

ISSN 0004-4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



Tomo XXXVI - N° 4  
Octubre - Diciembre  
Buenos Aires 1981

ISSN 0004-4822

# Asociación Geológica Argentina

## REVISTA



**Tomo XXXVI - N° 4**  
**Octubre - Diciembre**  
**Buenos Aires 1981**

## AFLORAMIENTOS FOSILIFEROS DE LA FORMACION ALUMINE, EN EL SECTOR DE RAHUE, PROVINCIA DEL NEUQUEN

A. J. CUERDA, O. C. SCHAUER y A. SUNESEN

### Resumen

La Formación Aluminé, según está expuesta en Rahue, Neuquén, está compuesta por dos facies: una inferior integrada por rocas lávicas y piroclásticas (riolita, andesita, tobas dacíticas), y otra superior, por una secuencia alternante de riolitas, andesitas y rocas sedimentarias silicificadas. Una asociación de invertebrados fósiles de edad liásica fue localizada en los estratos silicificados.

### Abstract

The Aluminé Formation as it is exposed at Rahue, Neuquén, is composed by two facies: the lower one is made up by lavic and pyroclastic rocks (rhyolite, andesite, dacitic tuffs), and the upper one, by an alternating sequence of rhyolitic, andesitic and silicified sedimentary rocks. An association of invertebrate fossils of Liassic age was found in the silicified strata.

### Introducción

La presente contribución tiene por objeto informar sobre el hallazgo de una asociación de invertebrados marinos de edad liásica en una sucesión vulcanítico-sedimentaria, anteriormente mapeada por Turner (1965, 1976) como Formación Aluminé. Los afloramientos fosilíferos fueron ubicados durante el desarrollo de trabajos geológicos de detalle para la empresa HIDRONOR S. A., entidad a la que hacemos llegar nuestro agradecimiento por permitirnos dar a conocer este hallazgo.

La localidad fosilífera se encuentra sobre la margen derecha del valle fluvial del río Aluminé, en un pequeño sector ubicado unos cuatro kilómetros aguas arriba del puente de Rahue (Figura 1). El acceso no presenta dificultades y puede llegarse al referido sector en cualquier época del año por la Ruta Provincial Nº 23, cuya traza es paralela a la vaguada del río.

Cabe agregar finalmente que los afloramientos coliasicos más próximos a los de Rahue, corresponderían a aquellos descritos por Fernández (1943) y Lambert (1946, 1948) para las comarcas de Chacay-Co y Catán-Lil, respectivamente.

### Estratigrafía

La sucesión estratigráfica en el sector de Rahue comprende un basamento de rocas

graníticas y una cubierta integrada por rocas volcánicas, vulcanítico-sedimentarias y



Figura 1. — Plano de la Provincia del Neuquén con la ubicación de la comarca fosilífera.

This One



T8CB-RXS-AUP8

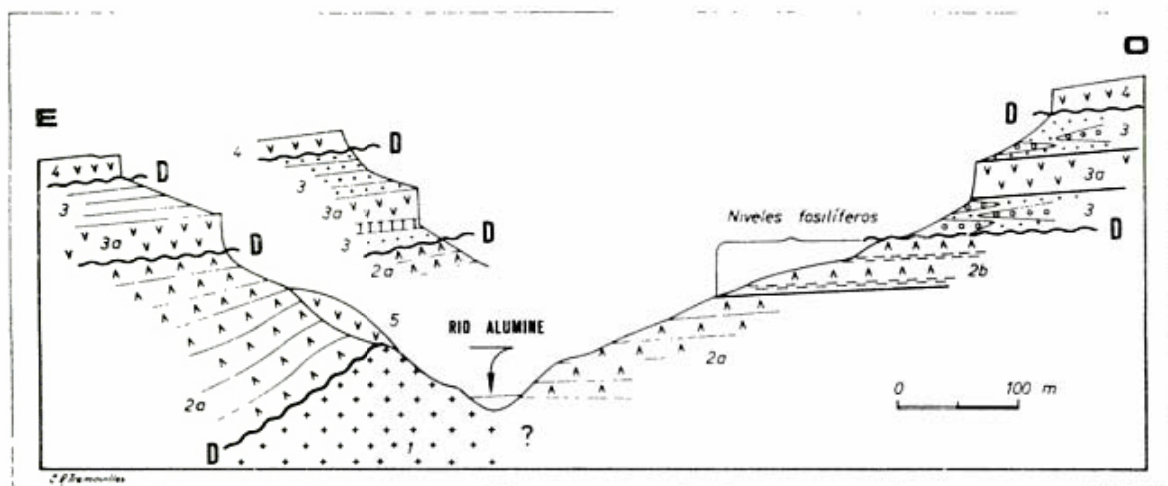


Figura 2. — Perfil geológico generalizado del sector de Rahue. 1 — F. Huechulafquén; 2 — F. Aluminé (2a. “Facies Vulcanítica Inferior”, 2b. “Facies Vulcanítica-Sedimentaria Superior”); 3 — F. Chimehuin. 3a. — F. Rancahue (= Basalto I); 4 — F. Tipilihuque (= Basalto II); 5 — F. Hueyeltué (= Basalto III).

sedimentarias, mediando entre ambas unidades una marcada discordancia erosiva. El citado conjunto fue agrupado por Turner (1965, 1976) dentro de las Formaciones Huechulafquen, Aluminé y Chimehuin y cuyas relaciones estratigráficas de conjunto consignamos en el perfil geológico de la Figura 2.

Los estratos fosilíferos fueron localizados en la parte cuspidal de la Formación Aluminé. Con el objeto de precisar las relaciones estratigráficas de estos niveles respecto de su base y techo, procederemos seguidamente a consignar los rasgos litológicos salientes de esta unidad y de la suprayacente Formación Chimehuin.

#### Formación Aluminé (Turner, 1965, 1976)

En el sector de Rahue la unidad está representada por un solo afloramiento expuesto en ambas laderas del valle del río Aluminé. El asomo de referencia forma parte de una cadena de afloramientos, discontinuos por trechos y reconocidos en un tramo de casi 110 km de largo. Turner y Cazau (1978) los asimilaron al Grupo Choiyoi.

Desde el punto de vista regional y ateniéndonos a la descripción originaria vertida por Turner (1965, 1976), la unidad comprende una compleja asociación volcánica integrada por mantos de andesita y brechas volcánicas de colores violados o verdosos, dacitas color gris verde y morado.

tobas y tobas de lapilli de color morado y verde, riolitas y tobas riolíticas de color morado. Fueron también citados basaltos así como niveles sedimentarios que llevan fragmentos de troncos silicificados.

Respecto de sus relaciones con los granitos subyacentes, Turner (*op. cit.*), indicó la disposición discordante de la unidad, agregando que la secuencia volcánica se inicia con camadas de aglomerados y estratos de areniscas arcóicas.

Las observaciones geológicas llevadas a cabo por los autores sobre la Formación Aluminé conforme está expuesta en el sector de Rahue, han permitido señalar algunas diferencias con respecto a las descripciones brindadas por Turner. Así, quedó comprobado que la unidad se halla integrada por dos tipos litofaciales distintivos que hemos identificado como “*facies vulcanítica inferior*” y “*facies vulcanítico-sedimentaria superior*”. Además, las camadas de rocas volcánicas se asientan localmente sobre los granitos de la Formación Huechulafquen en forma directa y sin la participación de rocas sedimentarias basales según fuera indicado por Turner (*op. cit.*).

Seguidamente indicaremos los rasgos litológicos distintivos de las facies antes mencionadas.

#### Facies vulcanítica inferior

Se compone de una sucesión de mantos de riolita, andesita y tobas de composición

dacítica de tonalidades moradas, verdes y claras. El espesor de las capas individuales oscila entre dos y cinco metros, observándose hacia los niveles superiores una progresiva reducción de la potencia de los estratos, resultando en consecuencia un pasaje transicional y continuo a las facies suprayacentes. La base de la Formación está expuesta en los afloramientos ubicados sobre la margen izquierda del valle del río Aluminé.

El espesor medido de esta unidad es de unos 100 metros.

#### Facies vulcanítico-sedimentaria superior

Está integrada por una sucesión alterna de capas riolítico-andesíticas y estratos de una roca silicificada u hornofelizada. Los espesores de los estratos individuales varían entre 0,50 y 1,00 m, correspondiendo las mayores potencias relativas a los cuerpos volcánicos.

Algunos de los estratos silicificados son portadores de restos de invertebrados marinos, en regular estado de conservación y de muy difícil extracción por la dureza que caracteriza a estas rocas. Dentro de esta sucesión vulcanítico-sedimentaria fueron identificados siete niveles fosilíferos.

Según determinaciones del Dr. H. H. Camacho, la asociación fosilífera está integrada por las siguientes formas:

*Pecten* cf. *uncus* Philippi

*Pecten* (*Chlamys*) *textorius* var. *torulosa*  
Leanza

*Myophorella* *araucana* (Leanza)

*Freguelliella* *tapiai* (Lambert)

*Pelecypoda* gen. et sp. indet.

La composición de esta fauna de acuerdo al citado investigador indica una edad jurásica inferior.

El espesor de esta unidad fue establecido en unos 40 metros.

#### Formación Chimehuin (Turner, 1965, 1976)

Esta unidad es equivalente de la Formación Collón Cura, cuyos afloramientos caracterizan a la región neuquina surcada por los ríos Aluminé-Collón Curá hasta su confluencia con el río Limay.

La Formación yace en relación discordante sobre la entidad subyacente y es un rasgo de su trama sedimentaria las variaciones litofaciales en distancias cortas, al punto de no existir una estricta correlación litológica entre niveles de igual posición estratigráfica a uno y otro lado del valle del río Aluminé en el tramo de Rahue. De esta manera, en la margen derecha del valle, la unidad se distingue por el desarrollo de conglomerados polimícticos con intercalaciones subordinadas de psamitas gruesas que recubren a la "facies vulcanítico-sedimentaria superior" de la Formación Aluminé. En la ladera opuesta del valle, los niveles anteriores tienen su equivalente en arenas, arenas limosas con intercalaciones de arenas magnetíferas.

Cabe señalar por último que la unidad se caracteriza por la intercalación de un potente cuerpo de basalto olivínico identificado por Turner (*op. cit.*), como Formación Rancahué y corresponde al denominado Basalto I. En el sector de Rahue, el mencionado cuerpo basáltico se apoya sobre ignimbritas muy bien expuestas en las proximidades del puente sobre el río Aluminé.

Respecto del espesor de la Formación Chimehuin debemos señalar sus notables variaciones que oscilan entre 50 y 100 m en el sector de Rahue y está determinado por la disposición transgresiva de la unidad. La edad de la Formación Chimehuin fue indicada en el Mioceno medio a superior sobre la base de su fauna de mamíferos.

En la comarca de Rahue, la sucesión estratigráfica local culmina con los basaltos olivínicos de las Formaciones Tipilihuque (= Basalto II) y Hueyeltué (= Basalto III), de acuerdo al cuadro estratigráfico brindado por Turner (*op. cit.*). La Formación Tipilihuque yace en discordancia sobre las sedimentitas de la Formación Chimehuin y forma parte de la estructura regional. Respecto de la Formación Hueyeltué, se trata de una típica colada de valle, cuyos remanentes se han conservado por trechos sobre las laderas del valle del río Aluminé y están recostados sobre las unidades geológicas antes mencionadas. Las edades de uno y otro basalto fueron indicadas en el Plioceno y Pleistoceno, respectivamente.

#### Conclusiones

El hallazgo de la fauna de invertebrados marinos en la secuencia de Rahue permite

inferir algunas conclusiones así como plantear los siguientes interrogantes a escala regional:

1. La Formación Aluminé está expuesta en los asomos de Rahue puede ser definida como una sucesión estratigráfica mixta y continua de composición vulcanítica y vulcanítico-sedimentaria;
2. los niveles cuspidales vulcaníticos-sedimentarios de la referida sucesión son asignados al Jurásico inferior, por su contenido fosilífero;
3. queda demostrado para este sector de Neuquén la simultaneidad de procesos vulcaníticos efusivos con los estadios iniciales de la transgresión liásica, comprobado por la alternancia de los estratos fosilíferos y los mantos de rocas volcánicas;
4. sólo estudios regionales podrán definir las relaciones entre los afloramientos de Rahue y el resto de la Formación Alu-

miné y establecer si aquellos forman parte de otra unidad estratigráfica.

