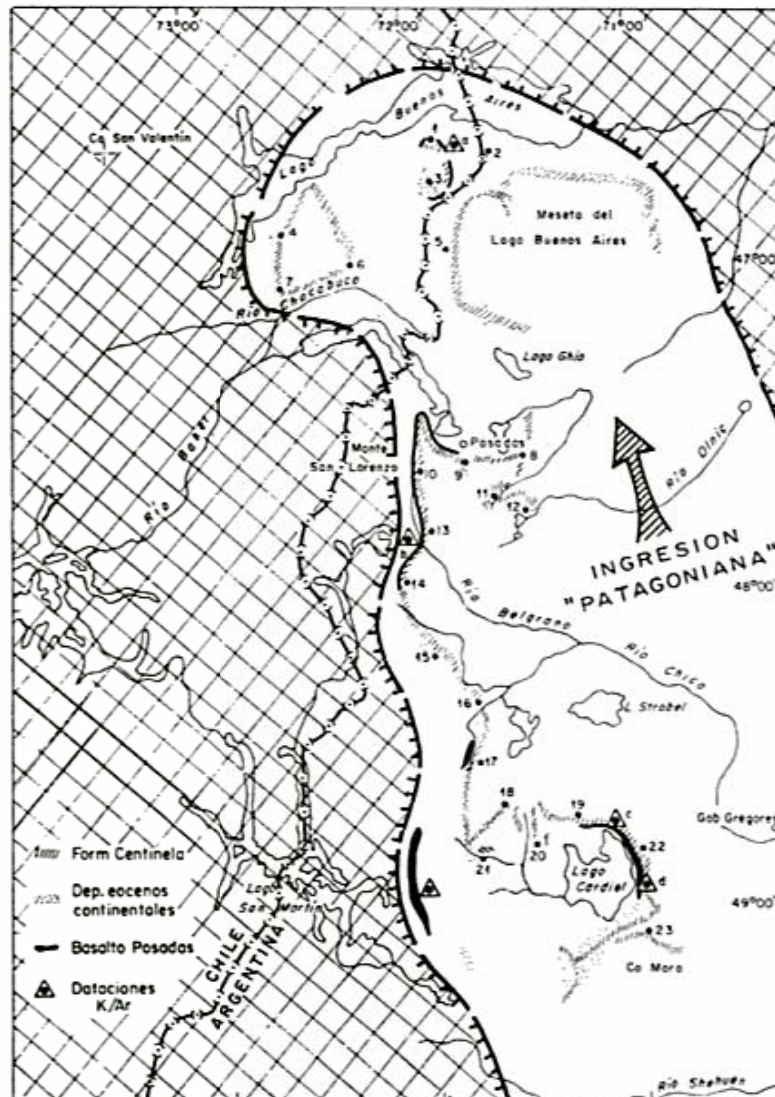


Fig. 4. — Localidades fosilíferas de la "ingresión patagoniana" entre los lagos Buenos Aires y Cardiel, con la distribución del Basalto Posadas y los depósitos eocenos continentales.

Referencias:

1. — Chile Chico Norte (Niemeyer, 1975).
2. — Río Jeinimeni (Ugarte, 1957).
3. — Mina Carbón (Niemeyer, 1975).
4. — Meseta Guadal (Katz, 1963).
5. — Río Zeballos (Ugarte, 1957).
6. — Pampa Castillo (Niemeyer, 1975).
7. — Cerro Pato Paro (Niemeyer, 1975).
8. — Lago Salitroso (Ramos, 1980).
9. — Río Tarde (Hatcher, 1900).
10. — Veranada Cárcamo (Riggi, 1958).
11. — Nacimiento Río Blanco (Riggi, 1958).
12. — Laguna Olnie (Ramos, 1980).
13. — Río Belgrano (Hauthal, en Wilckens, 1905).
14. — Est. Rivera este (Ramos, 1980).
15. — Arroyo Papá (Borello en Feruglio, 1950).
16. — "Shell Gap" (Estancia Portezuelo) (Hatcher, 1897).
17. — Nac. Río Capitán (Ramos, 1978).
18. — La Angelina (Ramos, 1978).
19. — La Carlina (Ramos, 1978).
20. — Cerro Mesa (Piatnitzky, 1938).
21. — Est. Villalba (Río del Medio) (Ugarte, 1956).
22. — Lago Cardiel (Piatnitzky, 1938).
23. — Boliche del Guadal (Piatnitzky, 1938).

oriental del lago Cardiel. Posteriormente fueron estudiados por Ugarte (1956) y Casas (1959). Durante el reconocimiento de campo se pudo extender sus afloramientos a ambos lados del puesto de Querol, debajo del cerro Mesa y al pie de la meseta de La Muerte. En esta localidad hay buenas exposiciones en el sector sudoriental, mientras que en el sudoccidental son más discontinuos. Estos afloramientos, junto con los asomos al oeste de la estancia La Cabaña, constituyen los depósitos más occidentales de la Formación Centinela a estas latitudes.

En la mitad occidental de la comarca están constituidos en forma exclusiva por bancos lumaquéllicos finos de cemento calcáreo, con bioclastos de pelecípodos y gastrópodos, muy triturados, que constituyen la base de esta unidad. Por encima siguen bancos de 2 a 3 m de potencia de una coquina con ostreas de gran tamaño, enteras y en aparente posición de crecimiento. Este banco más resistente forma un resalto en la pendiente y permite seguir esta unidad al pie de las bardas basálticas en forma discontinua hasta el *Shell Gap* (véase fig. 4), localidad conocida actualmente como El Portezuelo, y donde fuera reconocida por primera vez por Hatcher (1897).

La margen oriental del lago Cardiel presenta mejores exposiciones. Por ejemplo en Ruinas Coloradas, al este del cerro Cráter Apagado y en la región más al sur se observa el perfil de la figura 5, con un desarrollo de 115 m de espesor. En este sector no aflora el Basalto Posadas, sobre el que poco más al norte se apoya en marcada discordancia erosiva, como se observa al este de la estancia Las Tunas. En este asomo el espesor expuesto es inferior a 10 metros.

Unos cinco kilómetros al norte del cerro Puntudo, sobre la actual ruta nacional 40, se observan buenas exposiciones de esta unidad. A diferencia del sector norte se observa una mayor litificación de las areniscas, las que forman abruptos acantilados. El espesor aumenta rápidamente hacia el sur y hacia el este, sobrepasando los 200 m al este de la estancia La Siberia. En este sector su base se apoya en concordancia sobre las pelitas grises de la Formación Río Leona.

En el sector más austral se verifica un rápido cambio de facies con una mayor participación pelítica, lo que indicaría una mayor profundización de la cuenca hacia ese sector.

Contenido fosilífero

En casi todas las localidades examinadas presenta numerosos restos de *Ostrea hatcheri* Ortmann, que constituye el megafósil dominante. Este se halla asociado a equinodermos, otros pelecípodos y gastrópodos. En Ruinas Coloradas se hallaron en los niveles basales abundantes briozoarios. En depósitos equivalentes asignados a la Formación Guadal (Oligoceno-Mioceno) por Niemeyer (1975), se describe una completa fauna de briozoarios compuesta por varios géneros y especies (Bood, 1981).

Al noroeste de la estancia La Angelina aparecen además de los elementos mencionados abundantes restos de esponjas.

Las determinaciones preliminares de estos fósiles han permitido identificar formas ya mencionadas y descritas por Ortmann (1902) y Piatnitzky (1938), enumeradas por Feruglio (1949, II: 252 y sig.).

De los distintos perfiles muestreados el que brindó la microfauna más completa es el ubicado a 200 m al este de la estancia La Carlina. En este material Malumián (1978) determina una abundante microfauna, regularmente conservada, compuesta de:

FORAMINÍFEROS:

<i>Globigerina anguliofficialis</i> Blow.	(muy raro)
<i>Globigerina</i> sp.	(muy raro)
<i>Cribrotalia hornibrooki</i> forma <i>biconvexa</i> Malumián y Masiuk	(muy frecuente)
<i>Cibicides</i> cf. <i>C. aknerianus</i> d'Orb.	(raro)
<i>Cibicides pseudoungerianus</i> Cushman	(raro)
<i>Buccella frigida</i> Cushman	(frecuente)
<i>Elphidium</i> sp.	(raro)
<i>Florilus</i> sp.	(raro)
" <i>Nonion</i> " <i>affine</i> Reuss	(frecuente)
<i>Lagena</i> spp.	(raro)
<i>Polymorphina</i> sp.	(raro)

OSTRÁCODOS:

Indeterminados.

La presencia de *Cribrotalia hornibrooki*, ya señalada para los sedimentos patagónicos de la costa atlántica (Malumián, 1970 y 1972) permiten homologar las sedimentitas del lago Cardiel con esos depósitos. La presencia del género *Buccella* no ha sido citada hasta el presente en edades mayores que el Oligoceno (Malumián y Masiuk, 1973). *Globigerina anguliofficialis* Blow. ha sido reconocida en la parte superior del

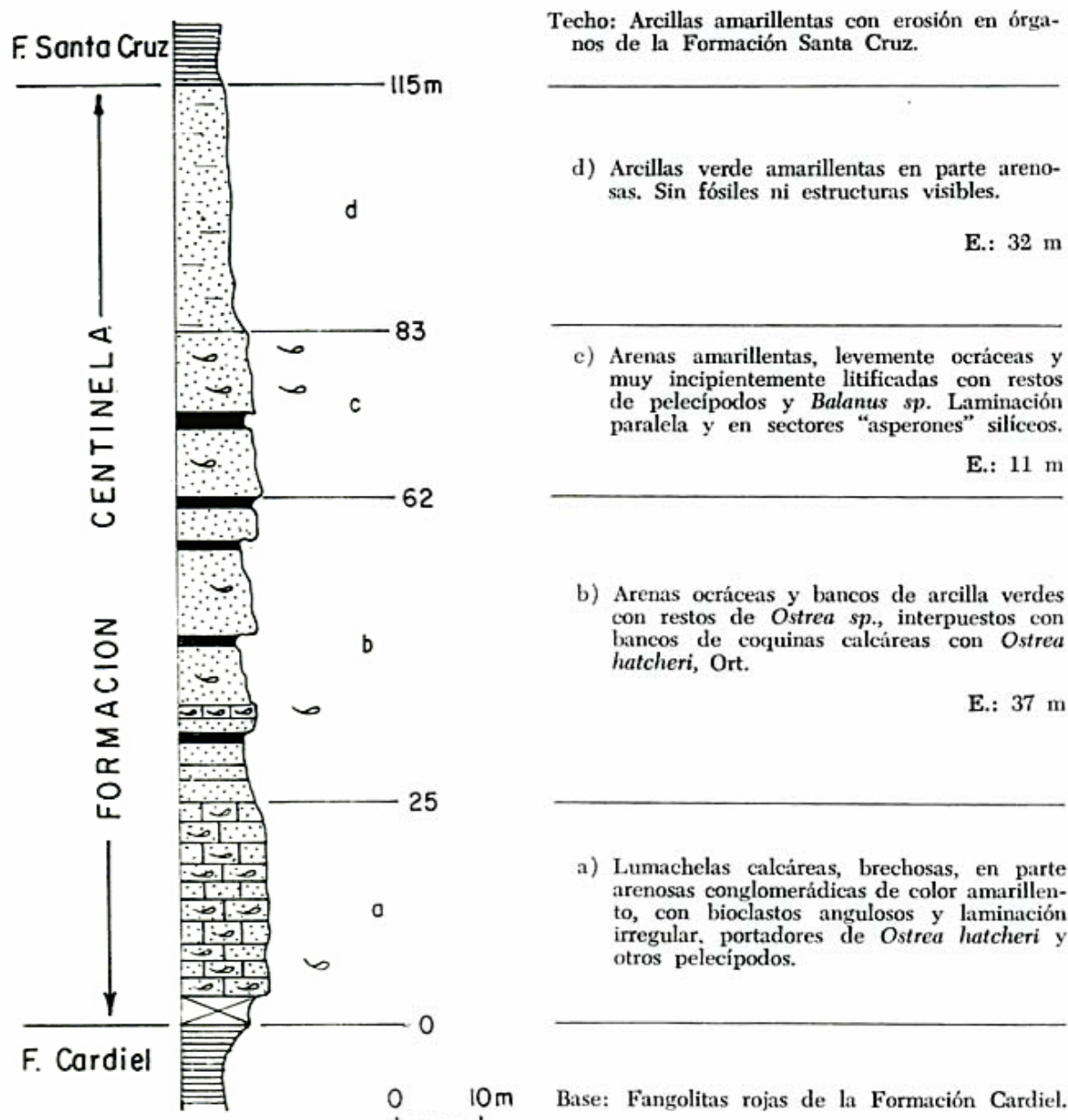


Fig. 5. — Perfil esquemático de la Formación Centinela 4 km al sureste del cerro Cráter Apagado.

Juliano e inferior del *Leoniano* de Bertels (1975). El resto de la microfauna es semejante a la descrita para el subsuelo de la provincia de Buenos Aires por Malumián (*op. cit.*).

Edad y ambiente de sedimentación

Sobre la base de la megafauna estudiada por Ortmann (1900) y (1902), ya Hatcher (1900) había asignado una edad oligocena superior a miocena inferior a sus "*Patagonian beds*".

La base de la transgresión es corroborada por la edad del Basalto Posadas, asignado al Eoceno medio con seguridad y con una extensión probable hasta el superior, del cual está separado por una notable discordancia erosiva.

El techo de la unidad está dado por la edad de la Formación Santa Cruz, la que de acuerdo al calibrado de sus edades mamalíferas tendría una edad Miocena inferior.

A su vez la microfauna encontrada permite circunscribir la edad de estas sedimentitas al Oligoceno, posiblemente la parte alta

del inferior, de acuerdo a Bertels (1975) y las correlaciones de Malumián (1978).

Se puede concluir en que la edad más probable de la Formación Centinela a estas latitudes, es básicamente oligocena, pudiendo quizá alcanzar el Mioceno basal sólo en las regiones más orientales.

El ambiente de sedimentación es nerítico costanero en la base de la secuencia, mientras que en el sector más oriental se registran facies más profundas. La microfaua indica aguas someras de salinidad normal, sin la presencia de formas características de aguas cálidas (Malumián, 1978).

La transgresión marina patagoniana habría llegado hasta las primeras estribaciones de la Cordillera Patagónica, durante el Oligoceno inferior, hallándose ésta ya parcialmente emergida, como se infiere de las facies costeras de sus exposiciones y del acuñaamiento de sus secuencias hacia el oeste. El límite actual de sus afloramientos sería así muy cercano a la línea de costa del mar patagoniano. Estas facies costeras de alta energía se pueden seguir por el borde oriental de la Cordillera en la región del Río Belgrano (Ramos, 1979 a) y de ahí hacia el norte por la región del lago Pueyrredón, hasta los perfiles descriptos por Niemeyer (1975), en parte ya conocidos por los estudios de Heim (1940) y Katz (1963). Es interesante destacar como lo postulara Niemeyer (1975, fig. 38) y se puede inferir del mapa isopáquico de los niveles arenosos conglomerádicos de esta unidad un acuñaamiento hacia el norte y oeste, que le ha permitido postular un borde de cuenca a la latitud del lago General Carrera (o Buenos Aires).

La transgresión patagoniana no habría continuado hacia el norte, dado que en aquella época el macizo de San Valentín habría estado ya parcialmente emergido. Es notorio el aumento de la potencia hacia la región central de la lengua marina ilustrada en la figura 4. Su línea de máximo espesor, superior a los 400 m en meseta Guadal (Niemeyer, 1975), se continúa por la laguna Olnie, donde se hallaron las facies relativamente más profundas, para continuar desde allí hacia el sur con marcado rumbo sudeste. Esta ingresión marina se conecta con los depósitos atlánticos similares a través de la antigua depresión ubicada al sur del valle actual del río Chico.