### Agradecimientos

Los autores dejan constancia de su agradecimiento a la Empresa Estudios y Servicios de Geología y Minería, en sus Directores K. Marinkeff y H. M. Colón por el apoyo brindado durante los estudios de campo. Expresamos nuestra gratitud al Prof. Dr. H. H. Camacho por la clasificación del material fosilífero y al Prof. Dr. L. B. Cazau por la lectura y crítica del manuscrito y oportunas ideas sugeridas.

### Repositorio

El material fosilífero fue incorporado a las colecciones de la División Paleontología del Museo de La Plata bajo los números 15.321/26.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Fernández, A., 1943. *La Serie Jurásica de la parte central de la Sierra de Chacay-Có y sus relaciones con los terrenos que la soportan. Estudio estratigráfico y tectónico*. Tesis Museo de La Plata, N° 6, La Plata.
- Lambert, L. R., 1946. *Contribución al conocimiento de la Sierra de Chacay-Có (Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. I (4): 231-256.
- 1948. *Geología de la zona de las cabeceras del río Catán-Lil (Territorio del Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. III (4): 245-257.
- Turner, J. C. M., 1965. *Estratigrafía del Aluminé y adyacencias (Provincia del Neuquén)*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XX (2): 153-184.
- *Descripción geológica de la Hoja 36 a Aluminé, Provincia del Neuquén*. Serv. Geol. Nac., Bol. 145, Buenos Aires.
- Turner, J. C. M. y L. B. Cazau, 1978. *Estratigrafía del Prejurásico*. En: *Relatorio Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. VII Cong. Geol. Arg.: 25-36, Buenos Aires.

Recibido: 23 Abril, 1981

Aceptado: 27 Octubre, 1981

A. J. CUERDA

O. C. SCHAUER

A. SUNESEN

Fac. de Ciencias Naturales y Museo  
Paseo del Bosque, 1900 La Plata

## SEDIMENTOLOGIA DE MUESTRAS LITORALES DE TIERRA DEL FUEGO ENTRE CABO ESPIRITU SANTO Y MINA MARIA

MARIA CLARA ETCHICHURY y OFELIA R. M. TOFALO

### Resumen

Se estudian textural y mineralógicamente los sedimentos del litoral (playa frontal) atlántico de Tierra del Fuego, entre Cabo Espiritu Santo y Mina María.

Se han analizado los histogramas, curvas de frecuencia acumulativa y los coeficientes estadísticos que se obtuvieron a partir de ellos, lo cual permitió distinguir dos zonas de la costa. La septentrional comprendida entre Cañadón Alfa y Taperá Norte y la meridional entre Cañadón Tortuga-Cabo Nombre.

Los sedimentos arenosos de ambas zonas son mineralógicamente similares y en base a las variaciones de las especies que los integran se ha determinado su génesis que resultó volcánica-piroclástica y metamórfica, con menor aporte sedimentario y biogénico.

### Introducción

El presente trabajo se encaró como un enfoque sedimentológico de las investigaciones geológico-económicas que viene realizando el Dr. J. O. Codignotto en la costa atlántica de Tierra del Fuego, en el tramo comprendido entre Cabo Espiritu Santo y Mina María. El mismo tiende además a completar la información sobre los sedimentos del litoral atlántico de la República Argentina, en lo referente a sus rasgos texturales, composición mineralógica y variaciones del contenido y características de las especies minerales que la forman, con miras a tratar de establecer posibles zonas de aporte e intentar relacionar las concentraciones de algunas especies con la geomorfología de la costa y la dinámica marina.

En los análisis que se efectuaron en los Laboratorios de Sedimentología de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires, contamos con la colaboración de los Sres. Mariana Cagnoni, Mónica Falcone y Roberto Gualzetti,

### Abstract

A textural and mineralogical investigation from the Atlantic coast (fore-shore) of Tierra del Fuego between Espiritu Santo Cape and Mina Maria was carried out.

According to results obtained from the analysis of histograms, cumulative frequency curves and statistic coefficients, two zones along the coast can be distinguished. A northern zone between Cañadón Alfa and Taperá Norte, with finer grain size and better sorting, and a southern zone between Cañadón Tortuga and Cabo Nombre, with coarser grain size and bad sorting.

The mineralogical association was determined, being the sandy sediments mineralogically similar. Through this data is concluded that they are genetically related to volcanic-piroclastic and metamorphic rocks with minor sedimentary and biogenic contribution.

que participaron en las tareas complementarias.

### Sedimentología

#### Procedencia y extracción de las muestras

Las estaciones numeradas de uno a veintinueve, por J. O. Codignotto, se inician en Cabo Espiritu Santo y con equidistancias de 2 km se prolongan hasta Mina María, situada aproximadamente 40 km al sudeste.

Las dificultades de acceso a la playa o su naturaleza rocosa, limitaron las posibilidades de muestreo a solo dieciocho estaciones, de la 3 a la 16 y de la 18 a la 21, que figuran en el Plano de Ubicación adjunto (fig. 1).

Cuando las características del lugar lo permitían, se obtuvieron de cada estación tres muestras superficiales, alineadas según perfiles transversales a la costa, que se designan con las letras A, B y C y que corresponden respectivamente al pie del acantilado,

UBICACIÓN DE LAS ESTACIONES

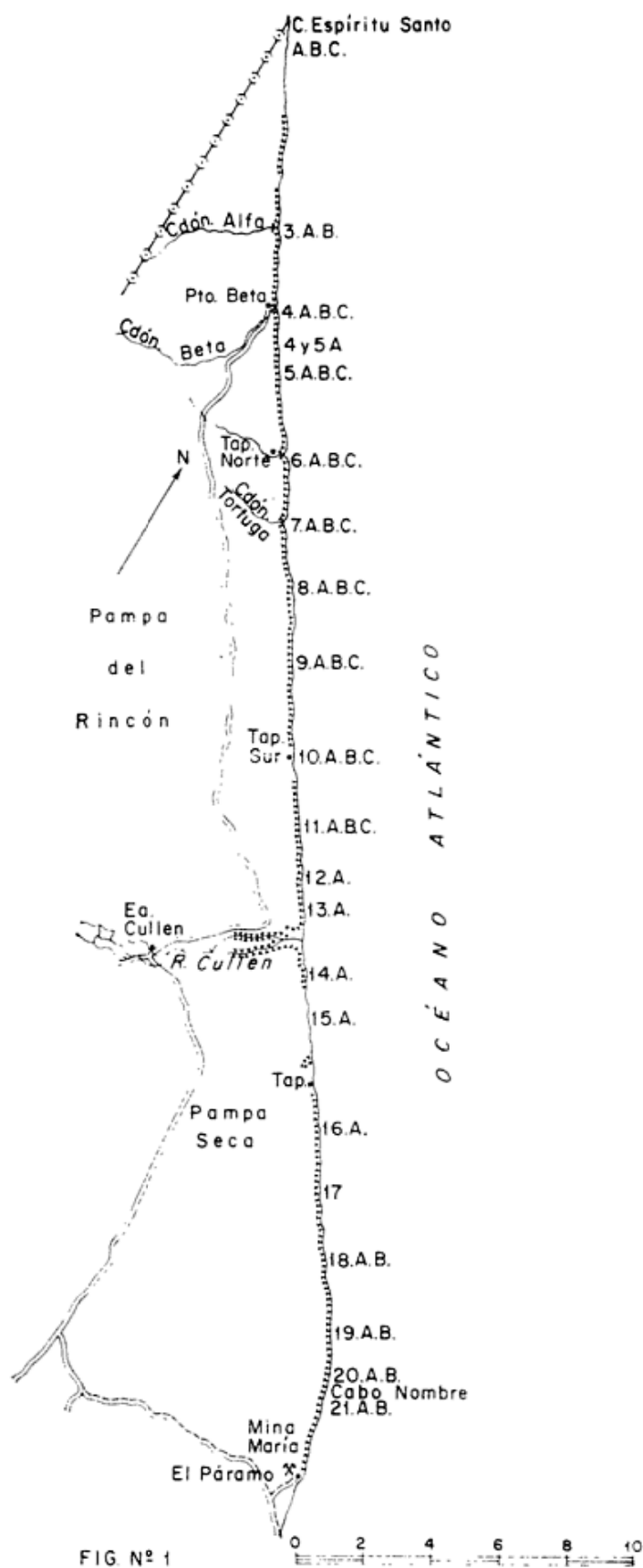


FIG Nº 1



a un punto equidistante entre éste y el borde del agua y a éste último en baja marea.

En total se analizaron cuarenta y una muestras que se identifican con el número de la estación y la letra del nivel correspondiente; diecinueve corresponden al nivel A, trece al B y nueve al C.

### Análisis texturales

En este trabajo se mantuvieron los lineamientos generales de otras investigaciones similares, sobre sedimentos costeros de nuestro país, para posibilitar la comparación de los resultados.

Para la determinación de color se tomaron como referencia los patrones cromáticos del Rock Color Chart Committee (1951). Se trata de arenas oscuras, grises con tintes verde oliváceos o castaños vinculados al contenido de piroxenos, epidoto o anfíboles, que cuando presentan mayor abundancia de minerales opacos llegan a negro, o toman matices rojizos por la concentración de granate (muestra N° 4-5).

El análisis granulométrico se efectuó, previo cuarteo, con una serie de tamices Tyler colocados durante 15 minutos en una agitadora Ro-Tap. Los intervalos elegidos corresponden a la escala Wentworth raíz cuarta de dos ( $1/4$  phi).

La mayoría de las muestras contienen cantidades reducidas de componentes psefíticos que excepcionalmente alcanzan a 19,55 % en la muestra N° 11 del nivel A. En esta fracción representada por guijas (González Bonorino y Teruggi, 1952) las formas predominantes se presentan con los siguientes promedios porcentuales de frecuencia: clastos oblatos 50 %, ecuantes 25 %, prismáticos tabulares 20 % y prolados 5 %. Son clastos subangulosos a bien redondeados, cuyo índice de redondez se determinó por comparación visual con las Tablas de Krumbein (1941) modificadas según Rukhin (1961). Los valores obtenidos oscilan entre 0,3 y 0,9, aunque los índices predominantes corresponden a 0,6 y 0,7 y los menos frecuentes a 0,3 y 0,4.

### Análisis estadísticos

Con los datos del tamizado se confeccionaron los histogramas y las curvas de frecuencia acumulativa, para las que se empleó papel logarítmico de probabilidades como lo recomienda Folk y Ward (1957).

Los primeros facilitaron la evaluación rápida de la granulometría y la determinación de las modas, mientras que las segundas permiten leer directamente los datos necesarios (porcentiles) para el cálculo de los coeficientes estadísticos de Folk y Ward (*op. cit.*) e Inman (1952).

### Histogramas

Los histogramas de los tres niveles se confeccionaron con intervalos de  $1/4$  phi. En la mayoría de las muestras (39 muestras, 95 %) se trata de representaciones polimodales, cuya moda principal, de ubicación variable está emplazada en los diámetros comprendidos entre  $-2,25$  phi y  $3,25$  phi. En el Cuadro N° 1 se ha consignado la distribución modal en los tres niveles.

Las características de los histogramas de los distintos niveles son:

*Nivel A:* El 94 % (17 casos) de las muestras de este nivel corresponden a sedimentos polimodales de granulometría heterogénea, que comprenden desde clastos de 16 mm (guijas) a reducidas cantidades de material pelítico, con particular abundancia de la fracción arena.

La ubicación de las modas principales y las admixturas proximales evidencian que la mayor concentración de material se produce entre 1 y 2 unidades phi, o sea dentro de los límites de la arena mediana (11 casos, 57 %) y entre 2 y 3 unidades phi, arena fina (6 casos, 30 %) con solo un caso en la fracción psefítica comprendida entre  $-2$  y  $-3$  unidades phi y otro en arena muy fina entre 3 y 4 unidades phi.

Es evidente que a partir de la muestra N° 9 hacia el sudeste, hay mayor variabilidad en la ubicación de la moda principal, así como un aumento de la frecuencia de las modas secundarias en detrimento de la selección.

*Nivel B:* Como en el nivel anterior los histogramas predominantes (12 casos, 92 %) son polimodales, pero aquí, se observa una reducción generalizada de las modas secundarias de las muestras N° 3, 4, 5 y 6, con mejora de la selección. Mientras que en las muestras restantes, la polimodalidad se hace más destacada por un mayor desarrollo de las modas secundarias, cuyas frecuencias oscilan entre 10 % y 20 %.

Con algunas variantes se mantiene la dispersión de la fracción modal, ya que en

CUADRO 1. — Distribución de las modas.

DIAMETROS PHI	NIVELES						TOTAL	
	A		B		C			
	Muestras	%	Muestras	%	Muestras	%	Muestras	%
- 2,25	1	2,44					1	2,44
- 0,25			1	2,44			1	2,44
0,25			1	2,44	2	4,88	3	7,32
0,50					1	2,44	1	2,44
1,00	1	2,44	2	4,88	3	7,32	6	14,64
1,25	2	4,88	1	2,44			3	7,32
1,50	3	7,32	2	4,88			5	12,20
1,75	5	12,20	1	2,44			6	14,64
2,00	3	7,32					3	7,32
2,25	2	4,88					2	4,88
2,75	1	2,44	1	2,44			2	4,88
3,00	1	2,44	4	9,76	2	4,88	7	17,08
3,25					1	2,44	1	2,44

seis muestras, la moda principal esta ubicada en el grado arena mediana (entre 1 y 2 unidades phi), en cinco corresponde a arena muy fina (entre 3 y 4 unidades phi) y en dos aumenta la granulometría que coincide respectivamente con arena gruesa (entre 0 y 1 unidades phi) y muy gruesa (entre -1 y 0 unidades phi).

*Nivel C:* Se acentúa la merma de las modas secundarias, que persisten en las muestras N° 4, 5 y 6, aunque con valores sumamente reducidos. En cambio, se observa un gran aumento de la moda principal, que en las muestras N° 3, 4, 5 y 6, está ubicada en los diámetros correspondientes a arena muy fina (entre 3 y 4 unidades phi).

De la muestra N° 7 en adelante, desmejora la selección, como lo evidencia el acentuado crecimiento de las modas secundarias.

En cuatro casos (36,3 %) las frecuencias dominantes están comprendidas en la porción arena muy fina (entre 3 y 4 unidades phi), en igual número (4 casos) en arena mediana (entre 1 y 2 unidades phi) y en tres casos en arena fina (entre 2 y 3 unidades phi).

#### Variaciones a lo largo de la costa

La comparación de los histogramas permite establecer dos grupos, en los que se visualizan sendas variaciones de diseños desde el nivel A al C. El primero comprende las muestras de los tres niveles (estaciones N° 3

a 8) entre Cañadón Alfa y Tapera Norte. En ellas la polimodalidad es poco marcada y se debe a la concentración de fragmentos de conchillas en ciertos niveles. La distribución de las poblaciones presenta cierto grado de coincidencia, que es más acentuado en las modas y admixturas laterales de los niveles B y C. Se observa además tendencia al desplazamiento de las modas principales hacia las granulometrías más finas, con incremento de sus frecuencias desde el nivel A al C.

En la mayoría de los casos la distribución de las poblaciones indica una acción selectiva creciente da la barranca hacia el mar.

Constituye una excepción la muestra N° 3, en la que los diámetros crecientes siguen sentido inverso (del nivel A al C).

A partir de Cañadón Tortuga (muestra N° 7) hacia el sur, se modifican las características de los histogramas, cuya polimodalidad se hace más destacada, la ubicación de las modas se desplaza hacia fracciones granulométricas más gruesas (Cuadro N° 3) y se incrementan las admixturas en el mismo sentido.

No hay coincidencia en la ubicación de la moda principal de los tres niveles, que en general están mal seleccionados.

En los dos grupos considerados las modas secundarias están ubicadas indistintamente en las poblaciones situadas a la derecha o a la izquierda de la moda principal.

En el Cuadro N° 2 se pone en evidencia

CUADRO 2. — Porcentajes de distribución modal en los tres niveles de la muestra N° 3 a la muestra N° 7

Nivel	Diámetro $\phi$							
	1,25	1,50	1,75	2,00	2,25	2,75	3,00	3,25
A	2,44 %	2,44 %	2,44 %			2,44 %	2,44 %	2,44 %
B						2,44 %	7,32 %	
C						4,88 %		2,44 %

la disminución de tamaño de la población dominante desde el pie de la barranca hacia el mar y el predominio de las arenas finas (entre 2 y 3 unidades phi).

A partir de la muestra N° 7 hay una inversión de estas características granulométricas, del nivel A al C, con predominio de arenas medianas (entre 1 y 2 unidades phi) y presencia de otras fracciones más gruesas, que incluyen cantidades variables de guijas (entre — 2 y — 4 unidades phi). Cuadro 3.

La posición de las admixturas proximales de mayor frecuencia, muestra, especialmente a partir de la muestra N° 7, una gran variabilidad en los tres niveles considerados.

### Curvas acumulativas

Han sido dibujadas en papel logarítmico de probabilidades y de ellas se obtuvieron los percentiles que permiten el cálculo de los coeficientes estadísticos.

También a partir de las curvas acumulativas se determinaron las poblaciones que constituyen estas muestras, resultantes según Visser (1969) de los procesos de transporte: tracción, saltación y suspensión, fijados por la inclinación de los distintos segmentos que las integran. Dichos segmentos están conectados por dos puntos de control: el punto de quiebre entre las poblaciones de tracción-saltación y el de saltación-suspensión.

La presencia de subpoblaciones queda indicada por otros puntos de quiebre de la curva, como el que aparece en la zona de saltación y que caracteriza a las arenas de playa frontal.

En las curvas analizadas, salvo en tres muestras (N° 3A, 8A y 21A) se reconocieron tres puntos de quiebre: tracción-saltación, saltación-saltación y saltación-suspensión. Cuadro 4.

En general, el segmento más desarrollado es el que corresponde a la población de saltación y el más reducido a la de suspensión, mientras que el tramo que identifica a la tracción, suele presentar truncamientos que evidencian la mezcla de subpoblaciones.

Las frecuencias porcentuales en peso de los materiales transportados por tracción, son variables, ya que fluctúan entre menos de 1 % y 94 %.

En general son más constantes las poblaciones de saltación, que a pesar de estar comprendidas entre valores límites de 5 % y 99 %, superan en la mayoría de los casos (35 casos, 87 %) el 40 %.

Por el contrario, la suspensión excede al 1 % solo en tres casos (7 %).

### Nivel A:

En la mayoría de los gráficos acumulativos (17 muestras, 89 %) se destacan los tramos correspondientes a tres poblaciones, con dos excepciones (11 %), la muestra N° 3 (Cañadón Alfa), que carece del atribuible a suspensión y la N° 21 (Cabo Nombre) en la que no se ha podido detectar el quiebre definido como de tracción-saltación.

La muestra N° 8 no presenta quiebre de intersaltación, mientras que en las N° 5, 9, 10, 13, 14, 18, 19 y 20 (42 %) el tramo de desplazamiento por tracción presenta quiebres secundarios que indican mezcla de subpoblaciones.

El valor promedio del truncamiento tracción-saltación es 1,05 phi, el de saltación-saltación 2,52 phi y el de saltación-suspensión 3,47 phi.

Aproximadamente en el 50 % de las muestras (N° 3, 5, 6, 10, 11, 13, 14, 18, 19 y 20) el segmento que indica tracción está bien desarrollado y su inclinación señala que el 20 % o más del material se

CUADRO 3. — Porcentaje de distribución modal en los tres niveles de la muestra N° 21

Nivel	Diámetro $\phi$												
	- 0,25	- 2,25	0,25	0,50	1,00	1,25	1,50	1,75	2,00	2,25	3,25		
A	2,44	2,44 %	2,44 %		2,44 %	2,44 %	4,88 %	9,76 %	7,32 %	4,88 %			
B		2,44 %	4,88 %		4,88 %	2,44 %	4,88 %	2,44 %					
C				2,44 %		7,32 %						2,44 %	

desplaza por reptación. Por su parte, los que se mueven por saltación superan esa cifra en todos los casos, mientras que el tramo correspondiente a suspensión no llega a 1 %.

Cabe señalar que si bien el gráfico correspondiente a la muestra 12A, sigue un trazado similar a las restantes del mismo nivel, el truncamiento tracción-saltación, muy pronunciado, está desplazado hacia la fracción gruesa (1 phi). El segmento correspondiente a saltación es largo y empinado, con quiebre saltación-saltación poco notable.

#### Nivel B:

Los gráficos de distribución porcentual de las muestras de este nivel, presentan las tres poblaciones de transporte-depositación, con una inflexión en el tramo saltación, que señala la mezcla de subpoblaciones.

Se reconocen truncamientos secundarios en el tramo correspondiente a saltación, en las muestras N° 4, 9, 11, 18, 19, 20 y 21 (53 %).

El valor promedio del truncamiento tracción-saltación de este nivel es 1,13 phi, aproximadamente similar al del nivel A. Entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (estaciones N° 3 y 6) es casi constante (2 phi), mientras que de Cañadón Tortuga (muestra N° 7) a Cabo Nombre (muestra N° 21) es muy variable.

Un comportamiento similar se observa con el truncamiento saltación-saltación, cuyo valor medio es de 2,75 phi, ya que excepcionalmente se aparta de 3,2 phi en el intervalo comprendido entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (estaciones N° 3 y 6) y en cambio manifiesta variaciones más frecuentes en las estaciones restantes.

El valor promedio para el quiebre saltación-suspensión es de 3,82 phi y no difiere mayormente de los valores obtenidos a lo largo de la zona estudiada.

En este nivel, los materiales transportados por saltación superan el 50 % de la frecuencia acumulativa en las muestras N° 3, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 20 y 21 que constituyen el 76 %. La muestra N° 8, que difiere de las restantes, se caracteriza porque el transporte por saltación sólo llega a 5 %, mientras que el de tracción alcanza el 95 %.

#### Nivel C:

También en este nivel se reconocen en las frecuencias acumulativas de todas las

CUADRO 4. — Distribución de las poblaciones y subpoblaciones en los tres niveles

		Nivel A		Nivel B		Nivel C	
		Casos	%	Casos	%	Casos	%
Clases de Distribuciones	3 Poblaciones	17	89	13	100	9	100
	2 Poblaciones (saltación tracción)	1	5,5				
	2 Poblaciones (saltación-suspensión)	1	5,5				
	Población intertracción	8	42	7	53	4	4
	2 Poblaciones (saltación)	16	84,5	7	53	9	100
		φ		φ		φ	
Valor de los Truncamientos	Tracción-saltación	18	1,05	13	7,3	9	1,75
	Saltación-saltación	18	2,52	13	2,75	9	2,34
	Saltación-suspensión	18	3,47	13	3,82	9	3,57
Porcentaje de frecuencias promedio	Tracción	26,16 %		31,73 %		36,75 %	
	Saltación-saltación	73,45 %		67,69 %		57,33 %	
	Saltación-suspensión	0,387 %		0,582 %		0,726 %	

muestras tres poblaciones (tracción, saltación y suspensión). El tramo de saltación está a su vez dividido en dos subpoblaciones. Hay además cuatro casos (44 %) de intertracción, observables en las muestras N° 5, 8, 9 y 20.

Para cada población, los valores promedio de los distintos truncamientos son: tracción-saltación 1,10 phi, saltación-saltación 2,34 phi, saltación-suspensión 3,57 phi. Pero, como en el caso del nivel B, la mayor constancia de las cifras de cada uno de ellos se manifiesta entre Cañadón Beta y Tapera Norte (estaciones N° 4 y 6).

En este mismo sector (estaciones N° 4 a 6) las pendientes de los segmentos de tracción indican que las frecuencias acumulativas no superan el 1,5 %, con notorio predominio de los sedimentos del tramo saltación. Mientras que a partir de Cañadón Tortuga (muestra N° 7), los materiales des-

plazados por tracción oscilan entre 41 % y 84 %.

#### Variación de las poblaciones

Los diámetros quiebre de las poblaciones de tracción, saltación y suspensión, no sufren variaciones destacadas en los niveles A, B y C desde Cañadón Alfa a Tapera Norte (estaciones N° 3 a 6).