III. EL ASCENSO DE LA CORDILLERA PATAGÓNICA

El ascenso de la región cordillerana está acompañado de una reestructuración de la paleogeografía imperante producida por el paulatino retiro de la transgresión patagoniana. Este ascenso está registrado por una fase preliminar, que actuó durante el Mioceno inferior durante la depositación de la Formación Santa Cruz, y que alcanzó su climax en la parte basal del Mioceno superior. En la comarca ambos episodios están registrados por las Formaciones Santa Cruz y La Ensenada.

Formación Santa Cruz

El conocimiento de la extensión de estos depósitos de la costa atlántica hasta la alta cuenca del río Chico, se debe a las exploraciones y estudios de Hatcher (1897 y 1900), ya que la abundante fauna contenida en sus "Santa Cruz beds", fue el objetivo principal de las diferentes expediciones encaradas por este investigador. Con posterioridad fueron examinados por Piatnitzky (1938) y Ugarte (1956 y 1957)*.

En la comarca está muy pobremente expuesto. Su naturaleza friable hace que se lo halle cubiertos por derrubios basálticos. Sus mejores exposiciones se hallan en las laderas de las mesetas de La Muerte y del Stobel.

Su base en el sector oriental del lago pasa transicionalmente a la Formación Centinela. El límite se establece por encima de los últimos niveles con *Ostrea hatcheri* Ort., donde las arcilitas verde amarillentas dan lugar a otras más abigarradas que marcan la continentalización de la secuencia. Estas desarrollan un típico paisaje en tubos de órgano que caracteriza la base de la Formación Santa Cruz en la comarca.

Por encima de las fangolitas pardo amarillentas de la sección inferior, en ciertos sectores, como en el acceso a la estancia La Ensenada, se han encontrado niveles tuftíticos blanquecino grisáceos en la parte media de la unidad.

Al pie de la meseta de La Muerte está compuesta exclusivamente por fangolitas

* Algunos viejos pobladores mencionan una expedición de una universidad americana en las primeras décadas de este siglo, la que colectó abundantes huesos fósiles, la que no se ha podido identificar.

castaño grisáceas a amarillentas, pobremente estratificadas, que desarrollan un paisaje en huayquerías característico. En otros sectores su base está constituida por areniscas policromas, de colores amarillentos, rojizos y grisáceos, con laminación irregular y pobre cementación.

En los perfiles estudiados sus estratos están siempre en posición subhorizontal. La inclinación máxima observada es de unos 3° al este, la que podría ser primaria. Su espesor parcial excede los 300 a 400 m en las mesetas del Strobel y de La Muerte. Su espesor disminuye rápidamente hacia el este.

Contenido fosilífero

A pesar de la abundancia de restos hallados en la cuenca del río Belgrano, en la comarca no se han hallado fósiles. La única mención es el hallazgo de placas de *Prepa-leahoplophorus* sp. en las adyacencias del cerro Ovejas, sobre el camino que conduce al lago Cardiel, hallado en sus niveles basales por Ugarte (1956).

Edad y ambiente de sedimentación

La homologación de las sedimentitas aflorantes en la comarca con las de más al norte, que presentan abundantes restos de mamíferos de edad *santacruzense*, permite asignarle a estos depósitos una edad miocena inferior. Recientes dataciones llevadas a cabo en su área tipo han permitido asignar a niveles de tobas intercalados una edad que oscila entre $21,7 \pm 0,3$ m.a. y $18,5 \pm 0,2$ m.a. (Marshall *et al.*, 1977), que corroborarían una edad miocena inferior. Estas efusiones se corresponderían con las efusiones volcánicas de la base del Mioceno, en parte asociadas a la fase magmática responsable de la intrusión del Granito Fitz Roy (Nullo *et al.*, 1979) a los 18 ± 10 m.a. Sin embargo dada la edad de la Formación Centinela en la comarca no se podría descartar que sus términos basales se hubieran comenzado a depositar en el Oligoceno tardío. El ambiente de sedimentación de esta unidad correspondería al de llanuras aluviales distales en el sector oriental. La mayor participación psamítica hacia el oeste indicaría una mayor energía y proximidad al área de proveniencia de los depósitos. La disminución de espesor hacia el este, reflejaría un alejamiento a las fuentes de aporte en activo proceso de levantamiento.

Formación La Ensenada

Se propone esta denominación para agrupar a los conglomerados aflorantes en las adyacencias de la estancia homónima y que constituyen la cubierta psefítica de las mesetas más orientales. Estos conglomerados se corresponderían con los denominados "rodados patagónicos" por diversos autores (véase Fidalgo y Riggi, 1965 y 1970).

Afloran principalmente en la planicie sobreelevada que al norte del lago Cardiel y al pie de la meseta del Strobel, infrayacen a los basaltos de la meseta Cascajosa. Cubren en aparente concordancia a los depósitos de la Formación Santa Cruz. Su espesor es menor a 4 m en el área de La Ensenada.

Están compuestos por fanglomerados subredondeados, con clastos de 5 a 6 cm de diámetro medio, excepcionalmente hasta 10 cm, buena selección, constituidos por rocas de basamento y vulcanitas en forma dominante. Constituyen actualmente una planicie psefítica, que cubre la Formación Santa Cruz y que alcanza sus mejores exposiciones más hacia el este, fuera del área de la figura 1. Están aglutinados por una matriz arenosa, con una cementación calcárea incipiente.

Son cubiertos por las coladas del Basalto Strobel. El contacto entre ambas unidades se halla bien expuesto en la tapera ubicada en el camino de acceso a la estancia La Ensenada, 4 km al suroeste de la misma.

Edad y ambiente de sedimentación

Este nivel de fanglomerados se ubica entre el Basalto Strobel de edad miocena superior y la Formación Santa Cruz de edad miocena inferior. Sobre esta base se la ubica en la parte basal del Mioceno superior.

Se los interpreta como depósitos de un primer nivel de agradación pedemontana, formado por coalescencia de abanicos aluviales, con posterioridad a la fase principal de ascenso de la Cordillera. Esta se interpreta como correspondiente a la fase quéchuica, acaecida entre los 10 y 8,8 m.a. (Coira *et al.*, 1980).

Sus características litológicas permiten homologarlos a los que en otros sectores fueron reconocidos como rodados patagónicos. En la comarca estos depósitos son anteriores a los depósitos glaciales más antiguos, dado que sus morenas más externas se hallan depositadas en un relieve considerablemente

inferior, esculpido en las planicies basálticas mio-pliocenas. Se corroboraría en la región del Cardiel lo observado en la región más al norte por Fidalgo y Riggi (1965 y 1970). Se descarta el origen glacial para estos rodados, por lo menos en el ámbito de la comarca.

IV. EL VULCANISMO BASÁLTICO

En la Patagonia extraandina es conocida desde las primeras exploraciones de Darwin (1846), la extensa cubierta de basaltos, acumulados durante diversos períodos de efusión. Estos basaltos en la región preandina austral fueron analizados en su litología y quimismo por Niemeyer (1979) y Ramos *et al.*, (1980), quienes reconocieron diversos pulsos de efusión.

Están asociados a períodos de distensión y son producidos por una fisuración profunda, que aparentemente sigue a períodos de intensa compresión. Es por ello que en forma inmediata al ascenso de la Cordillera producido a estas latitudes por la fase Quechuica, se suceden durante el Terciario superior una serie de efusiones a las que se las interpreta como asociada a pequeños ajustes tensionales y decrecientes. Estos pulsos se han agrupado en la comarca en tres unidades que se describen a continuación.

Basalto Strobel

Se propone esta denominación para incluir a las extensas coladas basálticas que constituyen la meseta homónima y los campos lávicos ubicados al noroeste de la meseta de La Muerte. Forma una meseta basáltica cuya altura oscila entre 1.200 y 1.300 m, mientras que sus aparatos volcánicos alcanzan los 1.500 a 1.700 m s.n.m. en las adyacencias del cerro Dos Cuernos. Estos basaltos de meseta presentan conductos centrales de eyección, deshechándose para la comarca una efusión por fisuras como la postulada por algunos autores.

Cubren en discordancia a las psefitas de la Formación La Ensenada en el sector oriental, mientras que al oeste lo hacen directamente sobre la Formación Santa Cruz, y en sectores sobre la Formación Centinela o más viejas. Esto permitiría postular la existencia de una marcada discordancia entre los depósitos sedimentarios previos y el Basalto Strobel.

En el sector oriental constituyen una continua y extensa superficie, mientras que

hacia el oeste la mayor disección originó una serie de mesas menores y aisladas, pero a una altura topográfica equivalente. Los derrames basálticos son del tipo en bloques. Se encuentra actualmente abundante suelo intersticial desarrollado entre los mismos. Está constituido por más de un pulso lávico. Su potencia oscila entre 20 y 50 m, alcanzando su mayor espesor hacia la Meseta de La Muerte. En diversos lugares se ha observado la presencia de cuellos volcánicos desmantelados por la erosión, y con el desarrollo de una típica disyunción columnar.

Los centros de emisión se hallan al noroeste de la Meseta de La Muerte y sus coladas si bien no presentan modificaciones tectónicas, están subhorizontales, con una suave inclinación primaria que diverge radialmente de esa zona central.

Son basaltos olivínicos en parte incipientemente meteorizados, con texturas vesiculares, sólo en sectores amigdaloides, que predominan en la parte superior de la colada. Al microscopio de acuerdo a Saccomani (1978) presentan una textura porfírica con escasos fenocristales de olivina, rodeados por abundante pasta del tipo intergranular a intersertal. Está compuesta por microlitos subhedrales de plagioclasa y de clinopiroxeno, olivina y minerales opacos. Presenta sólo 4 a 5 % de vidrio y sólo ocasionalmente analcima. El vidrio tiene relieve bajo, a moderado e índice de refracción menor que el del bálsamo, siendo un probable residuo de cristalización más ácido. La plagioclasa es labradorita a andesina básica, fresca, y el dióxido es el piroxeno dominante. La olivina de los fenocristales presenta una alteración a hematita e iddingsita, mientras que la de la pasta es fresca. Serían típicos basaltos olivínicos, melanocráticos y en sectores bien vesiculares.

En el sector sur se han asimilado a estos basaltos, los que constituyen la margen austral del río y lago Cardiel, cuyas edades arrojaron valores intermedios a los de su localidad tipo.

A esta unidad se atribuyen los diques de basalto olivínico que atraviesan los cerros Karken y Pelado, y que se emplazan en las sedimentitas de la Formación Piedra Clavada.

Edad y ambiente de formación

Por sus relaciones de campo el Basalto Strobel es post-Formación La Ensenada y pre-depósitos glaciares. A pesar de que no

está en contacto con estos últimos esto se demuestra porque los glaciares han elaborado sus artesas en un relieve posterior a las mesetas basálticas.

Se dispone de tres dataciones radimétricas efectuadas por el método de K/Ar sobre roca total en el INGEIS, cuyos valores analíticos se presentan en el cuadro IV. Es interesante destacar que el valor inferior coincide con la muestra obtenida en las coladas basales de esta unidad inmediatamente por encima de la Formación La Ensenada. La otra muestra obtenida en esta meseta procede de la parte superior, correspondiente a una colada que desborda en su frente de avance las anteriores, lo que permite circunscribir el período de extrusión de las diferentes efusiones en meseta entre los 8,6 y 6 m.a. Esto permite datar la edad mínima de los *rodados patagónicos* en la comarca.

En forma similar al Basalto Posadas estas efusiones corresponden a una asociación petrotectónica alcalino-básica de áreas continentales, que refleja una fracturación profunda de la litósfera en períodos de distensión.

Basalto Las Tunas

Se propone esta denominación para abarcar una serie de coladas basálticas que se derraman sobre un relieve previo labrado sobre rocas volcánicas y depósitos sedimentarios de edad terciaria. Su localidad tipo la constituye la pampa de Las Tunas, donde esta colada cubre un relieve elaborado en los depósitos de la Formación Cardiel. Corresponde a Ugarte (1956) el mérito de separarla de los otros basaltos, aunque la asigna al Pleistoceno.

A diferencia del Basalto Strobel que ahoga un relieve elaborado en depósitos terciarios, el basalto Las Tunas, sólo se derrama en depresiones topográficas, quedando numerosas áreas emergidas sin cubrir por sus depósitos lávicos. Su altura topográfica media oscila entre 600 y 700 metros por debajo de la planicie del Basalto Strobel, lo que indica la importante erosión que existió entre ambos períodos de efusión.

Su centro de emisión se halla cercano al chorrillo Querol, para los derrames de la pampa de Las Tunas; al oeste de la estancia Río del Medio, para las coladas del sector austral, y al suroeste de la estancia La Victorina para las del sector del río Sur. En este sector tanto estas coladas como las anterio-

res del Basalto Strobel presentan un conducto central de emisión, cuyo grado de preservación está condicionado por la antigüedad del mismo.

La composición de estas rocas varía de términos basálticos a basandesíticos, ambos olivínicos de acuerdo con los estudios de Saccomani (1978). Una muestra representativa de estas últimas presenta una textura hipidiomorfa compuesta por andesina media a labradorita sódica, olivina fresca con moderada alteración hematítica, augita y un 5 a 7 % de minerales opacos, posiblemente ilmenita.

Sus características petrográficas son muy uniformes en las distintas muestras examinadas. La parte superior muestra una textura vesicular muy característica y a diferencia del Basalto Strobel sus bloques están casi desprovistos de suelo.

Edad y ambiente de formación

Se hallan en marcada discordancia erosiva sobre el Basalto Strobel, del que está separado por un importante período de erosión. Una datación procedente de su localidad tipo al este del chorrillo Querol brindó una edad de 5 ± 1 m.a. (véase cuadro IV), lo que permitiría ubicar estas efusiones en el límite mio-plioceno.

El ambiente de formación es similar al del Basalto Strobel, aunque la cantidad menor de material extruido indica una declinación en la intensidad del vulcanismo para el Plioceno.

Basalto La Cueva

Esta efusión está representada en las adyacencias de la estancia Rincón de Los Toros en forma exclusiva. A unos cuatro kilómetros al sudeste del casco de la estancia se halla la cueva que constituye el epónimo de la unidad.

Son basaltos muy frescos, aún no disectados por la erosión, cuyas características primarias se preservan en su totalidad. La presencia de túneles originados por flujo subterráneo ha producido en este basalto cuevas, como la previamente mencionada. Esta alcanza una longitud superior al centenar de metros, con una altura superior en partes a los cuatro metros.

El color de los basaltos en fractura fresca es gris claro y sobre los mismos no se

ha implantado todavía vegetación. Al microscopio Saccomani (1978) reconoce un 5 a 7 % de microfenocristales de olivina en una pasta intergranular. La olivina presenta textura cribada y los microlitos de plagioclasa son de labradorita a andesina básica, frescos y ligeramente orientados y con débil zonalidad, asociados a prismas de augita, fresca y en cristales eu a subhedrales. Presentan numerosos minerales opacos, principalmente magnetita.

Edad y ambiente de formación

Las relaciones estratigráficas con los otros basaltos es coherente con la edad absoluta obtenida para esta colada (véase cuadro IV). Su edad de 4 ± 1 permite ubicarla en el Plioceno.

El ambiente de formación es similar a los anteriores, pero su efímero desarrollo indica aún más declinante actividad para este período de efusión.

Depósitos cuaternarios

La estratigrafía de la comarca se completa con los depósitos aluviales, coluviales, de remoción en masa y de playa con sus respectivos cordones psefíticos. Estos por no corresponder a los objetivos del presente trabajo no serán descriptos, remitiéndose a los interesados en sus peculiaridades a Ramos (1978).