La reducción de los porcentajes acumulativos de los sedimentos transportados por tracción, desde el pie de la barranca hacia el mar, coincide con un aumento, en el mismo sentido de los materiales más finos.

En las estaciones N° 5 y 6 se observa además, un ligero incremento de la población correspondiente a la suspensión en los niveles B y C.

A partir de Cañadón Tortuga (estación N° 7), se produce un aumento irregular de los límites granulométricos de los materiales

de las tres poblaciones, de la barranca hacia el mar y de sur a norte.

#### Parámetros de tendencia central

Además de la mediana (Md) y media phi (Inman, *op. cit.*), se ha medido la media de Folk y Ward (*op. cit.*) (Mz). Sus respectivas variaciones se han consignado en la figura N° 2 y en ella se evidencia gran coincidencia de los valores de los tres parámetros.

Los valores extremos de la mediana (Md) son  $-0,20$  phi (muestra 8B) y  $3$  phi (muestras N° 5 y 6C). La media phi y Mz, no se apartan en forma significativa de los valores de la mediana y sus variaciones están comprendidas respectivamente entre  $-0,47$  phi (muestra 11C) y  $3,01$  phi (muestra 6C) y  $-0,233$  phi (muestra 11 CF) y  $3,06$  phi (muestra 6 C).

#### Nivel A:

La similitud de los tres parámetros se mantiene a lo largo de la costa y solo se manifiestan ligeras diferencias en las estaciones N° 11, 14 y 19.

Los valores promedio que caracterizan a este perfil son: mediana (Md)  $1,37$  phi, media (M  $\emptyset$ )  $1,16$  phi y media de Folk y Ward (Mz)  $1,23$  phi.

Entre las estaciones N° 3 y 9 los tres parámetros están comprendidos dentro de los límites de la arena mediana y fina ( $1,25$  phi y  $2,75$  phi) pero en la estación N° 10, aumenta bruscamente el tamaño de grano, que continúa con esa característica hasta la muestra N° 11, donde se produce una ligera diferenciación de las tres medidas de la tendencia central. A partir de allí, se suceden oscilaciones que en conjunto no manifiestan tendencias definidas.

#### Nivel B:

Como en el nivel anterior, los tres parámetros son casi idénticos, con excepción de la muestra N° 10, cuya mediana (Md) supera ligeramente a M  $\emptyset$  y a Mz.

En este caso, los valores promedio son: mediana (Md)  $1,54$  phi, media phi (M  $\emptyset$ )  $1,39$  phi y media de Folk y Ward (Mz)  $1,439$  phi.

La granulometría de las estaciones comprendidas entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (muestras N° 3 a 6), es uniforme y corresponde a la fracción arena fina, ya que oscila entre  $2,87$  phi y  $2,36$  phi, pero aumen-

ta en forma acentuada a partir de Cañadón Tortuga (muestra N° 7) y llega en la muestra N° 8 a diámetros significativamente más gruesos ( $-0,15$  phi).

Las estaciones restantes se mantienen dentro de los límites próximos a los valores promedio, salvo en la muestra N° 21 en la que se observa reducción granulométrica.

#### Nivel: C

En este nivel la coincidencia de Md, M  $\emptyset$  y Mz es total entre Cañadón Alfa y Cañadón Tortuga (estaciones N° 3 a 7), con ligeras diferencias en las restantes.

Los valores promedio calculados para este nivel son: Md  $1,17$  phi, M  $\emptyset$   $0,90$  phi y Mz  $1,064$  phi.

Entre Cañadón Beta y Tapera Norte (estaciones N° 4 a 6) no hay variaciones granulométricas, pues todas las muestras corresponden a arenas finas a muy finas (aproximadamente  $3$  phi), pero a partir de Cañadón Tortuga (muestra N° 7) se produce un brusco aumento del tamaño de grano que pasa a arena muy gruesa (entre  $0$  y  $-1$  phi).

#### Variaciones de la mediana (Md), media phi (M $\emptyset$ ) y media de Folk y Ward (Mz)

Con excepción del tramo comprendido entre las estaciones N° 11 a 18 cuyo muestreo no pudo completarse en todos los niveles, en las restantes, se han podido realizar comparaciones que en líneas generales evidencian cierta concordancia entre Md, M  $\emptyset$  y Mz de los sedimentos, desde el pie de la barranca hacia el mar. Esta correspondencia atribuible a su similitud de origen, se acentúa entre los niveles B y C.

En el tramo de costa estudiado se observa un notorio cambio granulométrico, que permite dividirlo en dos zonas: la primera comprendida entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (estaciones N° 3 a 6), constituida fundamentalmente por arenas finas y muy finas y la segunda, que se extiende desde Cañadón Tortuga a Cabo Nombre (estaciones N° 7 a 21), caracterizada por arenas medianas a muy gruesas. Esa diferencia coincide con modificaciones de los aportes.

#### Porcentil 1 (C)

Como complemento de los parámetros que describen la granulometría, se ha determi-

VARIACIONES A LO LARGO DE LA COSTA DE LOS VALORES DE TENDENCIA CENTRAL

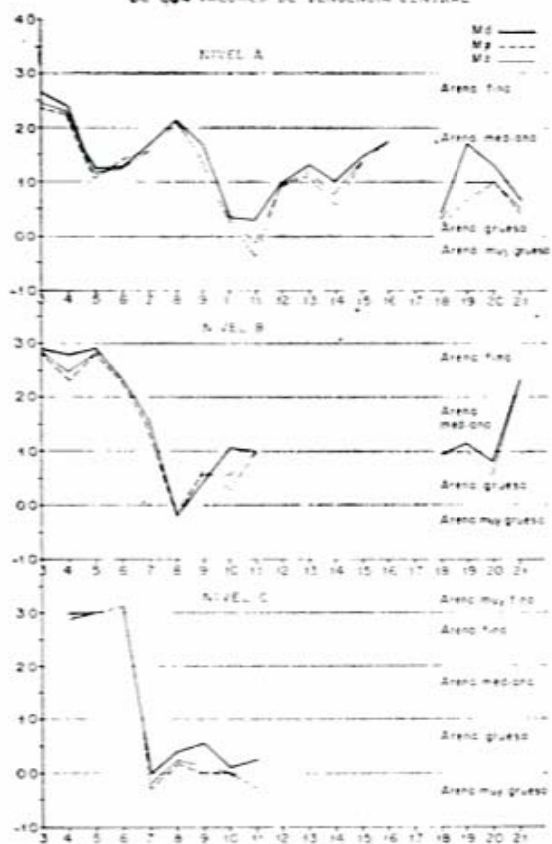
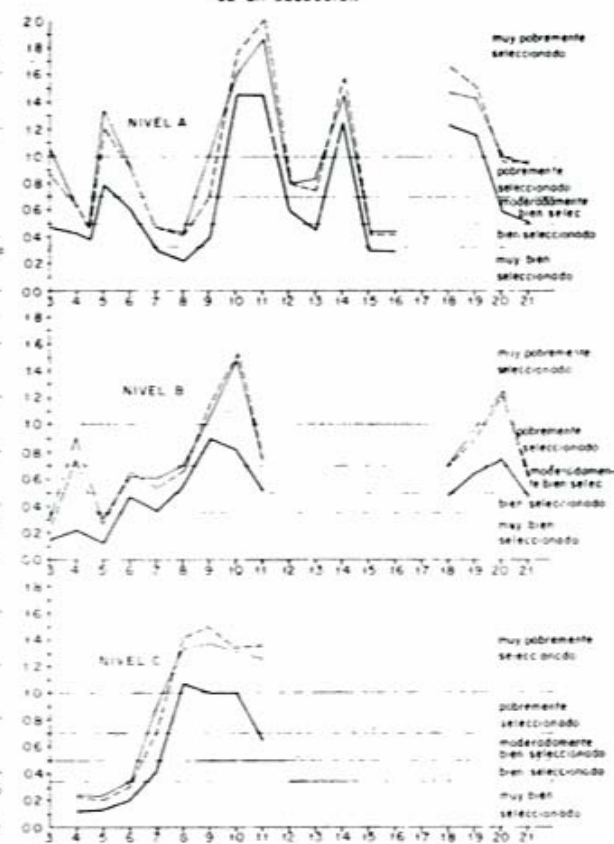
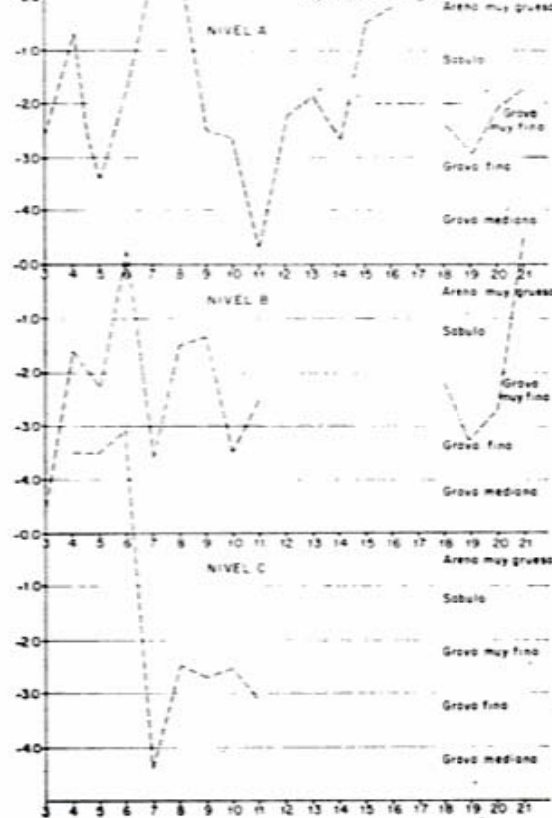


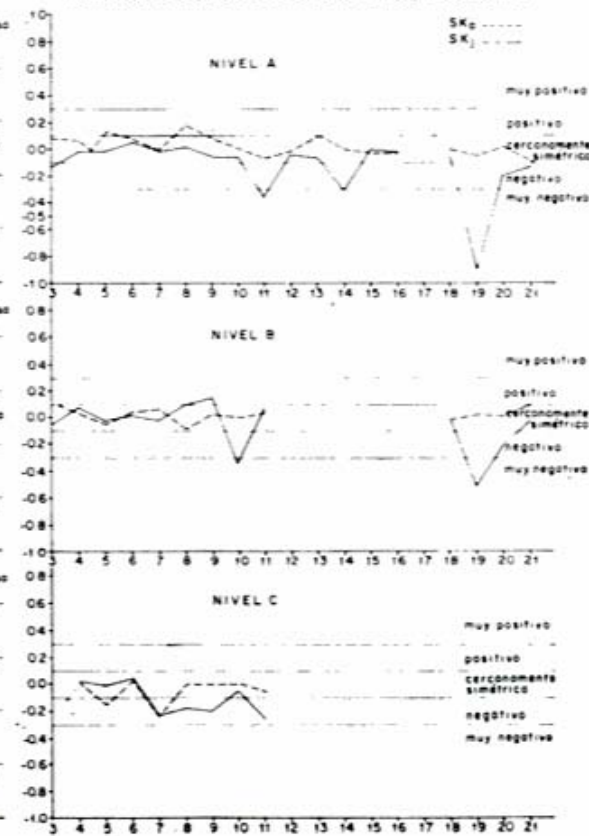
FIG Nº 2 VARIACIONES A LO LARGO DE LA COSTA DE LA SELECCION



VARIACIONES A LO LARGO DE LA COSTA DEL PORCENTIL 75 (Q3)



VARIACIONES A LO LARGO DE LA COSTA DE LA ASIMETRÍA



nado el porcentil 1 (C), definido por Passega (1957), que además de dar un valor aproximado del tamaño máximo de los granos, mide la competencia del agente de transporte.

En la figura N° 2, se pueden observar las variaciones de C a lo largo del perfil en los tres niveles.

#### Nivel A:

En estos sedimentos los valores del porcentil 1 (C) varían de  $-4,65$  phi (muestra N° 11) a  $0,5$  phi (muestras N° 7 y 8). De la comparación de las variaciones de C y Mz surge, en general, un comportamiento similar de ambos parámetros, aún cuando los picos de crecimiento y reducción de C son más marcados.