Estructura

La actual estructura de la comarca fue producida con posterioridad a la regresión de la Formación Centinela, la que interviene en la deformación, y con anterioridad a

la depositación de la Formación Santa Cruz, la que no se halla afectada.

Durante el Oligoceno superior (entre las anomalías 6 y 7) ocurren importantes cambios en la extensión del fondo oceánico en el Pacífico oriental (Weissel *et al.*, 1977). A partir de la placa Farallones se forman por su segmentación tres nuevas placas, adquiriendo su actual individualidad la placa de Nazca. Este importante reordenamiento, quizá asociado al inicio de la transpresión al sur de los 47° , podría ser la causa de comienzo de un período de compresión, que plegó las secuencias pre-miocenas. En nuestro país se asocia a la fase pehuénchica reconocida por Yrigoyen (1976) en los Andes Centrales.

La estructura fue posteriormente elevada, durante la parte basal del Mioceno superior, como consecuencia de los movimientos de la fase quéchuica (quechua de Steinmann, 1929; Charrier y Vicente, 1972). El desarrollo de los depósitos pedemontanos de la Formación La Ensenada y el estar cubierto por el Basalto Strobel, permiten limitar esta fase como previa a los $8,6 \pm 0,6$ m.a., con valores coherentes a los obtenidos previamente por Coira *et al.* (1980), en la región norte del país.

La configuración estructural del área es compleja, máxime al hallarse en su mayor parte obliterada por los extensos campos lávicos que la circundan. Sin embargo, los afloramientos del sector occidental permiten bosquejar la estructura que se ilustra en las figuras 2 y 6.

La característica estructural dominante es una combinación de fallas inversas de bajo ángulo y plegamiento subordinado, que en forma similar a la descrita por Ramos (1979 a) en la región más al norte caracteriza el frente orogénico oriental de la Cordillera Patagónica a estas latitudes. En éste

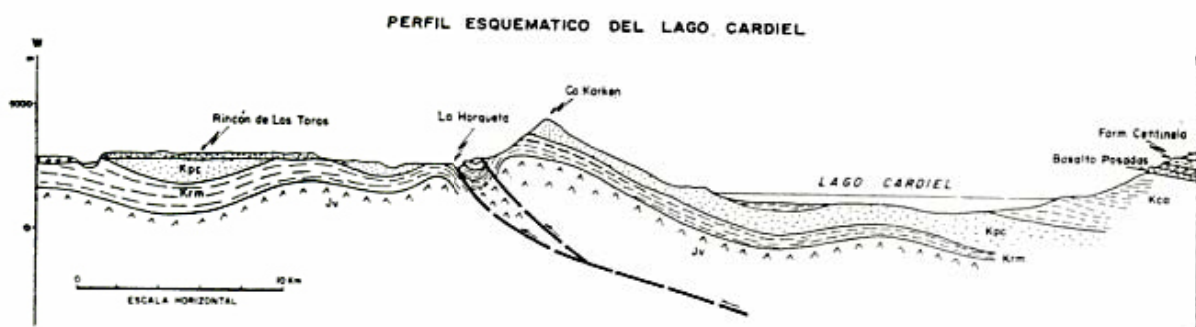


Fig. 6. — Sección estructural esquemática del lago Cardiel a la latitud de los ríos Sur y Cardiel según Ramos, 1978.

la vergencia del fallamiento es hacia el este, y se resuelve en una serie de láminas interpretadas como bajocorrimientos, que absorben la deformación del área interna ante la contracción del substrato.

La estructura del plegamiento asociado es de rumbo norte a nornoreste, y se caracteriza por un plegamiento concéntrico asimétrico, con flancos que oscilan entre los 15 y 20° en los sectores más deformados, los que se atenúan rápidamente hacia el este. La falla principal se ubica en el flanco occidental del pliegue y buza hacia el este. Su rumbo dominante es de N 25°E. En sus inmediaciones se observa un sinclinal de arrastre con una semilongitud de onda de 700 a 900 metros. Hacia el sur esta falla se bifurca desarrollando una menor de rumbo noroeste. Ambas fallas combinadas producen el cambio de rumbo del anticlinal del noroeste al noreste. El anticlinal es asimétrico con el flanco occidental abrupto y el oriental levemente inclinado. En el labio bajo de la falla se observa otro anticlinal de longitud de onda menor y paralelo a la misma.

Asociada a esta estructura principal se observan fracturas transversales de extensión de rumbo N 60°O a N 70°E. Estas fracturas transversales producen una segmentación que controla fosas y pilares como los ubicados al oeste del chorrillo Rabón.

Hacia el noreste la estructura es cortada por una falla, cuyo trazo coincide con el chorrillo Querol, de origen tensional, y rumbo N 30°O, que produce el hundimiento hacia el noreste del anticlinal principal. Más hacia el este se desarrollan una serie de pliegues menores como los que con rumbo nort-sur atraviesan el lago Cardiel. Estos son pliegues amplios, que afectan a la Formación Cardiel, y son responsables de la forma actual del lago y que controlaron los derrames del Basalto Las Tunas en una depresión sinclinal previa.

La estructura principal descrita presenta una fase de deformación sobrepuesta. Las fracturas transversales de extensión mencionadas presentan evidencias de un cizallamiento levógiro, como se infiere del plegamiento de arrastre de rumbo N 70°O en la Formación Piedra Clavada, cuatro kilómetros al sur del cerro Cuadrado. Asimismo se observan fracturas de extensión de rumbo N 70°E que controlan el emplazamiento de pequeños diques basálticos, así como otra serie de fracturas tensionales de flanco, subparalelas al eje del anticlinal principal y de

rumbo N 60°E. Estas fracturas son rellenadas por diques basálticos asignados al Basalto Strobel y que afectan a las fallas de extensión transversales más antiguas.

El comportamiento frágil de las rocas de la Formación Piedra Clavada permite reconstruir por lo tanto, dos períodos de compresión superpuestos. Estos se asignan a las fases compresivas pehuénchica y quéchuica acaccidas a fines del Oligoceno y en la base del Mioceno superior, respectivamente.

La gran cantidad de centros de emisión volcánica presentes en las mesetas de La Muerte y del Strobel, no presentan orientación dominante alguna. Su alta densidad denota la existencia de un basamento rígido, que configura un bloque de posición estructural inferior al de los afloramientos cretácicos. Su posición estructural más baja es deducida por la forma perisinclinal en que se disponen a su margen el Basalto Posadas y la Formación Centinela. Dentro de este campo lávico se observa un lineamiento de rumbo N 30°O, que estaría en continuidad estructural con la falla del chorrillo Querol más al sur.

Conclusiones

El levantamiento geológico de la región, en forma conjunta con el análisis efectuado, ha permitido extraer las siguientes conclusiones:

- Con posterioridad al Aptiano inferior se registra un brusco retiro del mar, evidenciado en los niveles basales del Miembro Cerro Pelado.
- Durante el Aptiano superior y el Albiano se observan en un ambiente de plataforma diversas oscilaciones del nivel del mar el que se retira definitivamente de la comarca a fines del Cretácico inferior.
- La región del Cardiel contiene una de las localidades mejor expuestas para el estudio bioestratigráfico del Albiano, portadora de una abundante fauna de *Beudanticeras*.
- El Basalto Posadas incluye efusiones que se iniciaron en el Paleoceno y continuaron hasta la base del Oligoceno, aunque su máxima actividad se registra en el Eoceno medio (45-48 m.a.).
- La Formación Centinela permite datar en la comarca a la ingresión patagónica

- sobre la base de su contenido micropaleontológico, como de edad oligocena.
- La Formación La Ensenada (*rodados patagónicos*) primer nivel de agradación pedemontano, tiene una edad miocena superior basal (anterior a los $8,6 \pm 0,6$ m.a.).
 - Los basaltos olivínicos de la comarca tienen una edad miocena superior a pliocena, y sus diferentes pulsos de emisión presentan una notable concordancia entre las posiciones estratigráficas relativas y las edades absolutas obtenidas.
 - La Cordillera Patagónica se estructuró como tal en la fase pehuénchica (fines del Oligoceno) y alcanzó su estructura actual durante la fase quéchuica a estas latitudes. Durante el resto del Cenozoico superior pequeños ajustes tensionales, asociados a una fisuración profunda y en forma decreciente, produjeron las efusiones basálticas alcalinas.

Lista de trabajos citados en el texto

- Aguirre Urreta, M. A., 1981. *La Familia Ancyloceratidae en la Cuenca Austral Argentina*, Fac. Cienc. Exactas Fis. y Nat. (en preparación) Buenos Aires.
- Aguirre Urreta, M. B. y V. A. Ramos, 1981 a. *Crustáceos decápodos del Cretácico inferior de la Cuenca Austral, Prov. de Santa Cruz, Argentina*, en Volkheimer, W. y Mussachio, E. (Eds). *Cuencas Sedimentarias jurásico-cretácicas de Sudamérica*, II: Buenos Aires.
- 1981 b. *Estratigrafía y paleontología de la alta cuenca del río Roble, Cordillera Patagónica, prov. de Santa Cruz*, Oct. Congr. Geol. Arg., Actas, III: 101-138, Buenos Aires.
- Ameghino, F., 1900-1902. *L' age des formations sedimentaires de Patagonie*, An. Soc. Cient. Arg., L-LIV, Buenos Aires.
- Archangelsky, S.; A. Baldoni; J. C. Camerero; S. Palamarczue y J. Seiler, 1981. *Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. I Diagramas de grupos polínicos del SO de Chubut y NO de Santa Cruz*, Oct. Congr. Geol. Arg., Actas, IV: 719-742, Buenos Aires.
- Baldoni, A. y V. A. Ramos, 1981. *Nuevas localidades con plantas fósiles cretácicas en la Cordillera Patagónica, prov. Santa Cruz*, Oct. Congr. Geol. Arg., Actas IV: 743-759, Buenos Aires.
- Bayars, A., 1978. *Estudio sedimentológico de las muestras de la Hoja 55b - Meseta de la Muerte*, Serv. Geol. Nac. (inéd.), Buenos Aires.
- Bertels, A., 1975. *Bioestratigrafía del Paleógeno de la República Argentina*, Rev. Española de Micropaleont. VII (3): 429-450, Madrid.
- Borrello, A. V., 1956. *Combustibles sólidos minerales*, Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia", Sec. Geol., 5: 26-665, Buenos Aires.
- Brood, K., 1981. *Miocene Bryozoa from Guadal Formation at the Southern border of Lago General Carrera, Aisen Region of Chile, South America*, Rev. Geol. Chile, 12: 59-77, Santiago.
- Camacho, H. H., 1974. *Bioestratigrafía de las Formaciones marinas del Eoceno y Oligoceno de la Patagonia*, An. Acad. Nac. Cienc., Ex. Fis. y Nat., 26: 39-57, Buenos Aires.
- 1979. *Significados y usos de "Patagoniano", "Patagoniense", "Formación Patagónica" y otros términos de la Estratigrafía del Terciario marino argentino*, Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV (3): 235-242, Buenos Aires.
- Casas, J. H., 1959. *Estudio geológico del Lago Cardiel, Dto. Río Chico, prov. Santa Cruz*, Yac. Petrol. Fisc. (inéd.), Buenos Aires.
- Casey, R., 1954. *New genera and Subgenera of Lower Cretaceous ammonites*, Journ. Washington Acad. Sci., 44 (4): 106-115, Washington.
- Coira, B.; J. Davidson; C. Mpodosis y V. A. Ramos, 1980. *Magmatic evolution of fthe Andes of Northern Argentina and Chile*, Simp. Magm. Evol. Andes (U. Cordani y E. Linares eds.), Earth Sci. Reviews (en prensa) Amsterdam.
- Charrier, R.; E. Linares; H. Niemeyer y J. Skarneta, 1979. *K-Ar ages of basalt flows of the Meseta Buenos Aires in Southern Chile and their relation to the southeast Pacific junction*, Geology: 7: 436-439.
- Charrier, R. y J. C. Vicente, 1972. *Liminary and Geosyncline Andes: Major orogenic phases and synchroical evolution of the Central and Austral sectors of the Southern Andes*, Contrib. Prob. Tierra Sólida, 2: 451-470, Buenos Aires.
- Darwin, Ch., 1846. *Geological observation of South America, being the third part of the geology of the voyage of the "Beagle" during 1832-1836*, London.
- Fossa Mancini, E.; E. Feruglio y J. C. Yussen de Campana, 1938. *Una reunión de geólogos de YPF y el problema de la nomenclatura estratigráfica*, Bol. Inform. Petrol., 171: 31-95, Buenos Aires.
- Feruglio, E., 1938. *El Cretácico superior del lago San Martín y de las regiones adyacentes*, Physis, 12: 293-342, Buenos Aires.