#### Nivel B:

Se mantiene una relativa semejanza de comportamiento de Mz y C, ya que sólo en algunas estaciones concuerdan las reducciones y los aumentos, observándose pequeños desplazamientos de los picos.

Los valores límites registrados son:  $-4,5$  phi (muestra N° 3 Cañadón Alfa) y  $0,5$  phi (muestra N° 21: Cabo Nombre).

#### Nivel C:

Se caracteriza por un mayor grado de coincidencia de las fluctuaciones de Mz y C. Esta última, presenta picos tan marcados como en el Nivel A y está comprendida entre  $1,9$  phi (muestra N° 6: Tapera Norte) y  $-4,35$  phi (muestra N° 7: Cañadón Tortuga).

### Variaciones del porcentil 1

En general las fluctuaciones areales de C, en el tramo norte, (entre Cañadón Alfa y Tapera Norte: estaciones 3 a 6) son menos pronunciadas que en el sector sur y están determinadas principalmente por la presencia de conchilla que constituye casi la totalidad de la fracción gruesa.

Por el contrario a partir de Cañadón Tortuga (estación N° 7) la variación de C está vinculada más directamente a la disponibilidad de materiales terrígenos que a los restos biogénicos.

El comportamiento de C es aproximadamente similar en los tres niveles, aunque manifiesta una ligera reducción del tamaño de grano, en el tramo comprendido entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (estaciones N° 3 y 6) del nivel C.

### Coefficientes de selección

Se han calculado los coeficientes de selección de Krumbein (1936)  $QD\phi$ , de Folk y Ward (*op. cit.*) y de Inman (*op. cit.*) que aparecen graficados en la figura N° 2. En la misma se evidencian las semejanzas de comportamiento de los tres parámetros en los niveles considerados.

Por ese motivo y teniendo en cuenta la mayor sensibilidad del coeficiente  $\sigma_1$ , a los efectos de la descripción, se han de tomar en cuenta sólo las variaciones de la desviación standard phi ( $\sigma_1$ ).

#### Nivel A:

Se caracteriza por la acentuada variabilidad del coeficiente  $\sigma_1$ , que fluctúa entre  $1,88$  y  $0,439$ , es decir de muy pobremente a bien seleccionados. La selección se deteriora en las muestras N° 5 y 6, cuyos coeficientes son similares a la mayoría de los calculados para el tramo que media entre las estaciones N° 9 y 21.

#### Nivel B:

Aunque subsisten con cierta similitud las oscilaciones detectadas en el Nivel A, con valores extremos fluctuantes entre  $1,47$  (muestra N° 10) y  $0,284$  (muestra N° 3) que corresponden respectivamente a muy pobremente y muy bien seleccionadas, se insinúa un mejoramiento de este carácter en el tramo Cañadón Alfa-Tapera Norte (muestras N° 3, 4, 5 y 6).

#### Nivel C:

Como en los casos anteriores  $\sigma_1$  de estos sedimentos, es variable y está comprendido entre un mínimo de  $0,238$  (muestra N° 5) y un máximo de  $1,516$  (muestra N° 20).

En las muestras correspondientes al tramo norte (N° 3 a 6), se acentúa notoriamente la selección que llega a ser muy buena, a la inversa de lo que ocurre en las restantes



CUADRO 5. — Variación de la selección entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (muestras N° 3 a 6)

Nivel		Muy bien seleccionadas	Bien seleccionadas	Moderadamente bien seleccionadas	Pobremente seleccionadas	Muy pobremente seleccionadas
A	Estaciones		4-5	4	3 6	5
B		3 5		4 6		
C		4 5 6				
TOTAL		5 muestras	1 muestra	3 muestras	2 muestras	1 muestra

Variaciones de la selección entre Cañadón Tortuga y Cabo Nombre (muestras N° 7 a 21)

Nivel		Muy bien seleccionadas	Bien seleccionadas	Moderadamente bien seleccionadas	Pobremente seleccionadas	Muy pobremente seleccionadas
A	Estaciones		7 8 15	16	9 12 13 21	10 11 14 18 19 20
B				7 21	8 11 18 19	9 10 20
C					7	8 9 10 11 20
TOTAL			3 muestras	3 muestras	9 muestras	14 muestras

(muestras N° 7 a 21) que están pobre o muy pobremente seleccionadas.

#### Variaciones de la selección a lo largo de la costa

Los resultados demuestran que en estos sedimentos la selección es, en general varia-

ble. En la zona septentrional comprendida entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (muestras N° 3, 4, 5 y 6) se destaca una evolución progresiva de la misma, que puede pasar de muy mala al pie de la barranca (muestra N° 5) a muy buena hacia el nivel de baja marea (muestras N° 4, 5 y 6).

En los casos restantes, desde Cañadón

Tortuga a Cabo Nombre (muestras N° 7 a 21), como puede observarse en el Cuadro N° 5 se evidencia el desmejoramiento general de la selección.

El cálculo de los coeficientes de selección de Trask ( $S_o$ ), inferiores a 1,3 entre Cañadón Alfa y la estación N° 5 indican que los sedimentos correspondientes son texturalmente maduros (Folk, 1951). De Tapera Norte hacia el sur (muestras N° 6, 7 y 8), los valores de este coeficiente fluctúan en forma irregular pero a partir de la estación N° 9 su aumento señala la inmadurez textural.

### Asimetría

El análisis del coeficiente de asimetría pone en evidencia oscilaciones poco significativas de este parámetro a lo largo de la costa. (Figura N° 2).

#### Nivel A:

La mayoría de las arenas de este nivel son cercanamente simétricas, con excepción de las muestras N° 5 y 8 que son ligeramente positivas (cola de finos). Sus rangos de variación son de 0,177 (muestra N° 8) a -0,058 (muestras N° 11 y 21).

#### Nivel B:

En estos sedimentos, la asimetría oscila entre 0,114 (muestra N° 3) y -0,08 (muestra N° 8).

Con excepción de esta última (muestra N° 8) que se aparta ligeramente hacia valores negativos (cola de gruesos) las restantes son cercanamente simétricas.

#### Nivel C:

Se manifiesta una tendencia reductora de los valores del coeficiente de asimetría que alcanza un máximo de 0,026 (muestras N° 4 y 6) y un valor negativo de -0,61 (muestra N° 20). Prevalcen las muestras cercanamente simétricas y sólo en las estaciones N° 5, 7 y 20 la asimetría es negativa (cola de gruesos) y especialmente marcada en este último caso.

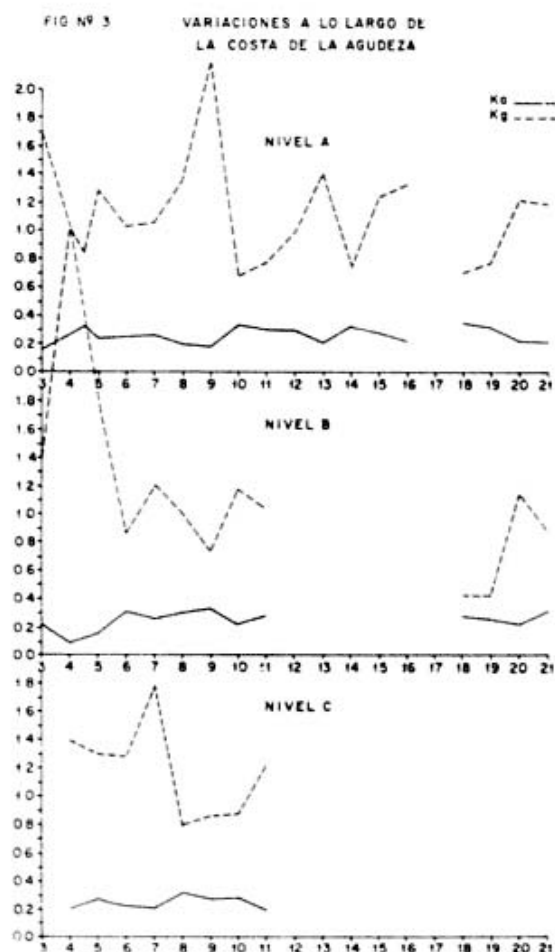
### Variaciones de la asimetría

Aunque en los tres niveles hay predominio de distribuciones simétricas, se manifiesta una tendencia a la reducción de las poblaciones finas del nivel A al C.

La explicación de este fenómeno debe atribuirse a la dinámica de los agentes de transporte que arrastran los materiales más finos mar adentro, determinando en consecuencia resultados negativos para la asimetría.

### Agudeza (Kurtosis)

En la figura N° 3 se han planteado los valores correspondientes a la kurtosis aritmética ( $K_a$ ) y geométrica ( $K_g$ ). Los primeros ( $K_a$ ) muestran una relativa constancia, en oposición a los segundos ( $K_g$ ), que por sus marcadas variaciones evidencian mayor sensibilidad. Por este motivo las observaciones se han realizado con este último.



## Nivel A:

El coeficiente de agudeza en este nivel es sumamente variable y en dos estaciones contiguas, presenta los valores extremos 2,177 (en la muestra N° 9) y 0,687 (en la muestra N° 10).

Dicha variabilidad se manifiesta en distintas formas de las curvas, que se agrupan de la siguiente forma: 8 leptocúrticas, 7 platicúrticas y 4 mesocúrticas.

## Nivel B:

Las variaciones de Kg son similares aunque más pronunciadas que las del nivel anterior, ya que están comprendidas entre un máximo de 3,187 (muestra N° 4) y un mínimo de 0,424 (muestra N° 18).

Para este nivel se han determinado 5 casos de curvas leptocúrticas, 6 platicúrticas y 2 mesocúrticas.

## Nivel: C

Tiende a disminuir la irregularidad de los valores de este parámetro, que fluctúa entre 1,783 (muestra N° 7) y 0,515 (muestra N° 20).

Han resultado 5 curvas leptocúrticas y 4 platicúrticas.

## Variaciones de la agudeza

En líneas generales, las variaciones de este parámetro textural muestran cierta correspondencia en los tres niveles, aún cuando se manifiestan ligeros desplazamientos de los picos. No hay tendencias dominantes de ninguno de los tipos de curvas del nivel A hacia el B.

Como ya se ha observado en los análisis de los parámetros anteriores, se destacan dos

zonas de características definidas: el tramo comprendido entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (estaciones N° 3 a 6) con la siguiente distribución: 3 curvas mesocúrticas (muestras N° 4A, 6A y 6B), 1 levemente leptocúrtica (muestra N° 6C), 7 leptocúrticas (muestras N° 3A, 3B, 4B, 4C, 5A, 5B, 5C), 1 levemente platicúrtica (muestra N° 4-5A).

El predominio de curvas leptocúrticas especialmente en los niveles B y C indicarían una intensa acción selectiva en la porción granulométrica central, atribuible a la velocidad constante del oleaje (Sahu, 1964).

A partir de Cañadón Tortuga (muestra N° 7) varía el tipo de curva dominante, que en este caso es platicúrtica, como se ve en el Cuadro N° 7.

Entre Cañadón Tortuga y Cabo Nombre (muestras N° 7 a 21), no se observan tendencias dominantes definidas en los tres niveles. Si bien el agente de transporte y deposición y las condiciones hidrodinámicas imperantes en este tramo de la costa son los mismos que en el sector norte, la abundancia de curvas platicúrticas se debería a la disponibilidad de material, ya que como se ha determinado por los análisis de los otros parámetros estadísticos (medidas de tendencia central, selección y asimetría) los sedimentos del tramo sur son más gruesos y menos seleccionados con numerosas modas secundarias bien desarrolladas, tanto en las poblaciones proximales como distales. El medio de transporte y sedimentación actual aún no ha podido borrar las huellas texturales que se produjeron en los sedimentos durante su ciclo anterior.