- 1949-1950. *Descripción geológica de la Patagonia*, Dir. Gral. Yac. Petrol. Fisc., I-II, Buenos Aires.
- Fidalgo, F. y J. C. Riggi, 1965. *Los rodados patagónicos de la Meseta de Guenguel y alrededores*, *Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (3): 273-325*, Buenos Aires.
- 1970. *Consideraciones geomórficas y sedimentológicas sobre los rodados patagónicos*, *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (4): 430-443*, Buenos Aires.
- Furque, G. y H. H. Camacho, 1972. *El Cretácico superior y Terciario de la región Austral del Lago Argentino (prov. de Santa Cruz)*, Cuartas Jorn. Geol. Arg., Actas III: 61-76, Buenos Aires.
- Halle, T. G., 1913. *Some mesozoic plant-bearing deposits in Patagonia and Tierra del Fuego and their floras*, *Kungl. Sv. Vetenskapsakad. Handl., 51 (3): 3-58*, Stockholm.
- Hardenbol, J. y N. A. Berggren, 1978. *A new Paleogene Numerical Time Scale*, *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Contributions to the Geologic Time Scale, Studies in Geology, 6: 213-234*, Tulsa.
- Hatcher, J. B., 1897. *On the Geology of Southern Patagonia*, *Amer. Journ. Sci., Ser. 4, 4 (23): 321-354*, New Haven.
- 1900. *Sedimentary rocks of Southern Patagonia*, *Amer. Journ. Sci., Ser. 4, 9 (50): 85-108*, New Haven.
- 1901. *Reports of the Princeton Expeditions to Patagonia 1896-1899. I Narrative of the expedition, geography of Southern Patagonia*, Princeton, N. J.
- Heim, A., 1940. *Geological observations in the Patagonian Cordillera*, *Ecl. Geol. Helv., 33 (1): 25-51*, Lausanne.
- Katz, H. R., 1963. *Revision of Cretaceous Stratigraphy in Patagonian Cordillera of Ultima Esperanza, Magallanes province, Chile*, *Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull., 47: 506-624*, Tulsa.
- Leanza, A. F., 1970. *Amonites nuevos o pocos conocidos del Aptiano, Albiano y Cenomaniano de los Andes Australes con notas acerca de su posición estratigráfica*, *Asoc. Geol. Arg., Rev. XXV (2): 197-261*, Buenos Aires.
- 1972. *Andes Patagónicos Australes*, en *Geología Regional Argentina*, Acad. Nac. de Cienc., 689-706, Córdoba.
- Levy de Caminos, R., 1978. *Estudio de la fauna de la Hoja 55 b Meseta de La Muerte*, *Serv. Geol. Nac. (inédito)*, Buenos Aires.
- Malumián, N., 1970. *Bioestratigrafía del Terciario Marino del subsuelo de la prov. de Buenos Aires*, *Ameghiniana, VII (2): 173-204*, Buenos Aires.
- 1972. *Foraminíferos del Oligoceno y del Mioceno del subsuelo de la prov. de Buenos Aires*, *Ameghiniana, IX (2): 97-137*, Buenos Aires.
- 1978. *Estudio micropaleontológico de muestras provenientes de las Hojas 55 a y b*, *Serv. Geol. Nac. (inéd.)*, Buenos Aires.
- Malumián, N. y V. Masiuk, 1973. *Asociaciones foraminiferológicas de la República Argentina*, Quinto Congr. Geol. Arg., Actas III: 433-453, Buenos Aires.
- Marshall, G.; R. P. Pascual; H. Curtis y R. E. Drake, 1977. *South American Geochronology: Radiometric Time Scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing horizons in Patagonia*, *Science, 195 (4284): 1325-1328*, Washington.
- Niemeyer, H., 1975. *Geología de la región comprendida entre el Lago General Carrera y el río Chacabuco, provincia de Aysen, Chile*, *Mem. Título, Dto. Geol. Univ. Chile (inéd.)*, Santiago.
- 1979. *Los basaltos alcalinos cenozoicos de Meseta Buenos Aires, Lago General Carrera, provincia de Aysén, Chile*, *Seg. Congr. Geol. Chileno, Actas II (E): 149-167*, Santiago.
- Nulló, F. E.; C. A. Proserpio y V. A. Ramos, 1978. *Estratigrafía y tectónica de la vertiente este del Hielo Patagónico, Argentina y Chile*, Sépt. Congr. Geol. Arg., Actas I: 455-470, Buenos Aires.
- Ortmann, A. E., 1900. *Sinopsis of the collections of invertebrate fossils made by the Princeton Expeditions to Southern Patagonia*, *Amer. Journ. Sci., ser. 4, X: 368-381*, New Haven.
- 1902. *Tertiary invertebrates, Reports of the Princeton Expedition to Southern Patagonia*, IV (2): 45-332, N. Jersey.
- Piatnitzky, A., 1938. *Observaciones geológicas en el oeste de Santa Cruz (Patagonia)*, *Bol. Inform. Petrol., 165: 45-85*, Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J. V., 1979. *Lecantamiento geológico de la Hoja 54 a b Río Mayer, prov. de Santa Cruz*, *Serv. Geol. Nac. (inéd.)*, Buenos Aires.
- Pothe de Baldi, D., 1978. *Estudio palinológico de muestras correspondientes a distintas formaciones y localidades de las Hojas 55 a y b, prov. de Santa Cruz*, *Serv. Geol. Nac. (inéd.)*, Buenos Aires.
- Pothe de Baldi, D. y V. A. Ramos, 1980. *Las microfloras de la Formación Río Mayer y su significado estratigráfico, prov. Santa Cruz, República Argentina*, *Seg. Congr. Arg. Paleont. y Bioestrat. y Prim. Congr. Latinoamer. Paleont., Actas V (Simp. Límite Jurásico-Cretácico): 201-213*, Buenos Aires.
- Quensel, P. D., 1912. *Geologic-Petrographische studien in der Patagonischen Cordillera*, *Geol. Inst. Univ. Upsala, Bull. XI: 1-114*, Upsala.
- Ramos, V. A., 1978. *Descripción geológica de la Hoja 55 b Meseta de la Muerte*, *Serv. Geol. Nac. (inéd.)*, Buenos Aires.
- 1979 a. *Tectónica de la Región del río y lago Belgrano, Cordillera Patagónica, Argentina*, *Seg. Congr. Geol. Chileno, Actas I (B): 1-32*, Santiago.

- 1979 b. *El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica de Argentina y Chile*, Sépt. Congr. Geol. Arg., Actas I: 423-436, Buenos Aires.
- 1979 c. *Levantamiento geológico de la Hoja 55 a Sierra de Sangra, prov. de Santa Cruz*, Serv. Geol. Nac. (inéd.), Buenos Aires.
- 1980. *Levantamiento geológico de la Hoja 55 a b Monte Zambora, prov. de Santa Cruz*, Serv. Geol. Nac. (inéd.), Buenos Aires.
- Ramos, V. A.; H. Niemeyer; J. Skarmeta y J. Muñoz, 1980. *The magmatic evolution of the Austral Andes*, Symp. Magm. Evol. Andes, Act. Geol. y Min. y Petrol. de Chile, Earth Science Reviews 10 (en prensa), Amsterdam.
- Riccardi, A. C., 1971. *Estratigrafía en el oriente de Bahía La Lancha, Lago San Martín, Santa Cruz, Argentina*, Rev. Mus. La Plata 7 (Geol. 61): 245-318, La Plata.
- Riccardi, A. y E. Rolleri, 1980. *Cordillera Patagónica Austral*, en Seg. Simp. Geol. Reg., Anst. Nac. Geol. Nac., II: 1173-1306, Córdoba.
- Riggi, J. C., 1958. *Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, prov. de Santa Cruz*, Asoc. Geol. Arg., Arg. ¿. .?, 65-97, Buenos Aires.
- Roll, A., 1937. *Estudio geológico de la zona entre el río Shehuan y el río Santa Cruz*, Mac. Petrol. Fisc. (inédito), Buenos Aires.
- Russo, A. y M. A. Flores, 1972. *Patagonia Austral Extraandina*, en Geología Regional Argentina A. F. Leanza ed., Ecad. Nac. Cienc. 707-725, Córdoba.
- Russo, A.; M. A. Flores y A. Di Benedetto, 1980. *Patagonia Austral Argentina*, en Seg. Simp. Geol. Arg., Acad. Nac. Cienc., II: 1431-1462, Córdoba.
- Sacomani, L., 1978. *Estudio petrográfico de las rocas de las Hojas 55 a y b, prov. de Santa Cruz*, Serv. Geol. Nac. (inéd.), Buenos Aires.
- Steinmann, G., 1929. *Geologie von Peru*, 448 págs. Heidelberg.
- Ugarte, F. R. E., 1956. *Relevamiento geológico expeditivo de la zona del Lago Cardiel*, Yac. Carbonif. Fisc. (inéd.), Buenos Aires.
- 1957. *El Grupo de Río Zeballos*, Asoc. Geol. Arg. Rev. XI (3): 202-216, Buenos Aires.
- Weissel, J. K.; D. E. Hayes y E. M. Herron, 1977. *Plate tectonics synthesis: the displacements between Australia, New Zeland and Antarctica since the Late Cretaceous*, Marine Geology, 25: 231-277, Amsterdam.
- Wilckens, O., 1905. *Die Meeresablagerungen der Kreide und Tertiär-Formation in Patagonien*, Neues Jahrb. Miner. Geol. Palaont., 21: 98-195, Stuttgart.
- Yrigoyen, M., 1976. *Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua*, Prim. Congr. Geol. Chileno, Actas I (A): 169-190, Santiago.

Recibido: 17 de setiembre de 1981.

Aceptado: 10 de marzo de 1982.

VICTOR A. RAMOS

Servicio Geológico Nacional
Av. Santa Fe 1548,
1060 Buenos Aires

CARACTERES PETROGRÁFICOS Y GEOQUÍMICOS DE LAS PIROCLASTITAS DE LA FORMACIÓN ÑIRIHUAU

LUIS A. SPALLETTI, JULIO C. MERODIO y VERÓNICA C. DE PÓSADAS

Resumen

Abstract

Se estudian las piroclastitas de la Formación Ñirihuau (Terciario) que afloran en los perfiles de la Península de San Pedro, Cerro Otto y Cerro Carbón (Provincia de Río Negro). En base a las características generales, modo de yacencia y facies sedimentarias se ha deducido que las tobas y chonitas intercaladas entre otras sedimentitas se formaron por lluvias de cenizas derivadas de vulcanismo pliniano. Por su parte, las secuencias ignimbríticas, integradas por tobas soldadas y normales, se suponen originadas por efusiones con dos subfases simultáneas, una densa o de flujo, y otra explosiva y de menor temperatura.

Pyroclastic deposits of Ñirihuau Formation (Tertiary) located at Peninsula de San Pedro, Cerro Otto and Cerro Carbón (Río Negro Province, Argentina) are studied. Tuffs and chonites interstratified with other volcanoclastic deposits were formed by short Plinian volcanic eruptions. Ignimbritic sequences, composed both by welded and non-welded tuffs, are interpreted as synchronic deposits of two-phase acid eruptions, one dense and fluid (pyroclastic flow) and the other, highly explosive.

Petrográficamente, las piroclastitas son ricas en vidrio ácido como matriz, asociado con fenoides de plagioclasa sódica, cuarzo y litoclastos volcánico-piroclásticos. Por su textura, se hallan variedades afiricas y porfíricas; en las tobas soldadas es típica la textura eutaxítica orientada y común la flámica, mientras que en las tobas normales y chonitas lo más habitual es la presencia de una fábrica isotropa. En base a las características de los fenocomponentes cristalinos estas piroclastitas han sido clasificadas como fenodacíticas y fenandesíticas. Asimismo, se ha establecido que las tobas soldadas difieren de las variedades normales por su mayor firismo, matriz más rica en vidrio volcánico y proporciones más elevadas de fenoides de plagioclasa, cuarzo y litoclastos.

The bulk volume of the matrix of these pyroclastites is mainly composed of acid vitric shards, while oligoclase-andesine, quartz and lithic fragments are present as phenoclasts. The texture is aphiric and porphiric; welded types are commonly oriented, eutaxitic and "fiammic". The pyroclastic rocks of Ñirihuau Formation have been classified as phenodacites and phenoandesites.

Desde el punto de vista geoquímico, se ha determinado que las rocas analizadas pertenecen a la serie calcoalcalina y son de tipo riolítico y dacítico. En comparación con las vulcanitas de arco magmático correspondientes a la subyacente Formación Ventana, se ha encontrado que las piroclastitas muestran discontinuidades composicionales, especialmente en los tenores de potasio y aluminio. Esta anomalía es atribuida, tentativamente, a fenómenos de fusión parcial y asimilación de materiales corticales con baja proporción de los mencionados elementos, en un sustrato de retroarco magmático.

The matrix of the welded tuffs is richer in glass than the normal tuffs. Also, the phirism and the proportion of plagioclase, quartz and lithic phenoclasts are more abundant in the welded deposits.

The pyroclastic samples have been geochemically classified as calcoalcaline rhyolites and dacites. There are compositional discontinuities between the pyroclastic rocks and the Ventana's Formation underlying magmatic arc vulcanites, specially with K and Al contents. This fact could be due to partial melting of continental crust materials in a back-arc substrate.

Introducción

El presente trabajo forma parte del plan de investigaciones sobre la geología de la Formación Ñirihuau en la comarca austral del lago Nahuel Huapí. A su vez, se incluye en el programa dedicado al estudio del vulcanismo terciario en la región de la Cordillera Patagónica Septentrional.

La contribución está destinada a la caracterización composicional de las piroclastitas primarias que afloran en los perfiles de la Península de San Pedro, Cerro Otto y Cerro Carbón, ubicados en las inmediaciones de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro (fig. 1). Los estudios, realizados tanto

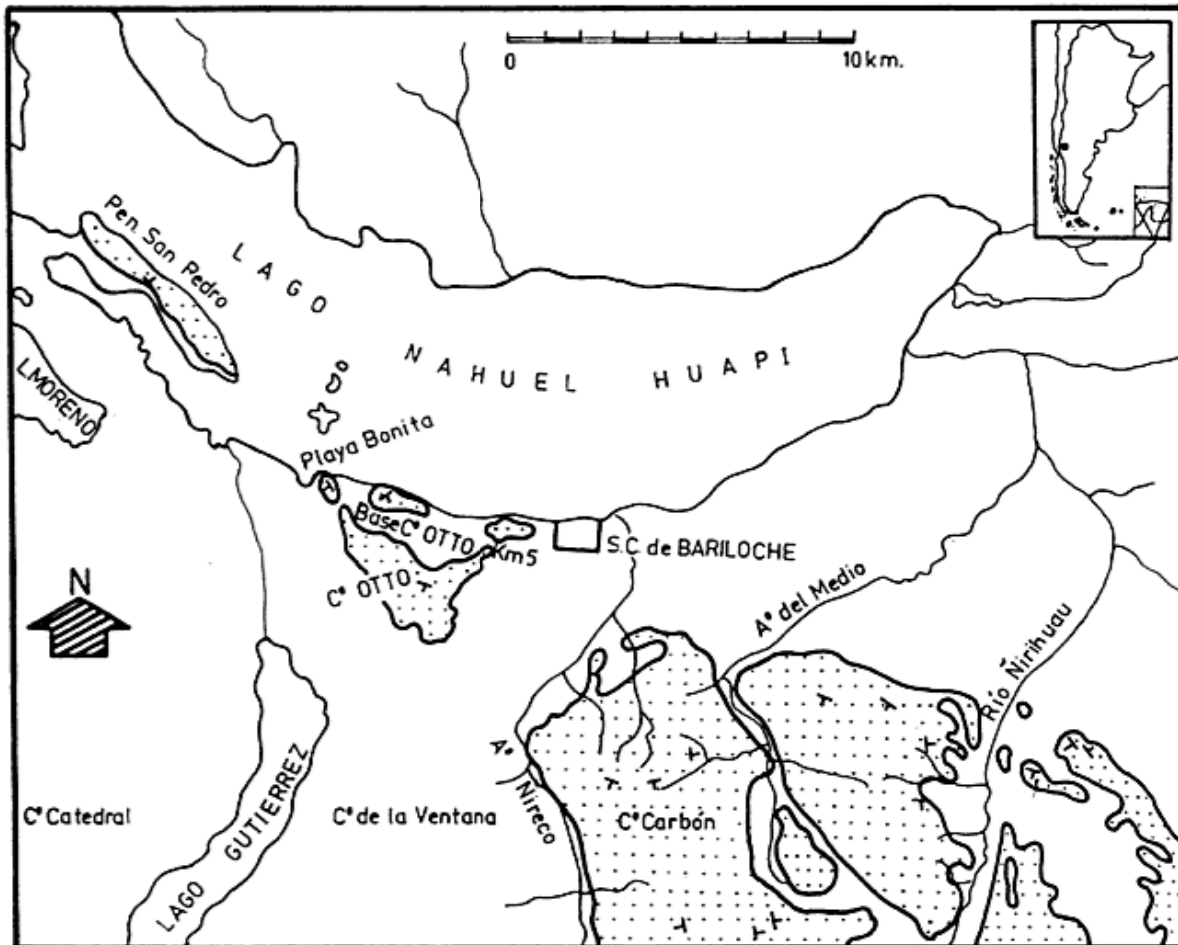


Fig1-Mapa de ubicación y de la distribución de la Formación Ñirihuau en la región estudiada.

por vía petrográfica como geoquímica, están destinados principalmente al establecimiento de un cuadro evolutivo general de los términos volcánoclasticos que componen a la Formación Ñirihuau y a valorar su posible relación con las lavas y piroclastitas de la subyacente Formación Ventana (Serie Andesítica).

Estos trabajos han sido financiados con un subsidio concedido por el CONICET y desarrollados en la Facultad de Ciencias Naturales de La Plata, entidades a las que los autores desean expresar su reconocimiento.

Rasgos generales de la Formación Ñirihuau en el área de estudio

La Formación Ñirihuau forma parte del relleno sedimentario de la Cuenca de Ñirihuau-Norquincó-Cushamen y de la Cordillera Patagónica Septentrional. Junto con la

Formación Ventana, constituye el Grupo Nahuel Huapí (González Bonorino, 1973). Consiste en una entidad esencialmente volcánoclastica de supuesta edad oligocena (Bertels, 1980), que se presenta con máximo desarrollo (2500 m) en la región del lago Nahuel Huapí. En su constitución participan sedimentitas pséfíticas, psamíticas y pelíticas asociadas con piroclastitas primarias y escasas vulcanitas. A pesar de los esfuerzos tectónicos que la afectaron y que se traducen en pliegues amplios y extensas fallas, sus exposiciones son bastantes continuas, en especial en el Cerro Otto y Cerro Carbón, perfiles que según González Bonorino (*op. cit.*) constituyen una secuencia consecutiva.