Como complemento de los análisis y con el objeto de probar técnicas que puedan ser aplicadas a sedimentos antiguos, para la de-

CUADRO 6. — Variaciones de la agudeza entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (muestras N° 3 al 6)

Nivel		Mesocúrtica	Levemente leptocúrtica	Leptocúrtica	Levemente platicúrtica
A	Estaciones	4-6		3-5	4-5
B		6		3-4-5	
C			6	4-5	

CUADRO 7. — Variaciones de la agudeza entre Cañadón Tortuga y Cabo Nombre (muestras N° 7 al 21)

Nivel		Mesocúrtica	Levemente leptocúrtica	Leptocúrtica	Levemente platicúrtica	Platicúrtica
A	Estaciones	7-15	8	9-13-16-20-21	12	11-14-18-19
B		8-11	7-20	19-21		9-10-18-19-21
C				7-11		8-9-10-20

terminación de paleoambientes, se utilizaron los diagramas bivariantes y funciones discriminativas propuestas por Mason y Folk (1958), Moiola y Weiser (1968), Sahu (1964) y Passega (1957).

El diagrama bivalente de Passega (1957) (fig. N° 4), confeccionado con la mediana y el percentil C, corrobora el ambiente de playa de estos sedimentos cuyo rasgo más distintivo es el bajo contenido de material fino que habría sido lavado por acción del oleaje.

La granulometría dominante de las poblaciones transportadas por tracción y salta-

ción, a su vez indica la acción de corrientes que estarían vinculadas a la playa frontal.

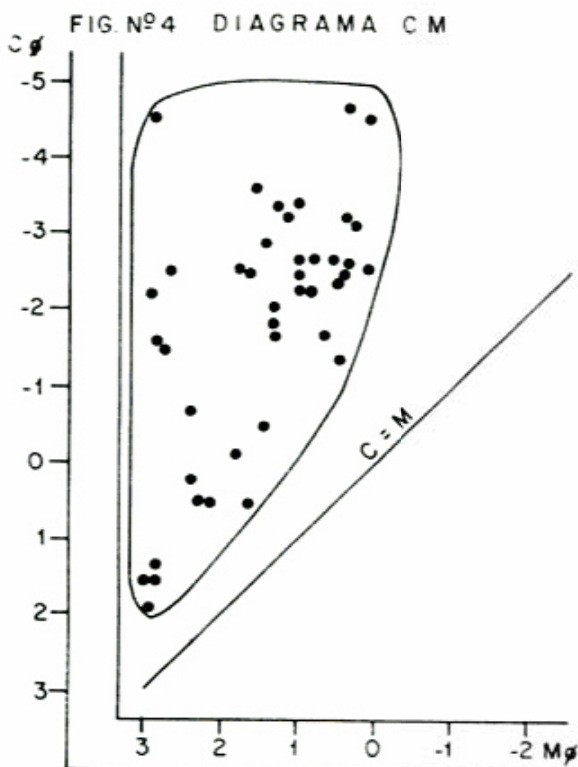
La distribución de los puntos en el gráfico muestran la proximidad de las muestras del sector norte (3A, 3B, 4A, 4B, 4C, 5B, 5C, 6B y 6C) a la línea de media mínima ( $M = 125$ ) y su distanciamiento con el límite CM, al cual se aproximan las restantes (de la muestra N° 7 a la 21). Las muestras 5 y 6 del nivel A, algo más alejadas de la media mínima, se caracterizan por mayor heterogeneidad de su granulometría.

Coincidentemente con lo expresado por Amaral y Pryor (1977), otros diagramas bivariantes como los de Mason y Folk (*op. cit.*) y Moiola y Weiser (*op. cit.*) donde se plantea agudeza y asimetría no han dado resultados aclaratorios sobre el ambiente deposicional, como tampoco aquellos en que se plotea  $M_z$  y  $\sigma_1$ .

En cuanto al diagrama propuesto por Sahu en que se plotean en papel logarítmico,  $\sqrt{\sigma_1^2}$  y  $\frac{SKg}{SMz} S(\sigma_1^2)$ , muestra una coincidencia sólo parcial de la distribución de los sedimentos, con el verdadero ambiente deposicional (playa frontal).

En cambio el análisis discriminante para distinguir entre sedimentos eólicos y de playa de Sahu (*op. cit.*) dio resultados más aproximados, ya que el 80,5 % de las muestras dio valores superiores al número discriminante (-2,7411) que caracteriza a los sedimentos de playa.

La ecuación para diferenciar ambiente de playa y marino poco profundo, dio en el 85 % de los casos resultados que indican ambiente marino poco profundo; lo que no



coincide con el verdadero ambiente deposicional (playa frontal).

### Variaciones texturales

El análisis comparativo de los rasgos texturales de los tres niveles considerados (A, B y C) muestra una correspondencia bastante manifiesta, resultante del ambiente deposicional común (playa frontal). En cambio a lo largo de la costa, las diferencias texturales permiten reconocer dos zonas: la septentrional comprendida entre Cañadón Alfa y Tapera Norte y la meridional desde Cañadón Tortuga hasta Cabo Nombre.

En la primera, el tamaño promedio de los sedimentos varía, desde las barrancas hacia el mar, dentro del rango de las arenas medianas a muy finas y muestra en el mismo sentido, una selección progresiva, causada por el oleaje sobre una playa dilatada y de suave pendiente, donde los detritos transportados por tracción son menos numerosos que aquellos que se mueven por saltación.

Esta relativa uniformidad granulométrica se modifica por la incorporación de trozos de conchillas, que introducen ligeros cambios en los diseños de los histogramas, con la aparición de pequeñas modas secundarias. Estos aportes biogénicos inciden también en los valores del percentil 1 (C) y determinan sus pequeñas variaciones. Como observaron Taira y Scholle (1979), los fragmentos de conchilla pueden haber sido incorporados por fuertes tormentas ocasionales que han producido olas y corrientes de mayor intensidad.

La selección de la fracción granulométrica dominante, incrementada por un oleaje de velocidad constante (Sahu, *op. cit.*) incide por su parte en el carácter leptocúrtico de estas arenas.

En el tramo meridional, los sedimentos son más gruesos, con mayor amplitud granulométrica (de arenas muy finas a guijas), marcada polimodalidad y peor selección que en la región anterior. Las modas secundarias de mayor desarrollo están en general, desplazadas hacia los grados más gruesos y dependen al igual que las variaciones del percentil 1 (C) de la disponibilidad del material terrígeno y no del contenido de conchillas.

Las curvas platicúrticas propias de estos sedimentos reflejan el carácter heterogéneo y polimodal de su granulometría.

CUADRO 8

Porcentajes de los minerales livianos en los tres niveles y a lo largo de la costa

Estación N	Nivel			5			6			7			8			9			10			11			12			13			14			15			16			17			18			19			20			21			22		
	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C															
Cuarzo	12	15	14	14	11	12	11	16	12	12	10	12	12	14	13	11	12	13	10	12	14	12	14	12	9	13	10	11	12	11	11	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10	10					
Platoclosos	35	30	34	31	26	35	31	36	22	32	28	29	28	29	30	28	29	23	23	24	20	29	21	25	27	15	22	20	22	22	16	28	16	20	17	23	21	25	32																		
Feldespatos	5	4	4	3	5	4	5	5	4	4	3	4	4	3	4	4	3	4	4	3	4	4	4	3	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4						
Óxidos	x	x	x	x	x	1	x					x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x						
Litoclastos	47	51	48	51	54	48	45	35	49	37	53	39	54	41	50	45	53	55	49	54	30	47	40	38	41	59	54	50	55	64	48	63	57	59	50	49	50	49	50	47																	
Caliza	x	x	x	1	4	x	x	2	3	x	10	3	7	3	2	2	2	2	4	4	6	4	1	2	9	8	1	1	x																												
Dalita	1			x	8	10	4	7	3	6	2	6	2	4	6	6	7	6	6	7	6	8	12	10	14	14	8	5	4	10	12	7	5	10	3	10	8	x	15	6	4																
Halita																																																									
Otros																																																									

x: vestigios

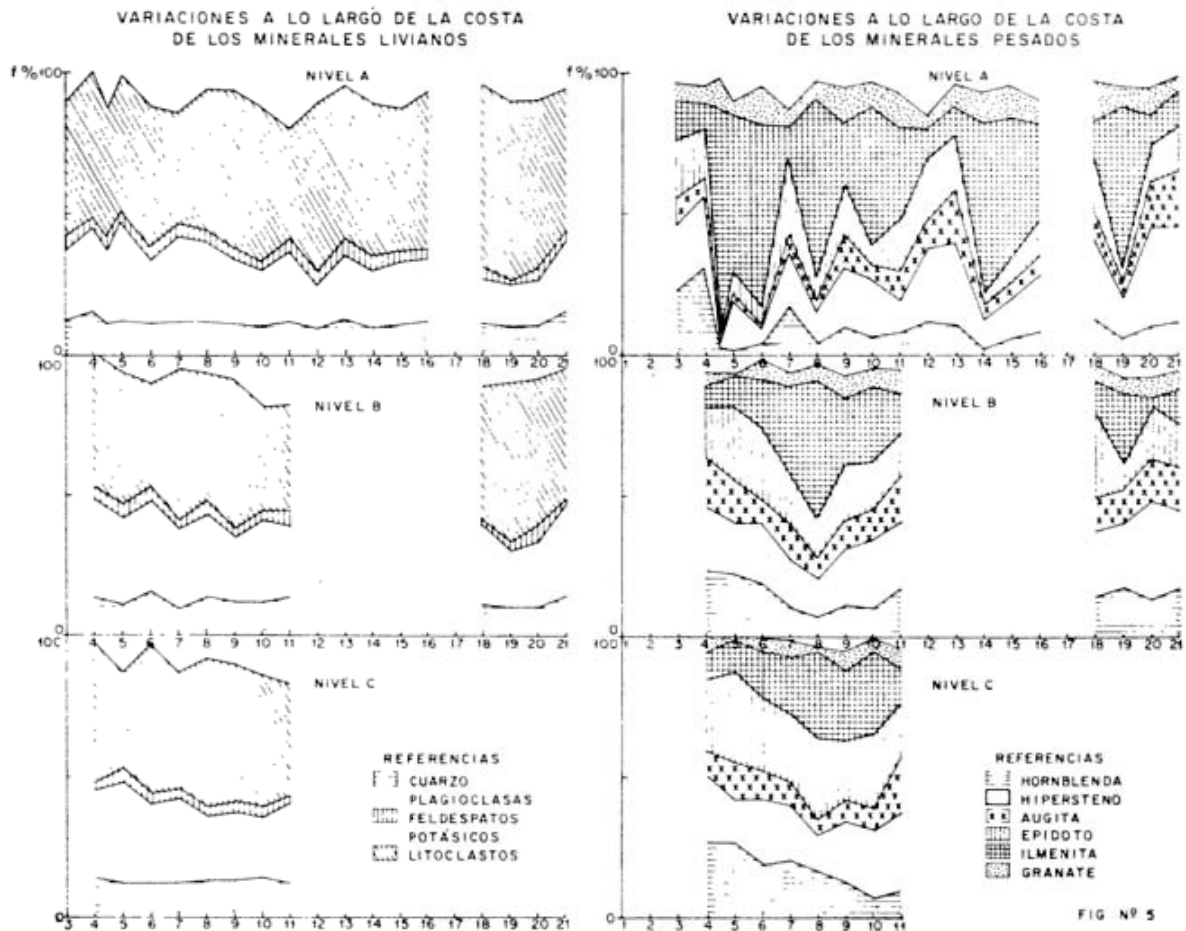


FIG Nº 5

Al aumentar las admixturas gruesas, las poblaciones que se deslizan por tracción, se hacen más frecuentes que en el tramo anterior.

Las curvas acumulativas de frecuencia simétricas o cercanamente simétricas que predominan en este subambiente, a lo largo de toda la costa y sobre todo las escasas y reducidas manifestaciones de asimetría negativa, deben interpretarse según Friedman (1961-1967), Duane (1964) y Folk (*op. cit.*) como la acción desigual del oleaje y las corrientes de retorno, que actúan en direcciones opuestas y que han llevado en suspensión mar adentro a los materiales más finos.

Los dos casos de asimetría ligeramente positiva, situados en el nivel A, corresponden en cambio a sedimentos poco reabajados de la barranca activa.

### Conclusiones texturales

Los resultados obtenidos permiten concluir que sobre materiales de granulometría he-

terogénea ha actuado un agente común de transporte y deposición, que ha introducido diferencias texturales vinculadas directamente con la geomorfología litoral.