El análisis de detalle de estas secciones ha permitido definir nueve facies sedimentarias (Spalletti, 1981), algunas de las cuales aparecen preferencialmente compuestas por rocas piroclásticas, como por ejemplo las de ignimbritas, tobas, tobas y areniscas epiclasticas y ortoconglomerado-diamictita,

esta última con típicas laharitas. En el mencionado trabajo se ha logrado determinar la asociación de paleoambientes sedimentarios y se ha concluido que la secuencia se ha formado en diversos medios, tales como abanicos aluviales, ambientes fluviales de baja y alta sinuosidad —los últimos con términos depositados en canales, albardones y cuencas de inundación— cuerpos lacustres, plataformas deltaicas subaéreas (con facies constructivas distributarias e interdistributarias) y ciclos probablemente originados bajo la acción de mareas en ambientes transicionales del tipo de las planicies de mareas. Cabe consignar que en varias oportunidades las secuencias atribuidas a los paleoambientes citados, en especial las lacustres, las de cuenca de inundación y de los complejos interdistributarios, portan intercalaciones de sedimentitas piroclásticas primarias.

La vinculación entre las facies constituidas por piroclastitas y las demás secuencias volcanoclásticas, así como su modo de yacencia y caracteres generales de los afloramientos han sido detallados en otra contribución (Spalletti, *op. cit.*). En particular, las tobas se presentan en estratos tabulares delgados, generalmente macizos y con tonalidades verdosas a grises. A veces varían en sentido vertical desde sedimentitas muy finas y finas hasta tobas pumíceas porosas con abundantes fenoides cristalinos. No es raro que incluyan detrito vegetal carbonizado. Por su parte, las tobas soldadas constituyen cuerpos —por lo común— tabulares continuos, aunque con superficies irregulares; son rocas tenaces, macizas, muy duras, de colores claros (verdosos y grises) y fractura irregular, que muestran como estructura saliente diaclasas verticales o subverticales producidas durante su enfriamiento. Las tobas soldadas también poseen estructura fluidal flámica y de agregados cristalinos; sin embargo, algunos de sus cuerpos o porciones de sus coladas resultan totalmente macizos. Cabe mencionar, asimismo, que un carácter conspicuo de las tobas soldadas es su pasaje vertical a tobas no soldadas y/o chonitas.

Agentes formadores de las piroclastitas

Según Spalletti (1981) los mecanismos de formación de los materiales analizados han sido diversos y van desde verdaderos flujos piroclásticos de alta temperatura hasta lluvias normales de cenizas.

Es muy probable que los niveles de tobas

y chonitas interestratificados con otras sedimentitas, y quizás algunas acumulaciones de psamitas piroclásticas puras de mayor escala vertical, se hayan originado por lluvias de cenizas provocadas por fenómenos altamente explosivos (plinianos, según Francis, 1976; Machida y Arai, 1976; hasta vulcanianos y strombolianos, Steiner, 1960) en los que la degasificación se produce en sectores profundos del conducto volcánico.

Por otra parte, en las secciones estudiadas es evidente la existencia de depósitos ignimbríticos constituidos por proporciones diversas de tobas soldadas y normales (y aún chonitas), que se deben a efusiones no violentas (Pesce, 1979) y se manifiestan superficialmente como flujos de cenizas incandescentes.

Si bien es mucho lo que se ha escrito sobre las tobas de flujo, todavía no está del todo claro el proceso que lleva a su definitiva formación. En esta contribución, en base a las características de los materiales, se han podido inferir varias conclusiones al respecto. Por una parte, la considerable extensión areal de los depósitos, su espesor relativamente escaso y el bajo gradiente de la zona donde se produjo la sedimentación (paleoambientes de cuenca de inundación, canales y regiones interdistributarias, Spalletti, *op. cit.*), permiten deducir que los flujos piroclásticos poseían baja densidad y viscosidad, en razón de una considerable proporción de componentes volátiles; por lo tanto, se movilizaban impulsados por procesos de degasificación superficial más que por acción gravitativa (Francis, *op. cit.*). Asimismo, la elevada participación de tobas soldadas respecto a tobas normales en cada uno de los depósitos ignimbríticos, provee indicios sobre la temperatura de los mencionados agentes, la que habría llegado a valores del orden de los 600°C (Cf. Llambías, 1973). En este sentido, pueden corroborar estas apreciaciones la frecuente existencia de alineaciones de cristales, la fluidalidad y las típicas flamas que denotan sedimentación de las tobas soldadas en estado pastoso o semifundido. En relación con la temperatura, cabe consignar que el proceso de enfriamiento de los productos parece haber sido relativamente lento, por lo que provocó el marcado eutaxismo y la devitrificación de las variedades soldadas; con todo, el escaso espesor de la mayoría de los depósitos y la inexistencia de crecimientos secundarios

deutéricos revelan que la definitiva consolidación se alcanzó más rápidamente en comparación con los depósitos de los plateau ignimbríticos (Llambías, *op. cit.*).

La definición de secuencias elementales compuestas en la Formación Ñirihuau, en las que cada depósito ignimbrítico se caracteriza por un pasaje vertical desde tobas soldadas en la base a tobas poco soldadas y tobas nomales (Cf. Spalletti, *op. cit.*), conduce a una mayor precisión sobre los agentes responsables de su conformación. Estos depósitos mixtos, reconocidos ya por Smith (1960), pueden explicarse por dos distintos mecanismos. Por un lado, se los atribuye a efusiones alternantes, una inicial pliniana (explosiva) y otra ulterior de carácter ignimbrítico (Cf. Francis, *op. cit.*; Sparks y Huang, 1980); sin embargo, en este caso, los materiales téfricos sueltos deberían formar parte de la sección basal de cada ciclo, hecho que en los depósitos aquí analizados no se ha detectado. Por otra parte, uno de los procesos más aceptados para este tipo de secuencias se basa en la idea de la generación de ignimbritas en estrecha asociación con depósitos de lluvias de cenizas, como ignimbríticos (Sparks *et al.*, 1973), que se emplazan por erupciones de colapso columnar. En este caso, la erusión consta de dos subfases emitidas simultáneamente, una más densa, de alta temperatura, que consiste en un flujo de cenizas incandescentes que originaría el depósito soldado, y otra menos densa, explosiva, que consiste en una nube subaérea constituida esencialmente por piroclastos finos, que se desplaza a menor temperatura movida por el viento y provoca la sedimentación de tobas y chonitas no soldadas. De esta forma, las secciones formadas en las cercanías del centro efusivo serán más ricas en tobas soldadas, en tanto que las distales tendrán progresivamente mayores proporciones de tobas normales hasta que por último sólo quedarán compuestas por éstas. Este mecanismo es el que puede adoptarse para explicar muchas de las secciones piroclásticas de la Formación Ñirihuau. De tal forma, las secuencias ricas en tobas soldadas pueden atribuirse a un fenómeno de depositación por flujos tendientes a bajar gradiente aunque ciertas a los centros efusivos. Por su parte, las secuencias puramente tobáceas también pueden ser asignadas a probables ignimbríticos (Cf. Spalletti *op. cit.*) y representarían depósitos distales o de efusiones de menor convergadura o de que en la

zona de acumulación sólo habrían llegado los materiales de la subfase de caída de cenizas.

Petrografía

Las piroclastitas que se han identificado en las secciones analizadas consisten, principalmente, en variedades de grano fino, piropsamíticas (tobas y tobas soldadas) y piropelíticas (chonitas). Los atributos generales de estas rocas, tales como modo de yacencia, asociaciones litológicas y caracteres megascópicos, han sido proporcionados en otro trabajo (Spalletti, 1981).

Los estudios petrográficos fueron efectuados microscópicamente a partir de cortes delgados y el análisis cuantitativo se realizó con el empleo de contador de puntos. En total se han observado 16 muestras de tobas soldadas y 24 de tobas normales y chonitas.

En todas las rocas analizadas resalta, por su abundancia, una matriz o base muy fina constituida esencialmente por trizas vítreas a las que acompañan pequeños cristaloclastos de plagioclasa y cuarzo. El vidrio de esta matriz se presenta siempre en dos generaciones; una, bajo la forma de típicas trizas angulosas, otra como un fino agregado amarillento de pulvículas teratitas, en las que no se advierte la morfología de los andávidos, si bien las típicas trizas resultan, por lo común, más frecuentes. Hay algunos ejemplares de tobas normales en los que el vidrio muy fino se encuentra en elevada proporción.

Las tobas soldadas poseen una típica textura entrelazada con abundantes trizas vítreas curvadas e interpenetradas; en ocasiones son muy frecuentes las concentraciones de vidrio en determinados sectores de la roca las que confirman la verdadera naturaleza filamentosa de ejemplares que carecen de tal atributo. Por su parte, en las tobas las trizas vítreas que se ven en la matriz son de tipo subtricuspidado, de tipo acicular, lanceolado, recto o poco curvado. En las variedades donde la matriz es más gruesa prevalecen las trizas más cilíndricas y de tipo entrelazado.

El vidrio de las tobas soldadas se halla en variablemente vitrificado en un fino mosaico felsítico, mientras que en las tobas con habitual alteración arcillosa en algunos casos los lamonáticos en forma de tipos litológicos se han identificado en individuos circulares o subcirculares, en una

ciones concéntricas que corresponden a ceolitas y que concentran en determinados sectores de la matriz de las piroclastitas. Asimismo, no es raro —especialmente en tobas soldadas— hallar micromosaicos silíceos en parches, como microgeodas o microdrusas en huecos o alrededor de trizas vítreas. Al parecer, los procesos de transformación del vidrio son más variados en las tobas soldadas, ya que también se han advertido la existencia de argilominerales con formas cristalinas o en manchones, así como en agregados fibrosos radiales; también se identificó clorita como producto de la descomposición del vidrio y a veces bajo la forma de crecimiento epigénicos. Indudablemente, los procesos de alteración del vidrio en las piroclastitas estudiadas parecen ser bastantes más complejos de los que denota el estudio petrográfico, ya que los difractogramas efectuados en algunas de las muestras han puesto de manifiesto diversas asociaciones de argilominerales y varias especies de ceolitas (Spalletti e Iñiguez, 1981).

Por su bajo índice de refracción ($< 1,50$) y por los productos de la devitrificación, se deduce que en todos los casos el vidrio volcánico tiene composición fuertemente ácida.

Entre las rocas analizadas existen tipos afíricos y porfíricos, y en estos últimos se destacan aquellos en los que la matriz que pervalece es porfirica, ampliamente y las tobas soldadas, salvo un caso, poseen textura porfirica, mientras que en las tobas hay ligero predominio de las variedades afíricas. En las tobas soldadas porfíricas hay siempre gran diferencia de tamaño entre la base y los fenoides líticos y cristalinos, aunque de muestra a muestra tanto la dimensión de estos fenoides como la de las trizas que forman la base varía considerablemente. En cambio, en las tobas lo más habitual es que se registre una transición textural desde la matriz hasta los fenoides, ya que, sobre todo las trizas cristalinas, se presentan como individuos de diverso tamaño. Por su parte, las tobas afíricas son de reducida granulometría (ohomíticas) y en ellas la composición se torna vítreo, con todo, hay muestras afíricas en las que se identifican trizas de cristaloclastos finos.

Los fenoides, que varían marcadamente en proporción entre muestra y muestra, poseen naturaleza cristalina y lítica. Su morfología más común es con tendencia a la eudralismo, aunque son comunes los fragmentos fracturados. Entre sus rasgos más

conspicuos se destacan los engolfamientos y las inclusiones negativas provocados por la penetración de la matriz; al parecer, este carácter es más saliente cuando se incrementa el tamaño de los fenoides.

En las tobas, las corrosiones de matriz parecen ser menos destacables que en las piroclastitas soldadas.

Entre los cristaloclastos, los de plagioclasa son sin dudas los más comunes. Se presentan como granos angulosos y subangulosos, partidos, con estructura zonal y también maclados (Albita, Carsbad-Albita y más raramente Albita-Periclino). Por su índice de refracción y maclado (entre 0 y 20° de extinción) se ha determinado como plagioclasa sódica a intermedia (oligoclasa, hasta andesina). Por lo común sus granos son límpidos, salvo casos donde la alteración se manifiesta como un fino punteado sericítico. Algunos individuos muy fracturados internamente muestran procesos de transformación más intensos. Cabe destacar que en casi todas las muestras no se han hallado granos de feldespato potásico, con excepción de una toba en la que su presencia es dudosa.

El cuarzo siempre se muestra límpido y con rápida extinción, en ocasiones muy fracturado. Algunos ejemplares carecen de este componente al menos bajo la forma de fenoides de mayor dimensión. Cuando completa, las trizas de cuarzo son angulosas, con carácter que se acentúa con el decrecimiento de la granulometría. Particularmente, en las tobas, sus clastos son de pequeña dimensión y están muy corroídos por la matriz.

Por su parte, los litoclastos siempre volcánicos o piroclásticos, tienen variada composición y a veces hay trozos de melanitas felsíticas, otros con textura intersertal o pilotáxica, con fenocristales de plagioclasa y félicos (piroxenos olivinas). Los litoclastos, tienden a constituir los individuos más gruesos de estas rocas, aunque también se los ha encontrado como granos de pequeña dimensión. Con todo, hay piroclastitas muy fíricas, carentes de fragmentos de roca.

Cabe destacar que en las tobas normales también se encuentran como fenoides fragmentos de vidrio pumítico de gran tamaño o como trizas tabulares, micizas, a veces envueltas alrededor de elastos cristalinos.

Salvo los opacos, las piroclastitas estudiadas son pobres en minerales pesados. Con todo, la biotita está presente en algunos ejemplares y la calcita en unas pocas muestras, cierto grado de abundancia. Al parecer, la

mica es característica de las muestras recolectadas en el Cerro Carbón. Sólo en forma muy aislada se han identificado pequeños granos de piroxeno monoclinico y de naturaleza anfibólica.

Desde el punto de vista de la fábrica, las tobas soldadas muestran buena orientación de los elementos que componen la base, que se evidencia por la disposición paralela de trizas alargadas que se curvan alrededor de los cristaloastos y litoclastos mayores. Esta fluidez queda a veces acentuada por la presencia de venas hematíticas y también por la existencia de capas alternantes, unas puramente vítreas y otras con cristaloastos cuarzosos y feldespáticos. A la vez la presencia de flamas acentúa la orientación preferida de estas variedades litológicas. Sin embargo, es necesario consignar que en algunas tobas soldadas la fluidez se manifiesta sólo por sectores, en tanto que en otras es prácticamente inexistente.

En cuanto a la estructura microscópica de las tobas, lo más común es la isotropía en la disposición de trizas vítreas y cristalinas, las que tienen el aspecto de un ensortijado, rasgo que parece ser típico de la mayoría de las variedades no soldadas (Cf. Teruggi *et al.*, 1981). Sin embargo, en nuestro caso se han encontrado tobas con alineamiento paralelo de las trizas o bien con orientaciones localizadas. Asimismo, estas piroclásticas pueden mostrar buenos ejemplos de laminación, a veces textural, otras textuales y aromáticas (de pigmentación) y también composicionales-texturales en las que al aumentar el grano se incrementa correlativamente el tenor de trizas cristalinas.

Es oportuno mencionar que entre los ejemplares analizados hay algunos de neto carácter transicional entre tobas soldadas y normales, que se caracterizan por su escaso eutaxismo o por su localización en sectores muy definidos de la roca. Estas piroclásticas poseen trizas vítreas más gruesas y una más marcada transición granulométrica desde la matriz a los fenoides, en comparación con las típicas tobas soldadas. En ellas, los procesos de alteración parecen haber tenido mayor intensidad, ya que contienen alto tenor de fenoides opacos con formas prismáticas y clastos biotíticos degradados a hematita. Por otra parte, siempre en comparación con las tobas soldadas, el porcentaje de fragmentos pumíticos es más elevado.

Uno de los ejemplares de la sección del Cerro Carbón (CC 50) si bien mantiene los

atributos composicionales de las piroclásticas, muestra algunos caracteres que la aproximan a las rocas lávicas. Aunque posee un muy elevado tenor de vidrio volcánico, resultan poco notorias las formas de trizas; a la vez, muestra una alta proporción de oquedades subcirculares de hasta 1 mm. En la base, acompañan al vidrio, frecuentes cristales muy finos de cuarzo, pagioclasas y quizás feldespato potásico. Entre tanto, el firismo es escaso y queda determinado por baja proporción de cristales y líticos volcánicos. Su estructura más conspicua es la fluidez, que se detecta microscópicamente por la existencia de líneas curvadas ricas en hematita. Por todos estos atributos, se considera que esta roca puede clasificarse como una pumita fluidal.

Petrografía cuantitativa

El análisis petrográfico cuantitativo ha permitido determinar que no existen mayores diferencias en las características composicionales de las piroclásticas de la Formación Niriuhau.

Por sus tenores de vidrio frente a cristales y litoclastos, el total de las muestras debe clasificarse como toba (según Teruggi *et al.*, 1978). Como el vidrio, en todos los casos, se mantiene entre 50 y 95 %, y los cristales sistemáticamente predominan sobre los litoclastos, con el empleo de la nomenclatura de O'Brien (1963) pueden denominarse tobas vítreas cristalinas (cuadro 1).

En base a las proporciones mineralógicas de los fenocomponentes, en especial feldespatos (calciosódicos) y cuarzo, se aprecia que las variedades porfíricas pueden clasificarse como fenodacíticas cuarzosas y fenoandesíticas (de acuerdo con el esquema de Teruggi, 1980). Por lo general, las muestras de una misma colada o depósito piroclástico poseen la misma composición, aunque en el sector de Península de San Pedro se hallan hacia la base variedades más ácidas en relación con las que aparecen en el techo de la secuencia piroclástica. Si bien entre tobas y tobas soldadas existen pocas diferencias, hay cierta tendencia a que las primeras tengan composición algo más básica en razón de la mayor abundancia de variedades fenoandesíticas sobre las fenodacíticas (cuadro 1).

En cuanto al firismo, 19 muestras son porfíricas (con tenores de matriz superiores al 60 %, y por lo común por encima de

atributos composicionales de las piroclásticas muestra algunos caracteres que la aproximan a las tobas lávicas. Aunque posee un muy elevado tenor de vidrio volcánico, resultan poco notorias las formas de trizas; a la vez, muestra una alta proporción de oquedades submiculares de hasta 1 mm. En la base acompañan al vidrio, frecuentes cristales

micas es característica de las muestras recolectadas en el Cerro Carbon. Sólo en forma muy aislada se han identificado pedruzcos granos de piroxeno monoclinico y de naturaleza anfibólica.

Desde el punto de vista de la fábrica, las piroclásticas de la muestra CC 50, presentan una buena orientación de los elementos que componen la base, que

PSP	Localidad	Tipo de toba	Matriz	Composición matriz					Fe %
				SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	CaO %	MgO %	
PSP1	Puerto San Pedro	Toba soldada	El análisis petrográfico muestra cristales de cuarzo y feldspato potásico. Entre tanto, el tiramiento de los cristales de cuarzo y feldspato potásico, se evidencia por la disposición paralela de trizas alabeadas que se curvan alrededor de los cristales de cuarzo y feldspato potásico.	63.2	13.0	50.4	0.4	0.57	20.3
PSP5	"	"	"	86.0	17.7	84.0	0.4	0.7	20.3
PSP6	"	"	"	80.5	19.4	77.7	2.0	2.5	20.3
PSP7	"	"	"	85.7	17.7	83.8	2.0	3.0	20.3
PSP8	"	"	"	82.7	17.7	81.8	2.0	3.0	20.3
Km5A	Ruta 237	"	"	81.4	17.1	78.7	0.5	10.23	6.2
Km5B	"	"	"	97.1	2.9	94.6	0.5	0.23	2.0
CO9	Cerro Otto	Toba	"	99.6	0.3	94.2	2.5	0.6	0.7
CO10	"	"	"	80.5	19.6	77.7	3.1	1.24	2.5
CO18	"	"	"	98.9	1.1	91.8	2.5	0.64	3.9
CO20	"	"	"	96.3	3.7	92.7	0.7	0.24	2.9
CO66	"	"	"	95.4	4.5	82.7	0.6	0.48	2.5
CO26	"	"	"	100.0	0.0	92.3	3.0	0.30	3.0
CO27	"	"	"	100.0	0.0	90.9	3.3	0.54	5.9
CO33	"	"	"	100.0	0.0	93.1	1.9	0.86	2.2
CO34	"	"	"	97.2	2.8	93.1	1.9	0.86	2.2
CO40	"	"	"	82.6	17.3	79.9	5.5	2.11	2.2
CO43	"	"	"	80.3	19.7	70.5	1.28	1.18	4.3
CO49	"	"	"	85.0	35.0	82.0	2.3	3.29	0.7
CO54	"	"	"	100.0	0.0	92.8	4.2	1.4	3.0
CO58	"	"	"	99.6	0.4	93.0	2.9	0.78	3.7
CC1	Cerro Carbon	Toba	El análisis petrográfico muestra cristales de cuarzo y feldspato potásico. Entre tanto, el tiramiento de los cristales de cuarzo y feldspato potásico, se evidencia por la disposición paralela de trizas alabeadas que se curvan alrededor de los cristales de cuarzo y feldspato potásico.	51.5	26.3	60.0	7.9	1.68	0.9 (M)
CC2	"	"	"	69.3	30.4	65.2	0.6	0.68	1.9 (M)
CC4	"	"	"	97.9	2.1	86.6	5.1	0.83	6.2
CC7	"	"	"	60.4	39.6	57.4	2.1	2.33	0.9
CC8	"	"	"	67.3	34.4	65.8	0.6	0.67	0.9
CC10	"	"	"	100.0	0.0	85.2	5.0	1.14	4.7 (M)
CC12	"	"	"	92.6	7.4	84.8	4.5	1.36	3.3
CC15	"	"	"	100.0	0.0	93.2	3.6	1.13	3.2
CC16	"	"	"	98.9	0.0	74.2	7.7	2.56	7.5
CC17	"	"	"	100.0	0.0	96.8	2.7	2.02	0.6
CC18	"	"	"	88.9	11.1	83.1	3.2	1.23	2.6
CC19	"	"	"	72.3	27.8	61.4	6.6	1.53	4.3
CC33	"	"	"	78.3	27.3	74.2	1.5	2.5	0.6
CC34	"	"	"	81.8	18.1	65.0	0.4	1.52	6.2
CC38	"	"	"	81.9	18.1	71.3	8.4	3.82	2.2
CC50	"	"	"	93.8	6.1	81.9	10.1	6.01	1.8
N ₁	Norquínco	Toba	El análisis petrográfico muestra cristales de cuarzo y feldspato potásico. Entre tanto, el tiramiento de los cristales de cuarzo y feldspato potásico, se evidencia por la disposición paralela de trizas alabeadas que se curvan alrededor de los cristales de cuarzo y feldspato potásico.	90.3	9.6	80.0	6.1	1.45	4.2

En cuanto al tiramiento. Las muestras son piriticas (con tenores de matriz superiores al 60 % y por lo común por encima de 70 %). En el caso de las tobas lávicas, hay cierta tendencia a que las primeras tengan mayor abundancia de varichabes fenoandesíticas sobre las fenoandesíticas (cuadro I).

Uno de los ejemplares de la sección del Cerro Carbon (CC 50) si bien mantiene los fragmentos puniticos es más elevado. Por otra parte, siempre en comparación con las tobas soldadas, el porcentaje de trizas y elastos piriticos destruidos a altas temperaturas, ya que contienen alto tenor de fenoides opacos con formas prismáticas y elastos piriticos destruidos a altas temperaturas. En el caso de las tobas lávicas, el porcentaje de trizas y elastos piriticos destruidos a altas temperaturas, ya que contienen alto tenor de fenoides opacos con formas prismáticas y elastos piriticos destruidos a altas temperaturas.

La metodología analítica se basó fundamentalmente en la aplicación de la espectrometría de absorción atómica, con inclusión de la gravimetría (SiO_2 ; H_2O), la colorimetría (TiO_2 y P_2O_5) y la volumetría redox (FeO). Un resumen de las técnicas utilizadas así como los errores porcentuales alcanzados, se encuentran en un capítulo de publicación reciente, también en el programa de tesis en la región de estudio del vulcanismo de las piroclásticas de las montañas de los Andes (1981).

En algunos ejemplares de esta colección se realizaron análisis de los elementos de los sistemas de los feldespatos y cuarzo (1978). En esta parte de la tesis se describen las piroclásticas de las montañas de las piroclásticas de las montañas de los Andes (1981).

eld./Qz %	Composición (%)				Lit. (%)	Piroclásticas	Fenodacítica	Fenoandesítica	Fenodacítica
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO					
1,42	79,4	1,4	15,5	1,4	1,4	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
3,14	84,9	1,9	10,7	9,9	11,4	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
11,5	83,3	1,8	14,4	8,9	11,4	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
3,82	78,7	1,0	14,4	10,4	10,4	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
10,0	94,6	4,7	0,2	0,7	0,7	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
14,57	91,8	7,5	8,7	0,7	3,7	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
1,30	90,9	6,4	0,3	0,3	0,3	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
20,3	93,1	6,4	0,3	0,3	0,3	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
5,22	90,5	7,5	0,3	0,3	0,3	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
19,5	92,8	7,2	1,0	0,6	0,6	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
4,32	93,0	7,0	0,3	0,3	0,3	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
1,26	93,0	7,0	0,3	0,3	0,3	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
2,02	93,0	7,0	0,3	0,3	0,3	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
1,20	93,0	7,0	0,3	0,3	0,3	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
3,71	93,2	6,8	0,7	0,9	0,9	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
8,8	93,2	6,8	0,7	0,9	0,9	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
6,14	93,2	6,8	0,7	0,9	0,9	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
2,69	93,2	6,8	0,7	0,9	0,9	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
2,35	93,2	6,8	0,7	0,9	0,9	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica
1,67	93,2	6,8	0,7	0,9	0,9	Toba	Toba vitro-crist.	Fenodacítica	Fenodacítica

Comparando los resultados obtenidos por ambos procedimientos se observa en el último caso, un claro desplazamiento de las muestras hacia el vértice de las plagioclasas (An_{0.5}-An₁₀₀). Esta discrepancia en el resultado obedece a la falta total de feldespatos potásicos y albita pura entre los feldespatos (campos 2, 10 y 10 +, respectivamente).

Los efectos de electrolisis en las piroclásticas de la colección de las piroclásticas de las montañas de los Andes (1981) se realizó el análisis químico de 15 representantes de diferentes piroclásticas. Se seleccionaron 7 especímenes del Cerro Carbon, 4 del Cerro Otto, 3 de la Península de San Pedro y 1 del Kilómetro 5 de la ruta 237 (Cerro Otto).

70 %), 12 son poco fíricas (con más del 90 % de matriz) y 7 afíricas. Parece haber una mayor tendencia al firismo en las tobas soldadas (cuadros 1 y 2).

En todos los casos, la matriz está constituida esencialmente por trizas y pulvículas vítreas, acompañadas por discretas cantidades de plagioclasa y cuarzo, en ese orden (cuadros 1 y 2). En algunos ejemplares también forman parte de esta fracción escasos clastos biotíticos y muy finos litoclastos. Por su parte, los fenoides se componen de feldespatos, litoclastos y cuarzo en proporciones variables, aunque hay tendencia al predominio de los primeros (cuadro 2). También se ha encontrado como componente grueso a gránulos de biotita y de vidrio volcánico, aunque en muy bajo tenor.

En todas las variedades rocosas se ha observado que los cristaloclastos predominan notoriamente sobre los litoclastos. Asimismo, la determinación del índice feldespato/cuarzo, en matrices y fenoides, permite deducir para casi todos los casos un incremento relativo en el tenor de cuarzo en la fracción más fina de la roca (cuadros 1 y 2).

Las diferencias más significativas entre tobas y tobas soldadas, establecidas en el análisis cuantitativo, son:

a) Mayor tenor de matriz en las tobas normales.

b) Las tobas son las variedades más ricas en vidrio volcánico, mientras que las que contienen menor proporción del componente son las tobas poco soldadas.

c) Hay mayor contenido de plagioclasa y cuarzo en la matriz de las tobas respecto a las tobas soldadas.

d) Las tobas soldadas son más ricas en fenoides plagioclásicos, cuarzosos y líticos en comparación con las tobas normales.

Geoquímica

A los efectos de efectuar globalmente una caracterización composicional de las piroclásticas en estudio, se realizó el análisis químico de 15 representantes de diferentes perfiles, determinándose el contenido total de elementos mayoritarios. Se seleccionaron 7 especímenes del Cerro Carbón, 4 del Cerro Otto, 3 de la Península de San Pedro y 1 del Kilómetro 5 de la ruta 237 (base Cerro Otto).

La metodología analítica se basó fundamentalmente en la aplicación de la espectrometría de absorción atómica, con inclusión de la gravimetría (SiO₂; H₂O + H₂O⁻), la colorimetría (TiO₂ y P₂O₅) y la volumetría redox (FeO). Un resumen de las técnicas utilizadas así como de los límites de error porcentual alcanzados, se encuentran en un trabajo de publicación reciente, también incluido en el programa destinado al estudio del vulcanismo terciario en la región de la Cordillera Nordpatagónica (Dalla Salda, et al., 1981).

El cuadro 3 muestra los resultados generales obtenidos en las muestras seleccionadas para el estudio. En el mismo se incluye la composición normativa, calculada de acuerdo al procedimiento CIPW (Cox et al., 1979).

Con el objeto de definir tipos litológicos dentro de las series de rocas volcánicas, se calcularon también composiciones normativas de acuerdo al modelo desarrollado por Barth-Ningli (catánorma). Este procedimiento permite aplicar posteriormente el esquema propuesto por Irvine y Baragar (1971) para la clasificación general de rocas volcánicas.

Los resultados logrados indican que las piroclásticas de la Formación Nirñitau pertenecen al grupo de rocas identificadas como calcoalcalinas, correspondiendo 5 muestras dentro de esta serie (Km 5; CC28; CO54; CO40; CO34) al tipo dacita, y los restantes especímenes (PSP1; PSP5; PSP7; CO18; CC7; CC12; CC18; CC33) al tipo riolita.

Paralelamente con esta metodología de clasificación, se aplicó el criterio recomendado por la Subcomisión de Sistemática de la IUGS (Feruggi, 1980) empleando el diagrama QAPF y representando las muestras analizadas según su composición normativa (CIPW). Los resultados alcanzados permiten definir a las rocas en estudio como riolitas y riolitas alcalifeldespáticas (campos 3a y 2, respectivamente). El análisis clasificatorio basado en la representación en este mismo diagrama de la composición modal de las muestras, señala la presencia de fenoandecitas, fenoandesitas y fenoandesitas + (campos 5, 10 y 10+, respectivamente).