La diferenciación de dos zonas de distinta granulometría, selección, madurez textural y agudeza, coincide además con sendos tipos de playa desigualmente desarrollados, a lo que debe añadirse la diferente naturaleza de las formaciones que han aportado el material detrítico: Formación Cullen (Petersen, 1949) y Drift Tapera Sur (Codignotto, 1979).

El hecho de que los sedimentos de la región septentrional sean más finos, mejor seleccionados y texturalmente maduros, está estrechamente relacionado con la granulometría de la Formación Cullen, constituida por una sucesión de bancos areno-limosos o arenosos con intercalaciones limosas, que constituyen la barranca activa sometida a la acción del oleaje, las mareas y las corrientes de deriva litoral (Codignotto, comunicación verbal), que actúan en una playa amplia y de pendiente reducida, sobre materia-

les pre-seleccionados por lo menos por un ciclo sedimentario previo.

Este tipo de playa contribuye a que la velocidad del oleaje se mantenga con cierta constancia, lo que produce el incremento de la selección de aquellas poblaciones sensibles a ese rango de velocidad y la migración, en suspensión, de las partículas finas, mar adentro.

En cambio en la zona meridional, el aporte del Drift Tapera Sur y de los sedimentos aluviales (provenientes del río Cullen y sus afluentes) que lo han retrabajado, imprimen a los sedimentos litorales mayor amplitud granulométrica, pobre selección y marcada polimodalidad, que no alcanza a suavizar el agente de transporte, que actúa en este caso en una playa mucho más angosta y empinada (Codignotto, comunicación verbal).

### Análisis mineralógico

La composición de la fracción pesfítica fue determinada por observación bajo lupa binocular. La fracción arena fina y muy fina fue analizada bajo microscopio, previa separación bromofórmica de las fracciones pesada y liviana y de los componentes magnéticos con imán.

La fracción pesfítica dio como valores composicionales promedio: 30 % de ftanita y/o cuarzo de vena, 30 % de rocas volcánicas (basaltos, andesitas) y piroclásticas (tobas mesosilícicas), 30 % de rocas metamórficas (gneis, esquistos granatíferos, etc.), 6 % de rocas sedimentarias (areniscas), 5 % de conchilla y menos de 4 % de rocas plutónicas (graníticas). Es de destacar, que los fragmentos biogénicos de carbonatos disminuyen a partir de la estación N° 7 hacia el sur y de 10 % que alcanzan en las muestras septentrionales, se reducen gradualmente a 1 %. Coincide con esta merma un ligero incremento de las rocas plutónicas (dioritas, granitos).



Fig. N° 6

Con los resultados porcentuales de las distintas fracciones de la arena (pesados, livianos y magnéticos) se confeccionó la figura N° 6.

En ella es posible observar la distribución irregular de los componentes pesados, livianos y magnéticos, a lo largo de la costa.

Se destaca además, salvo pocas excepciones (muestra N° 7, 11 y 21), que el nivel más rico en minerales pesados y magnéticos es el nivel A, al que siguen en orden decreciente de abundancia los niveles B y C.

Por su parte, el nivel A, muestra una tendencia decreciente e irregular de los componentes pesados desde la estación N° 3 hasta la 12, con valores extremos de 63,20 % a 18,63 % seguidos de aumentos variables hasta la muestra N° 20.

En el mismo nivel (A) las variaciones de la magnetita son más marcadas que las de los componentes pesados y sólo en cinco estaciones (N° 3, 7, 12, 13 y 21) sus porcentajes son inferiores a 5 % ya que en las restantes constituye del 25 al 55 %.

Los picos de máximas concentraciones de pesados del nivel B, no coinciden con los del A y en tres casos (muestras N° 7, 11 y 21) superan sus porcentajes, alcanzando un máximo de 75 % en la muestra N° 11.

Los componentes magnéticos disminuyen en el nivel B y su concentración más destacada corresponde a la muestra N° 6 con 30 %.

Más acentuada aún resulta la merma de la magnetita en el nivel C, donde excepcionalmente llega al 2,5 %. Mientras que los minerales pesados siguen en cantidades menores las tendencias del nivel B.

### Minerales livianos

Los porcentajes de frecuencia de las distintas especies que constituyen esta fracción se han consignado en el cuadro 8.

### Litoclastos

Sus porcentajes comprendidos entre 35 % y 64 % son los más elevados de la fracción liviana. Son granos redondeados, con núcleos opacos y bordes ligeramente translúcidos. La mayoría de ellos (75 %) corresponden a fragmentos de pastas de rocas volcánicas de tipo andesítico y/o basáltico, de textura microgranular, hialopilitica o pilotática. Completan las variedades líticas frag-

CUADRO 9

Porcentajes de los minerales pesados en los tres niveles y a lo largo de la costa

Estacion N	3	4	4	4	4	5	5	5	6	6	6	7	7	8	8	8	9	9	9	10	10	11	11	11	12	13	14	15	16	18	18	18	19	19	20	20	21	21	21		
Nivel	A	A	B	C	A	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
Auzita	10	7	18	8	x	2	16	12	1	9	10	7	13	6	4	7	6	12	10	8	5	11	5	10	16	19	10	19	5	6	7	10	12	5	12	16	15	16	20	14	
Hipersteno	22	23	22	24	2	18	18	15	6	21	23	20	17	20	10	14	12	21	20	21	20	24	21	12	24	29	26	29	10	14	20	28	23	14	23	35	36	30	33	28	
Hornblenda	24	32	24	27	3	2	21	27	4	15	19	18	10	20	5	7	17	11	11	13	7	19	7	17	10	19	11	3	6	8	13	14	6	17	10	13	16	11	17		
Granate	6	6	4	5	11	4	x	x	13	7	5	6	5	6	6	4	2	3	9	6	9	6	3	10	9	7	4	8	12	11	8	14	5	7	6	9	7	5	7		
Epidoto	19	19	19	26	1	8	26	30	7	25	24	26	19	26	9	15	20	18	20	21	9	17	23	10	15	20	23	20	4	9	10	12	30	6	10	14	19	19	16	15	
Zoicita	2	1	x	x	x	2	3	x	1	2	2	x	1	x	1	x	1	x	1	x	1	x	1	x	1	x	1	x	1	1	1	2	x	x	1	3	1	x	1		
Zircon	x	x	1	x	3	9	x	4	x	x	x	x	2	1	x	3	2	1	x	3	4	2	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	x	1	2	
Turmalina	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Andalusita	1	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	
Rutilo	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Carbonatos	1	1	3	1	1	1	x	x	x	x	x	x	x	x	2	3	x	2	x	1	2	1	1	2	3	1	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Hematita	17	11	9	9	79	56	13	13	64	18	17	19	33	20	63	48	30	32	25	49	23	31	37	15	12	12	10	61	49	34	14	13	59	25	11	3	10	13	13		
Ilmenita	x	x	1	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Leucocrono	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Biotita	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Apatita	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Muscovita	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Fras. líticos	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Otros	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x	x

x: vestigios



mentos de esquistos micáceos o cloríticos y agregados de cuarzo, feldespatos y anfíboles, atribuibles a rocas ígneas (granitos o dioritas) o metamórficas (gneis) y otros de granos de cuarzo, correspondientes a fragmentos de venas silíceas.

### Plagioclasas

Siguen en importancia a los litoclastos, con porcentajes que varían de 15 % a 35 %. Están representadas por fragmentos tabulares cuyos planos de ruptura están subordinados a los de clivaje. Por efecto del desgaste las formas se han redondeado, en el 10 % de los casos y han tomado contornos subredondeados en el 70 %, mientras que en el 20 % restante conserva algunos filos que permiten clasificarlas como subangulosas. En muchas secciones son visibles maclas polisintéticas de ley de albita y con menor frecuencia se reconocen combinaciones de éstas con Carlsbad o más raramente con Periclino. La zonalidad es frecuente, especialmente en las variedades más básicas.

Aunque la composición varía de oligoclasa ácida a labradorita básica (An 60 % Ab 40 %), las más frecuentes corresponden a andesina básica (Ab 45 % An 55 %) ya que las variedades con menor concentración anortítica (An 30 % Ab 70 %) no superan el 3 %.

En general se presentan frescas y limpiadas, con ligero enturbiamiento arcilloso en las variedades oligoclasa y andesina ácida. Contienen, con frecuencia, inclusiones fluidas con forma de cristales negativos, o cavidades con burbujas fluidas y en casos aislados inclusiones sólidas de apatita, zircón y rutilo.

En algunas secciones muy euedrales conservan restos de rebordes vítreos y de pastas de naturaleza volcánica.

### Cuarzo

Son granos anedrales, de contornos subangulosos en más de la mitad de los casos, o subredondeados en aproximadamente el 35 % y redondeados sólo en el 5 %. Tiene apariencia límpida y extinción relámpago aunque se observan escasos clastos con extinción ondulada; son frecuentes las inclusiones de tipo fluido, alineadas o dispersas y a veces los cristales de apatita o aciculares de rutilo.

En los porcentajes de este mineral no se computan los clastos de agregados policristalinos silíceos que se incluyen con los litoclastos, pero sí el ópalo, calcedonia y ftanita.

### Feldespatos potásicos

Son escasos y de distribución uniforme, con porcentajes comprendidos entre 2 y 6 %. De las especies reconocidas: ortoclasa y microclino, la primera es la más frecuente y constante, ya que el microclino se observó esporádicamente (muestras N° 4-5, 4, 14, 15 y 21 del nivel A) como escasos granos subredondeados y subangulosos, frescos, que sólo en una muestra (N° 4-5) alcanzan con 2 % su valor más destacado.

La ortoclasa presenta formas similares, pero a diferencia de aquél, en todos los casos aparece enturbiada por alteración arcillosa (alofánica).

### Vidrio

Falta en muchas muestras y sólo en la muestra N° 11 alcanza en el nivel A a 4 % y en el B a 2 %, ya que en las restantes no llega a 1 %.

Son trizas incoloras, de fuerte relieve negativo ( $n : 1,50$ ) o más raramente de color castaño claro pertenecientes a la variedad ácida (riolítica) (George, 1924).

### Carbonatos

Son escasos y de distribución irregular, faltan en cinco muestras (N° 16A, 18A, 18B, 19A y 19B), en nueve no superan el 1 % y en las restantes están comprendidos entre 1 y 10 %.

Son fragmentos de conchillas, parcialmente desgastados, de color castaño claro, grises o rosados de fina estructura granuda o fibrosa.

### Fosfatos

*Colofanita:* Aparece como fragmentos óseos, masivos, con distinto grado de desgaste, amarillentos, castaños claros o incoloros, isotropos, o excepcionalmente con muy débil birrefringencia. En algunos casos conservan borrosos restos de canales de Havers o estructuras porosas.

**Dahlita:** De color similar a la colofanita, de la que se distingue por constituir finos agregados granosos.

Los porcentajes de ambos fosfatos son reducidos (entre 1 y 16 %) y sólo faltan en la muestra N° 4AB y C y 5A.

### Otros

En algunas estaciones se reconocieron algunas escamas de biotita y muscovita, cloritas, zeolitas, yeso y glauconita en cantidades tan reducidas que no alcanzaban a totalizar 1 %.

La halita tiene distribución irregular pues si bien en algunas muestras falta, en otras llega a 8 %. Es incolora y presenta abundantes inclusiones.

### Minerales pesados

#### Piroxenos

Están representados casi exclusivamente por hipersteno y augita, ya que la enstatita aparece en forma esporádica en cantidades inferiores a 1%.

#### Hipersteno

Se lo reconoce por su color verde amarillento con fuerte pleocroísmo al castaño verdoso o verde rojizo.

Presenta gran variedad de formas que comprenden desde prismas euedrales alargados según el eje "c" o fragmentos de éstos, hasta individuos elipsoidales resultantes de un intenso efecto abrasivo. En los primeros que son los más frecuentes pueden observarse ocasionalmente adherencias vítreas o las extremidades serradas producidas por disolución interstratal.

Se presenta siempre muy fresco y habitualmente contiene inclusiones opacas (magnetita).

#### Augita

Siempre es menos abundante que el hipersteno y sus cristales que son de hábito prismático ancho, presentan distinto grado de redondeamiento, con escasos individuos ovoidales (5 %). Algunos cristales conservan reducidos márgenes vítreos y en casos muy aislados se insinúan extremos dentados.