Comparando los resultados obtenidos por ambos procedimientos se observa en el último caso, un claro desplazamiento de las muestras hacia el vértice de las plagioclasas (An 05-An100). Esta discrepancia en el resultado obedece a la falta total de feldespatos potásicos y albíta pura entre los fenocris-

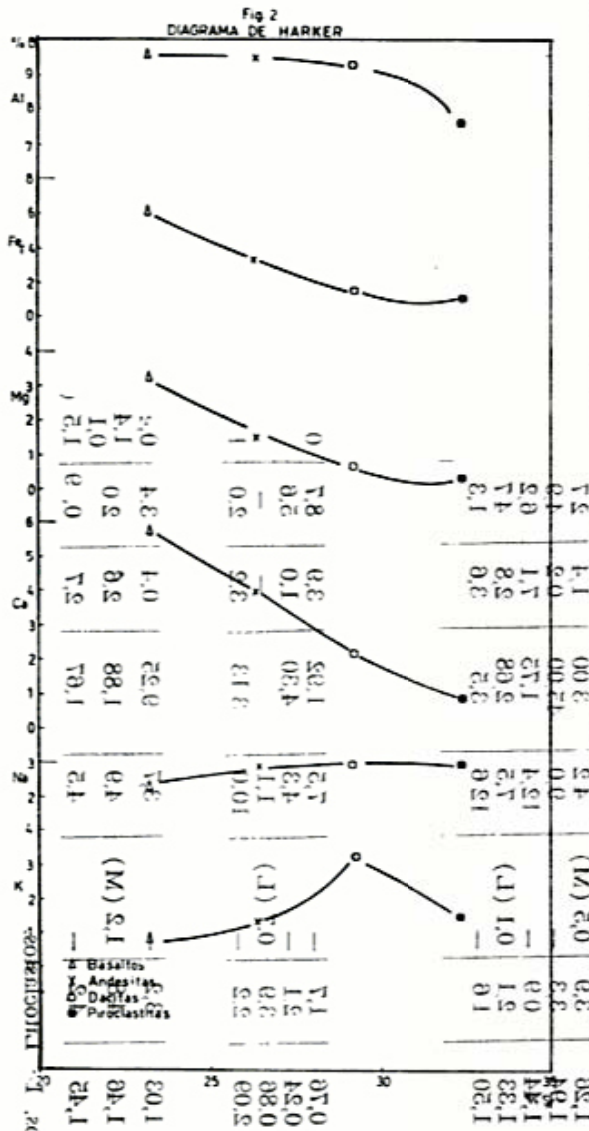
24.1
41.8
2.11
58.8
0.01
14.21
08.1
3.02
2.25
7.91
33.4
25.1
20.2
20.1
17.3
-
-
8.8
41.8
08.2
23.2
70.1

CUADRO 2. Composición mineralógica promedio de las Piroclastitas.

Lugar	Muestra	Composición Mineralógica	Composición Fenoides					Total								
			Vidrio %	Alúmina %	Fe %	Lít. %	Otros %	Vidrio %	Cristales %	Lít. %	N					
A. Por AREAS																
	Empujadas	90,7	81,4	4,9	1,26	3,9	0,5 (M)	4,2	3,00	1,4	2,7	0,8 (V)	82,1	15,0	2,7	18
	San Juan	89,5	79,3	6,4	1,94	3,3	0,5 (M)	9,0	45,00	0,2	4,9	0,1 (M)	76,3	19,5	4,9	4
	Toba poco sulfada	83,9	71,8	3,3	1,44	0,9	—	12,4	1,75	7,1	6,2	0,7 (M)	71,8	22,4	6,2	2
	Toba sulfada	84,5	79,5	3,8	1,33	2,1	0,1 (L)	7,5	2,68	2,8	4,7	0,5 (M)	79,5	15,8	4,7	12
	Toba sulfada atec	82,6	78,7	3,5	1,50	1,6	—	12,6	3,5	3,6	1,3	—	78,7	20,1	1,3	2
B. Por LITOCLASTOS																
	Por. Litoclastos															
	Cl. Toba sulfada	79,4	78,4	3,5	0,76	1,7	—	7,5	1,92	3,9	8,7	0,2 (M)	76,4	14,5	8,7	4
	San Juan	89,3	89,7	7,0	0,24	2,1	—	4,3	4,30	1,0	5,6	—	86,7	7,8	5,6	2
	Cerro Otto	88,8	92,8	7,0	0,86	3,9	0,7 (L)	1,1	3,13	3,2	2,0	—	91,8	7,5	0,7	1
	Cerro Carbon	83,8	78,5	4,6	2,09	2,2	—	10,0	3,13	3,2	2,0	1,0 (M)	76,5	21,6	2,0	5
	San Juan	92,1	85,5	3,5	1,03	3,2	—	3,7	9,25	0,4	3,4	0,4 (V)	85,9	10,6	3,4	10
	Cerro Carbon	88,8	78,6	7,0	1,46	4,8	1,2 (M)	4,9	1,88	2,6	2,0	1,4 (V)	77,0	20,8	2,0	7
	San Juan	90,8	85,0	4,1	1,45	4,2	—	4,5	1,67	2,7	0,9	1,5 (M)	80,0	19,0	0,9	1

En el diagrama de Harker (Fig. 2), el análisis de las muestras obtenidas en estas cuatros grandes unidades arrojan una tendencia general a la variación composicional continua, con las excepciones de algunas de las muestras de San Juan (Fig. 3) esta discontinuidad composicional se debe a la gran diferencia de la proporción de la sílice en la muestra. La figura muestra el diagrama ternario de Al₂O₃ vs. SiO₂ vs. FeO. En general, las muestras de San Juan y de las áreas de las piroclastitas, se observan, por ejemplo, una composición de elementos vitreos que corresponden a la composición de las piroclastitas. Entre las piroclastitas de San Juan y de las áreas de las piroclastitas, se observan, por ejemplo, una composición de elementos vitreos que corresponden a la composición de las piroclastitas. Entre las piroclastitas de San Juan y de las áreas de las piroclastitas, se observan, por ejemplo, una composición de elementos vitreos que corresponden a la composición de las piroclastitas.

Referencias: No. Número de datos. M. Muestra. L. Litoclastos.



tales de las piroclastitas. Entre tanto el análisis químico pone de manifiesto la existencia de feldspatos alcalinos normativos, que sin duda corresponden a la composición del abundante vidrio volcánico presente en estas piroclastitas. Se observa, por ejemplo, una variada proporción de minerales normativos alcalinos (Albita + ortosa) que alcanzan los límites extremos de 22,73 % (CQ34) y 59,90 % (PSP7).

Se ha considerado importante también analizar la posible correlación composicional entre estas piroclastitas y rocas volcánicas de la misma área general de trabajo y pertenecientes a la Formación Ventana, que subyace a la Formación Niriñu. Siguiendo el esquema de trabajo planteado por Harkin *et al.* (1969) en el estudio de algunas breñas pertenecientes al vulcanismo Cenozoico de la Cordillera chilena, se aplicó el criterio basado en la construcción de diagramas

de variación, que muestran cambios porcentuales de componentes mayoritarios en función de una secuencia magmática. De este modo, cuando entre los diferentes tipos litológicos en estudio existe una verdadera relación composicional, se definen modelos evolutivos que siguen un esquema continuo, sin discontinuidades caracterizado por una variación suave de los parámetros químicos.

Para llevar a cabo el estudio se seleccionaron 9 basaltos, 12 andesitas y 11 dacitas de la Formación Ventana, cuyas composiciones químicas figuran en el trabajo de Dalla Salda *et al.* (*op. cit.*).

El cuadro 4 muestra la composición promedio de estas vulcanitas, junto con el de los 15 especímenes de las piroclastitas que aquí se estudian.

Se emplearon en el tratamiento los diagramas binarios clásicos de Harker y de Larsen, y el ternario Na-K-Ca de Nockolds y Allen (1953). El primero ha sido expresado en función de los contenidos porcentuales de los elementos (%Me vs %Si) y con el segundo se ha seguido la modificación introducida por Nockolds y Allen (*op. cit.*) (%Me vs 1/3 Si + K - Ca - Mg).

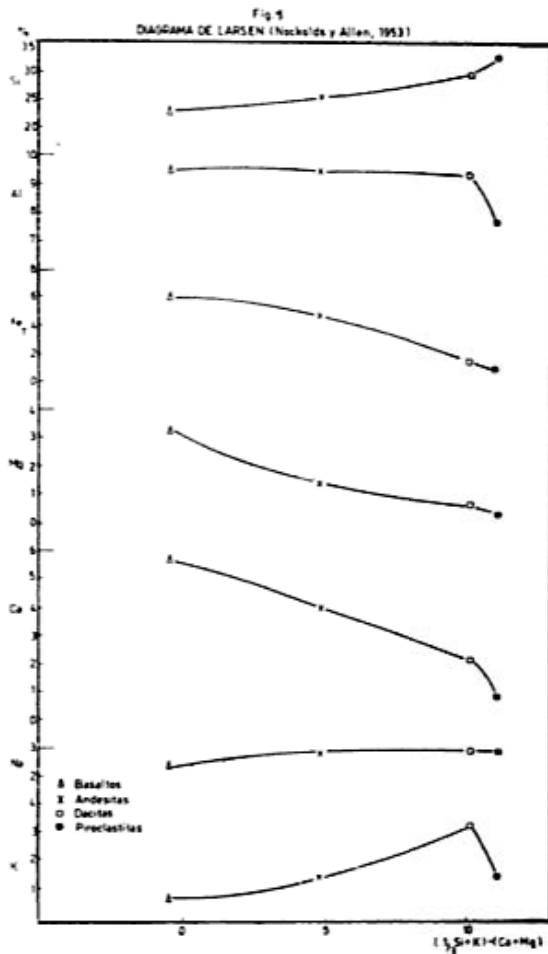
Las figuras 2, 3 y 4 muestran los resultados obtenidos. A los efectos de lograr una mayor claridad en el análisis interpretativo de los modelos, se han representado en las figuras 2 y 3, solamente los valores promedio de los cuatro representantes litológicos.

En el diagrama de Harker se incluyeron como variables composicionales, los contenidos de los elementos aluminio, hierro, calcio, magnesio, sodio y potasio, no representándose los otros parámetros químicos por no considerarlo importante. Con el modelo de Larsen se estudiaron las variaciones de la composición de los elementos anteriormente nombrados y del silicio.

En el diagrama de Harker (fig. 2), el análisis de los resultados obtenidos muestra claramente que los cuatro grupos estudiados presentan una tendencia general a la variación composicional continua, con las excepciones significativas de aluminio y potasio. En el diagrama de Larsen (fig. 3) esta discontinuidad composicional se repite, con el agregado de la aparición del mismo fenómeno en la secuencia del calcio, y en proporción menos visible en la del silicio. La figura 4 que muestra el diagrama ternario Na-K-Ca de Nockolds y Allen confirma especialmente la brusca ruptura de la línea evolutiva del potasio.

CUADRO 3. — Composición Química y Normativa (C.I.P.W.) de las piroclásticas.

	Tobas soldadas										Tobas				
	PSP1	PSP5	PSP7	KM5	CO18	CC7	CC12	CC18	CC33	CO34	CO40	CO54	CC2	CC28	CC38A
S ₂ O ₃	67,34	72,14	69,70	74,96	71,42	69,44	70,42	68,80	69,36	68,04	62,66	70,08	66,58	67,04	73,50
TiO ₂	0,24	0,17	0,53	0,33	0,61	0,38	0,38	0,49	0,20	0,27	0,90	0,33	0,39	0,67	0,33
Al ₂ O ₃	17,57	13,70	13,50	12,21	13,20	13,50	13,80	15,20	14,80	16,55	15,30	13,70	15,60	14,58	14,15
Fe ₂ O ₃	1,20	1,42	2,59	0,73	1,20	1,43	1,57	1,55	0,67	2,56	5,57	0,73	1,77	3,02	1,04
FeO	0,73	0,21	0,07	0,49	1,20	1,05	0,45	0,63	0,21	1,84	2,04	0,49	0,07	1,13	0,07
MnO	0,07	0,06	0,06	0,07	0,08	0,05	0,22	0,17	0,02	0,11	0,17	0,07	0,20	0,05	0,02
MgO	0,40	0,44	0,38	0,34	0,42	0,50	0,55	0,70	0,30	0,63	1,16	0,39	0,32	1,17	0,14
CaO	0,92	0,60	0,45	1,58	0,95	0,85	0,83	1,05	0,68	2,60	2,45	2,23	0,58	1,39	0,68
Na ₂ O	4,85	4,55	4,95	2,20	3,70	5,45	3,85	4,60	6,10	2,05	3,18	1,90	3,40	4,15	3,78
K ₂ O	2,50	2,22	4,75	1,23	1,58	1,54	1,03	1,05	0,45	0,91	2,53	1,95	1,18	1,53	1,60
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,09	0,03	0,02	0,04	0,02	0,10	0,02	0,02	0,10	0,07	0,04	0,06	0,05
H ₂ O ⁺	2,87	3,41	1,54	5,19	3,90	4,89	6,05	4,16	6,21	3,35	3,83	5,85	6,95	3,86	3,62
H ₂ O ⁻	0,80	0,96	0,62	0,61	1,36	0,74	1,31	1,12	0,85	0,82	0,72	1,24	2,07	0,82	1,11
Total	99,55	99,94	99,23	99,97	99,64	99,50	100,48	99,62	99,87	99,75	100,61	99,03	99,15	99,47	100,09
Q	27,17	35,43	21,97	53,65	41,08	29,33	38,44	35,03	30,74	45,69	27,59	46,45	40,71	32,51	43,91
C	5,33	2,58	—	4,45	3,69	1,42	3,99	4,80	3,07	7,49	3,09	4,58	7,76	3,69	5,09
Or	14,79	13,12	28,08	7,28	9,34	9,12	10,90	6,23	2,67	5,39	14,96	11,51	7,01	9,06	9,45
Ab	40,98	38,46	41,82	18,62	31,28	46,06	32,54	38,88	51,56	17,34	26,88	16,03	28,72	35,06	31,96
An	4,20	2,61	0,58	7,65	4,64	3,89	4,03	4,59	3,28	12,82	11,54	10,59	2,61	6,53	3,00
Hy	1,07	1,10	0,95	0,85	1,41	1,46	1,38	1,75	0,08	2,60	2,90	0,98	0,80	2,93	0,35
Mt	1,74	0,39	—	0,85	1,74	2,06	1,07	1,18	0,16	3,71	4,50	0,86	—	1,86	—
Hm	—	1,17	2,59	0,14	—	—	0,83	0,74	0,56	—	2,46	0,14	1,78	1,74	1,04
Il	0,46	0,32	0,27	0,62	1,16	0,73	0,73	0,93	0,38	0,52	1,72	0,62	0,58	1,28	0,20
Ap	0,12	0,12	0,19	0,06	0,03	0,09	0,03	0,22	0,03	0,03	0,22	0,15	0,09	0,12	0,12
Ti	—	—	0,76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ru	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,90	—	0,22



Para el elemento silicio, el diagrama de Larsen define en el conjunto de las vulcanitas, una tendencia evolutiva normal y creciente, produciéndose una ligera discontinuidad en las piroclastitas, con incremento de la velocidad de crecimiento de este componente. Para que se mantuviera una línea

continua de acuerdo a los valores de abscisa que caracterizan a la evolución magmática, el contenido promedio de sílice de las piroclastitas debería haber sido significativamente menor al obtenido, no superior al 65 %.

Los modelos definidos por los elementos aluminio, potasio y calcio, en contraposición al presentado por el silicio, muestran para las piroclastitas, una caída sensible de sus valores promedio. La discontinuidad del aluminio es mejor observada en el diagrama de Larsen; la de calcio se presenta solamente en esta representación y la del potasio queda perfectamente evidenciada en los tres diagramas seleccionados.

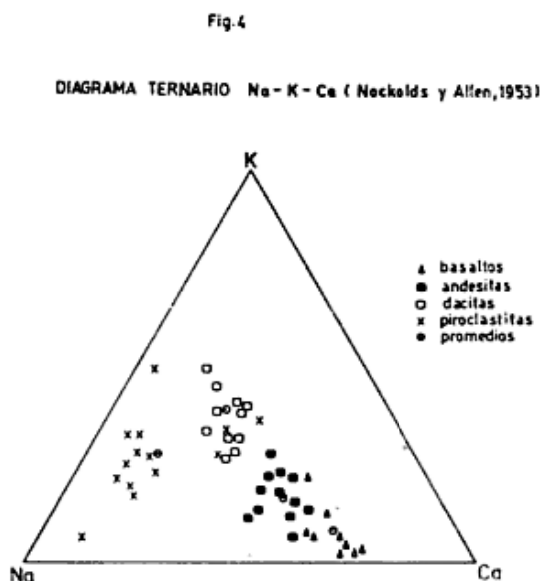
Las composiciones promedio de aluminio, potasio y calcio que presenta el cuadro 4, señalan claramente los bajos valores de estos elementos en el quimismo global de las piroclastitas. Por ejemplo, estas rocas en su conjunto presentan un nivel de potasio semejante al alcanzado por las andesitas (1,74 % y 1,66 %, respectivamente), aunque inferior a la mitad del que caracteriza a las dacitas (3,88 %). La tendencia evolutiva normal del aluminio permitiría predecir para tipos litológicos asociados composicionalmente con aquéllas, un tenor medio de Al_2O_3 del orden de 17,50 %, muy superior, por cierto, al que muestran las piroclastitas (14,49 %). Este mismo razonamiento definiría para el CaO en rocas asociadas a las vulcanitas, un valor medio superior del que realmente caracteriza a las entidades clásticas en estudio.

Discusión y conclusiones

Tanto el estudio petrográfico como geoquímico han puesto en evidencia algunas

CUADRO 4. — Composición química promedio de basaltos, andesitas y dacitas de la Formación Ventana, y de piroclastitas de la Formación Nirihau.

Oxidos	Basaltos (9)	Andesitas (12)	Dacitas (11)	Piroclastitas (15)
SiO ₂	49,86	56,55	62,58	69,43
TiO ₂	1,17	1,10	0,74	0,41
Al ₂ O ₃	18,06	17,92	17,72	14,49
Fe ₂ O ₃	5,73	3,41	3,05	1,80
FeO	3,90	3,09	0,92	0,71
MnO	0,17	0,19	0,13	0,12
MgO	5,36	2,36	1,10	0,52
CaO	7,99	5,53	3,00	1,19
Na ₂ O	3,14	3,84	3,91	3,91
K ₂ O	0,84	1,66	3,88	1,74
P ₂ O ₅	0,17	0,25	0,17	0,05
H ₂ O ⁺	2,49	2,67	2,37	4,38
H ₂ O ⁻	0,90	1,24	1,01	1,05



diferencias composicionales entre piroclastitas normales y soldadas. Es así que estas últimas poseen un carácter más ácido, menor tenor de matriz y más elevada proporción de fenoides plagioclásicos, cuarzosos y líticos, en relación con los atributos de tobas y chonitas. Estos cambios composicionales deben estar condicionados por el carácter de las efusiones que dan lugar a uno u otro tipo de piroclastitas; al parecer, las más silíceas se deben a los flujos de mayor viscosidad y competencia.

Además, los atributos microscópicos revelan —como es de esperar— que las porciones finas de las piroclastitas son más ricas en sílice en comparación con los fenoelementos. Este rasgo, puede también deducirse al comparar la clasificación petrográfica modal (basada en fenocomponentes) con la normativa (en la que se considera el quimismo total de la roca), ya que mientras en la primera las variedades litológicas son fenandesíticas y fenodacíticas, en la normativa se advierten fuertes desplazamientos hacia el extremo riolítico.

Los datos obtenidos también han aportado información en lo concerniente a la posición estratigráfica de las piroclastitas. Es así que petrográficamente se han podido detectar cambios texturales y composicionales entre los diversos perfiles y localidades de muestreo, los que también se hacen evidentes en los análisis químicos. Al parecer, los datos más significativos, en lo relativo al aspecto geológico son los de la Península de San Pedro (Muestras PSP1; PSP5 y PSP7) que se apartan notoriamente de las tenden-

cias composicionales encontradas en las otras regiones y se acercan a los caracteres de las vulcanitas y piroclastitas ácidas que forman parte de la Formación Ventana (Serie Andesítica) (Dalla Salda *et al.*, *op. cit.*). Por tratarse de un afloramiento aislado, la secuencia ignimbrítica de la Península de San Pedro es de dudosa ubicación litoestratigráfica y debería investigarse la posibilidad de que no correspondiese a la Formación Nirihuau.

Por otra parte, los estudios geoquímicos de las piroclastitas han permitido deducir que el conjunto pertenece a la serie de rocas calcoalcalinas y se caracteriza por variedades litológicas de tipo dacítico y riolítico. En este sentido, los materiales resultan semejantes a los de la subyacente Formación Ventana (Cf. Dalla Salda *et al.*, *op. cit.*). Sin embargo, los diagramas de variación estudiados ponen de manifiesto una marcada discontinuidad composicional entre las rocas de ambas unidades litoestratigráficas. Si bien estas entidades han sido reunidas en un Grupo denominado Nahuel Huapí y se ha considerado que representan la continuidad de fenómenos geológicos acaecidos durante el Terciario (Cf. González Bonorino, 1973; González Bonorino y González Bonorino, 1978), en base a los datos aquí expuestos debe tenerse en cuenta que —en lo que hace a los procesos efusivos— el ciclo que generó las piroclastitas estudiadas pudo haber tenido una naturaleza distinta a la de la secuencia volcánica-piroclástica subyacente.

El hecho de que en el caso de la Formación Nirihuau se hayan analizado rocas de carácter piroclástico y que en la Formación Ventana se estudiaran tipos enteramente volcánicos, puede dar lugar a la suposición de que las diferencias en los parámetros químicos estén fundadas exclusivamente en la naturaleza de los materiales involucrados. Con todo, los atributos químicos de numerosas piroclastitas soldadas (Steiner, 1960; Cook, 1966; Zeil y Pitchler, 1967; Ewart y Stipp, 1968; Hinnawi *et al.*, 1969; Llambías, 1973; entre otros) ponen de manifiesto que las anomalías composicionales, especialmente evidenciadas por el bajo tenor de potasio, parecen ser exclusivas de las rocas que constituyen la Formación Nirihuau.

Como lo mencionaran Jakes y White (1972) y Zeil (1979) las asociaciones volcánicas calcoalcalinas son típicas del margen continental andino, y su generación se debe al descenso de la placa oceánica en el borde

occidental sudamericano. Sin embargo, se ha determinado que tanto en sentido vertical como transversal al cinturón orogénico de los Andes, la composición química de las vulcanitas experimenta variaciones sistemáticas. En el aspecto areal, se ha advertido que de oeste a este las rocas se enriquecen progresivamente en potasio, siendo las más pobres en este elemento aquéllas vinculadas a regiones en donde la zona sísmica tiene menor profundidad (Harmon *et al.*, 1981) y llegan en algunos casos a constituir secuencias continuas desde tholeítas hasta shoshonitas (muy ricas en potasio) pasando por variedades calcoalcalinas (Jakes y White, *op. cit.*). Con todo, en su mayoría, las rocas volcánicas de los Andes pertenecen a la Serie calcoalcalina (basaltos-andesitas basálticas-andesitas y dacitas de la clasificación de Peccerillo y Taylor, 1976) (Cf. Harmon *et al.*, *op. cit.*).

Si se considera que las vulcanitas de la Formación Ventana son típicas representantes de un arco magmático (Dalla Salda *et al.*, 1981) y que la secuencia volcanoclástica de la Formación Ñirihuau se ha originado más tarde en un ambiente de retroarco (Spalletti e Iñíguez, 1981), en base a las ideas anteriormente expuestas debería esperarse que —contrariamente a lo encontrado— las piroclastitas analizadas fuesen más ricas en potasio que las de la Formación Ventana. Resulta entonces evidente que la generación del magma calcoalcalino que ha dado lugar a las piroclastitas de la Formación Ñirihuau ha seguido, en relación con el de las vulcanitas subyacentes, un proceso evolutivo más complejo en el que, además de fenómenos de fusión parcial de corteza oceánica, astenósfera y porción inferior a la corteza continen-

tal, se han producido contaminaciones por materiales de la corteza continental superior.

En este sentido, debe tenerse muy en cuenta el hecho de que el arco magmático andino se ha desarrollado por encima de la corteza continental (Thiele y Hein, 1979) y, en sitios donde ésta es más espesa, existen mayores probabilidades de contaminación, cristalización fraccionada y asimilación crustal (Harmon *et al.*, *op. cit.*). Cabe mencionar que resulta de fundamental importancia, en este caso, la naturaleza de los materiales que constituyen la mencionada corteza continental, puesto que, para que se generen piroclastitas riolíticas y dacíticas con bajos valores de potasio, es necesario que las lavas se formen a niveles altos de la corteza, por fusión parcial de rocas con bajos tenores del mencionado elemento, como por ejemplo pelitas o dacitas-andesitas (Ewart y Stipp, *op. cit.*). En refuerzo de esta hipótesis, se puede agregar que Spalletti e Iñíguez (*op. cit.*) han demostrado que en estas regiones de retroarco puede inferirse la existencia de un excesivo gradiente geotérmico que pudo favorecer la fusión parcial de los mencionados materiales crustales.

Se hace necesario destacar, sin embargo, que todas estas conclusiones y sugerencias tienen sólo carácter provisorio, y su definitiva evaluación podrá alcanzarse con los resultados de las determinaciones de elementos traza. A la vez, los estudios que actualmente se realizan en la región sobre perfiles verticales de la Formación Ventana (Rapela, Merodio y Spalletti, 1982) permitirán contar con un cuadro general de la evolución areal y temporal del vulcanismo terciario representado por el Grupo Nahuel Huapí.

Lista de trabajos citados en el texto

- Bertels, A., 1980. *Foraminíferos (Protozoa) y Ostrácodos (Arthropoda) de las "Lutitas de Río Foyel" (Oligoceno) de la cuenca de Ñirihuau, Provincia de Río Negro, República Argentina*. Ameghiniana, 17, 1: (49-52).
- Cook, E., 1966. *Tufflavas and ignimbrites*. Am. Elsevier (212 págs.), N. York.
- Cox K.; J. Bell y R. Pankhurst, 1979. *The interpretation of igneous rocks*. G. Allen & Unwin (450 págs.), Londres.
- Dalla Salda, L.; M. Leguizamón; M. Mazzoni; J. Merodio; C. Rapela y L. Spalletti, 1981. *Características del vulcanismo paleogeno en la Cordillera Nordpatagónica entre las latitudes 39° 30' y 42° 20' S, República Argentina*. Actas VIII Congr. Geol. Arg. III: (629-657).
- Ewart, A. y J. Stipp, 1968. *Petrogenesis of the volcanic rocks of the Central North Island, New Zealand, as indicated by a study of Sr 87/Sr 86 ratios, and Sr, Rb, K, U and Th. abundances*. Geoch. et Cosmoch. Acta 32, 7 (699-736).
- Francis, P., 1978. *Volcanoes*. Penguin Books Ltd. (368 págs.), N. York.
- González Bonorino, F., 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao-Llao*. Dep. Rec. Nat. y Energ., Fundac. Bariloche, nº 16 (53 páginas).

- González Bonorino, F. y G. González Bonorino, 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapí*. Asoc. Geol. Arg. Rev. XXXIII, 3: (175-210).
- Harmon, R.; R. Thorpe y P. Francis, 1981. *Petrogenesis of Andean andesites from combined O-Sr isotope relationships*. Nature, 290: (396-399).
- Hinnawi, El, E.; H. Pichler y W. Zeil, 1969. *Trace element distribution in Chilean ignimbrites*. Contrib. Mineral. Petrol., 24, 1: (50-62).
- Irvine, T. y W. Baragar, 1971. *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canadian Jour. Earth Sci., 8: (523-543).
- Jakes, P. y A. White, 1972. *Major and trace element abundances in volcanic rocks of orogenic areas*. Geol. Soc. Am. Bull., 83, 1: (29-40).
- Llambías, E., 1973. *Las ignimbritas de la Sierra de Lihuel Calel, Provincia de La Pampa*. Actas V Congr. Geol. Arg., IV: (55-67).
- Machida, H. y F. Arai, 1976. *The very widespread tephra: the Aira-Tnash*. Kagaku, 46: (339-347).
- Nockolds, S. y R. Allen, 1953. *The geochemistry of some igneous rock series*. Geochim. Cosmochim. Acta, 4: (105-142).
- O'Brien, R., 1963. *Classification of tuffs*. Jour. Sed. Petrol., 33: (234-235).
- Peccerillo, A. y S. Taylor, 1976. *Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey*. Contrib. Mineral. Petrol., 58: (63-81).
- Pesce, A., 1979. *Génesis y clasificación de rocas ignimbriticas*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXIV, 2: (125-130).
- Rapela, C.; C. Merodio y L. Spalletti, 1982. *Petrología y geoquímica de las vulcanitas de la Formación Ventana*. (En preparación).
- Spalletti, L., 1981. *Facies sedimentarias de la Formación Nirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, Provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI, 3: (286-311).
- Spalletti, L. y A. Iñiguez Rodríguez, 1981. *Significado geológico de los argilominerales y ceolitas de sedimentitas volcánicas terciarias (Formación Nirihuau)*. Provincia de Río Negro, Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXVI, 4: (358-371).
- Sparks, R.; S. Self y G. Walker, 1973. *The products of ignimbrite eruptions*. Geology, 1: (115-118).
- Sparks, R. y T. Huang, 1980. *The volcanological significance of deepsea ash layers associated with ignimbrites*. Geo. Mag., 117, 5: (425-436).
- Steiner, A., 1960. *Origin of ignimbrites of the North Island, New Zealand: a new petrogenetic concept*. New Zealand Geol. Survey. Bull. 68 (42 págs.).
- Teruggi, M., 1980. *La clasificación de las rocas ígneas*. Colec. Cienc. de la Tierra, Est. 1. Edic. Cient. Arg. Librart (34 págs.), Buenos Aires.
- Teruggi, M.; M. Mazzoni; L. Spalletti y R. Andreis, 1978. *Rocas piroclásticas, Interpretación y sistemática*. Asoc. Geol. Arg., Rev. Publ. Espec., nº 5 (36 págs.).
- Teruggi, M.; A. Iñiguez Rodríguez L. Spalletti y M. Mazzoni, 1981. *Tipos de rocas vulcano-piroclásticas del Grupo Bahía Laura en el Gran Bajo de San Julián (Provincia de Santa Cruz)*. Actas VIII Congr. Geol. Arg. III: (509-531).
- Thiele, R. y R. Hein, 1979. *Posición y evolución tectónica de los Andes Nord-patagónicos*. II Congr. Geol. Chileno, Actas I, B: (33-46).
- Zeil, W., 1979. *The Andes. A geological review*. Gebrüder Borntraeger (260 págs.), Berlin.
- Zeil, W. y H. Pichler, 1967. *Die Känozoische Rhyolith-Formation im mittleren Abschnitt der Anden*. Geol. Rundschau, 57: (48-81).

Recibido: 4 de setiembre de 1981.

Aceptado: 15 de abril de 1982.

LUIS SPALLETTI *

JULIO C. MERODIO

VERONICA G. de POSADAS

Facultad de Ciencias Naturales.
Univ. Nacional de La Plata,
Paseo del Bosque S/N,
1900 La Plata.

* y CONICET