Las maclas polisintéticas (001) se vieron en muy pocos individuos.

Corresponde a la variedad verde no pleocroica y contiene abundantes inclusiones opacas orientadas en algunos granos paralelamente al clivaje. No se observó en ningún caso la variedad titanífera.

### Anfíboles

Sólo se han encontrado hornblenda común y basáltica (lamprobolita).

De la variedad común, la más frecuente es la verde (85 %) ya que la castaña falta en algunas muestras o sólo está en cantidades muy reducidas y la verde azulada es rara.

Son prismas alargados o sus fragmentos, poco desgastados, de contornos angulosos a subredondeados, frescos, con escasas inclusiones de magnetita y apatita.

En cuanto a la lamprobolita, su forma es similar a la variedad verde y se caracteriza por el intenso color castaño pleocroico al castaño rojizo oscuro. Es escasa y de distribución irregular.

### Granate

Presente en todas las muestras en cantidades variables, alcanza concentraciones destacadas en la arena mediana y/o gruesa de la muestra N° 4-5. Su morfología es extremadamente variable; predominan los fragmentos de cristales, sobre los individuos euedrales y éstos sobre los trozos desgastados. La mayoría (80 %) conservan aristas vivas y son pocos los que alcanzan cierto grado de redondeamiento; casi todos muestran superficies picadas, rayadas, con cachaduras o muescas.

Predominan los rosados claros sobre los incoloros y son poco frecuentes los rosado amarillentos (rosa-salmón), verdosos o rojos.

En algunos se observan fenómenos de anisotropía óptica y son abundantes las inclusiones de cuarzo, apatita y opacos.

### Grupo del epidoto

Son sus representantes en estos sedimentos: epidoto, clinozoisita y zoisita.

Sus clastos son anedrales, de color verde a verde amarillento con aspecto sucio y fisurado. También se vieron agregados de granos y más raramente cristales.

La variedad amarilla (pistacita) es poco frecuente y la castaña (ortita) excepcional.

La zoisita y la clinozoisita son poco fre-

cuentes y de distribución irregular, pero de características morfológicas similares.

#### Estaurolita

Muy escasa, se presenta como granos irregulares, con pleocroísmo rosado a castaño rojizo, con abundantes inclusiones oscuras (carbonosas).

#### Andalucita

Se la reconoce por su intenso pleocroísmo de incoloro a rosado, irregularmente distribuido (en manchones) y sus formas irregulares, subredondeadas. No es frecuente.

#### Zircón

Se lo encuentra en cantidades reducidas como cristales euedrales, bipiramidados o sus fragmentos, en general poco redondeados. En casos excepcionales se observó la variedad rosada.

#### Turmalina

Es rara, aparece como fragmentos prismáticos muy redondeados de la variedad castaña.

#### Rutilo

Se lo encuentra en todas las muestras, como escasos granos desgastados, de forma irregular y color variable de rojo a negro. Los clastos translúcidos, rojo amarillento o rojos, son más raros que los negros opacos, que se reconocen por sus rebordes rojos translúcidos, al ser observados con ayuda del condensador o con luz reflejada.

#### Titanita

Su presencia es esporádica y escasa; sus clastos son pequeños, anedrales, angulosos a subangulosos, de color amarillo dorado y birrefringencia anómala (ultra azul) que no alcanza a la extinción total.

#### Carbonatos

Sus características no difieren de las ya mencionadas en la fracción liviana.

#### Minerales opacos

Comprende este grupo: hematita, ilmenita y leucoxeno, ya que la magnetita fue separada previamente.

Son granos redondeados que por reflexión presentan aspecto pulvulento y color rojo (hematita), negro brillante (ilmenita) o blanco lechoso de aspecto algodonoso (leucoxeno).

#### Otros

En cantidades sumamente reducidas, se vieron escamas de biotita, muscovita y clorita, granos o fragmentos de cristales de apatita, etc.

En la muestra N° 16A se observó una escama alargada de oro, muy redondeada y con picaduras y estriás superficiales.

#### Variaciones mineralógicas

En los Cuadros N° 8 y 9 figuran los valores porcentuales de frecuencia de las especies minerales que integran estos sedimentos, que se han ilustrado en la figura N° 5.

#### Minerales livianos

Los componentes más abundantes de esta fracción son los litoclastos, cuyos porcentajes siempre superiores a 35 % llegan hasta 64 % (muestra N° 18A). Su participación no difiere mayormente en los tres niveles, aunque es más baja e irregular entre Cañadón Alfa (muestra N° 13) y la estación N° 11, que a partir de la estación N° 12, donde se inicia un progresivo aumento que continúa hasta Cabo Nombre (muestra N° 21).

Las plagioclasas están siempre subordinadas cuantitativamente a los fragmentos líticos, con porcentajes que oscilan entre 16 % y 35 %. Tienen una distribución similar desde el pie de la barranca hacia el mar, con las mayores concentraciones entre Cañadón Alfa y Tapera Norte (muestra N° 6) y suave reducción de sus porcentajes desde Cañadón Tortuga (muestra N° 7) hacia el sur.

El cuarzo y los feldespatos potásicos son de distribución muy irregular. El primero no supera el 16 % y excepcionalmente llega a un mínimo de 9 %, sus variaciones son ínfimas en los niveles A y B y es constante en C.

Más estrechos aún resultan los límites de variación de los feldespatos potásicos comprendidos entre 2 % y 6 %.

De los restantes componentes, los de origen biogénico (carbonatos y fosfatos) son los que alcanzan valores más destacados, aunque no exceden el 16 %, en algunas muestras no llegan a 1 % o faltan. Su distribución es irregular, aunque parece insinuarse un ligero aumento de los fosfatos (dahllita) entre Tapera Sur y la estación N° 18.

El vidrio tiene distribución errática sin alcanzar, en la mayoría de los casos, a 1 %. Sólo en una estación presenta un máximo de 4 % en el nivel A y un valor algo menor (2 %) en el nivel B. Tanto sus variaciones porcentuales como las de los restos biogénicos y los de la halita, micas, etc., son poco significativos y no parecen guardar relación con la distribución de otros componentes de esta fracción, ni con determinadas características fisiográficas.

En síntesis: la composición de la fracción liviana es relativamente constante en especies minerales y en los aportes de cada uno de ellos y revela por el predominio de litoclastos y feldespatos una notoria inmadurez mineralógica.

### Minerales pesados

Están irregularmente distribuidos en los tres niveles y a lo largo de la costa, con variado contenido de los componentes magnéticos que aumentan desde el nivel inferior de baja marea (nivel C) hacia el pie de la barranca.

Aunque no hay concordancia total en la ubicación de los máximos y mínimos de los componentes magnéticos y de los no magnéticos, en general su evolución cuantitativa es bastante armónica en los tres niveles.

En el nivel A se localizan las mayores concentraciones de magnetita, entre 45 % y 65 % (muestras N° 5, 6, 8, 11 y 15) y de los restantes minerales pesados (muestra N° 3, 63 %) debido a sus elevados pesos específicos y a la pérdida de fuerza de las corrientes de retorno. Mientras la primera decrece hacia el sur, con pronunciados altibajos, los otros minerales de la fracción pesada lo hacen en forma gradual en el sector comprendido entre Cañadón Alfa y la estación N° 12, para volver a aumentar de la estación N° 13 a la 21.

Las oscilaciones de la magnetita se suavizan en el nivel B (de 1,5 % a 33 %) y se tornan más pronunciadas (28 % a

75 %) para los demás pesados, especialmente entre las estaciones N° 4 y 11.

Una tendencia creciente hacia el sur se observa también entre las estaciones N° 18 y 21.

En el nivel inferior de la baja marea (nivel C) hay una notoria reducción de los componentes pesados no magnéticos y de la magnetita, lo que coincide con lo observado por Martens (1939).

Por su parte, las distintas especies que integran la fracción pesada, tienen las variaciones más marcadas al pie de la barranca y por efecto de la selección gravitativa que ejercen las olas y las corrientes de retorno (Teruggi, 1959) se distribuyen, sobre la playa, en cantidades menores, vinculadas directamente con su peso específico y su forma.

Los más abundantes son los minerales opacos: ilmenita, hematita y leucoxeno, que en la estación situada entre la N° 4 y 5 alcanzan un máximo de 81 % con picos más pequeños en las estaciones N° 6, 8, 14 y 19.

La merma de estos componentes en el nivel B, se manifiesta en la desaparición del máximo de la estación N° 6 y la reducción de las concentraciones de las estaciones N° 8 y 19.

En el nivel C la disminución se hace mucho más marcada.

Los piroxenos siguen en orden de frecuencia a la ilmenita, de ellos el más abundante es el hipersteno, que alcanza valores límites de 2 % a 36 %. Supera cuantitativamente a la augita, en todas las muestras y en la mayoría de ellas duplica o triplica sus porcentajes.

En general, ambos presentan oscilaciones coincidentes en los tres niveles, con paulatino incremento hacia el mar y de norte a sur.

Los anfíboles y el epidoto aumentan en forma notoria entre los niveles B y C, pero sufren una reducción desde Cañadón Alfa a Cabo Nombre.

Aunque en esta fracción (arena fina) el granate no supera el 14 %, en las arenas medianas y/o gruesas tiende a formar con la ilmenita y magnetita, concentrados, en los que alcanza el 60 % (muestra 4-5).

Su elevado peso específico favorece la acumulación en el nivel A, especialmente de los granos de mayor tamaño.

Con excepción del zircón que alcanza un valor destacado (9 %) en el nivel A de la estación N° 5, los restantes componentes pesados (turmalina, rutilo, andalucita, es-

taurólita, etc) son escasos o de distribución errática, por lo que resultan poco trascendentes.

Básicamente la fracción pesada está constituida por minerales opacos, piroxenos (augita-hipersteno), anfíboles (hornblenda común y basáltica) y epidoto con cantidades menores de granate, zircón, rutilo, etc.

La relación entre estos componentes se mantiene relativamente constante a lo largo de la costa.

### Conclusiones mineralógicas

De los análisis efectuados se puede concluir que los sedimentos de los tres niveles (A, B y C) del litoral atlántico de Tierra del Fuego, en el tramo costero (playa frontal) que se extiende desde Cañadón Alfa hasta Cabo Nombre, están constituidos por:

1° — Una asociación de minerales constante en especies, que están afectados por reducidas variaciones cuantitativas.

2° — En ella predominan los componentes metaestables primarios (Pettijohn, 1949) representados en la fracción liviana por plagioclasas, feldespatos potásicos y litoclastos y en la pesada por piroxenos, anfíboles y epidoto, sobre los estables primarios como el cuarzo, zircón y turmalina, etc. y los bioquímicos (calcita, dahllita y colofanita).

3° — Es notorio el predominio, en la fracción liviana, de los litoclastos (metaestables) de origen metamórfico (esquistos micáceos, gneiss, etc.), ígneo (vulcanitas), piroclástico (tobas) y sedimentario (areniscas), en distintos estados de conservación.

4° — De las especies estables de la fracción pesada, la más llamativa es el zircón, que alcanza una concentración de 9 %, en una estación (N° 5) rica en otros componentes pesados (ilmenita, granate).

5° — Los minerales metaestables primarios de la fracción pesada se caracterizan por su estado fresco y en general por su reducido desgaste.

6° — Los minerales opacos especialmente la magnetita y la ilmenita son muy abundantes, sobre todo en el nivel A, situado en la base de la barranca.

7° — También el nivel A tiene concentraciones destacadas de granate.

8° — Los componentes biogénicos son escasos y su concentración es aleatoria.

9° — Se observan diferencias cuantitativas de los minerales que integran esta asociación, con mayor concentración de las variedades opacas y granates al pie de las barrancas y distribución selectiva de los restantes (piroxenos, anfíboles, epidoto, etc.) en los niveles B y C, en función de sus respectivos pesos específicos, formas y tamaños.

10° — Aunque poco pronunciada, se observa la reducción en sentido norte-sur de algunos componentes (plagioclasas, anfíboles, epidoto). Los valores de frecuencia más bajos de los piroxenos y anfíboles se registran entre Cañadón Alfa y Tapera Norte.

11° — La inmadurez mineralógica de estos sedimentos calculada por la relación de los componentes estables (cuarzo-ftanitas) y metaestables (feldespatos alcalinos y calcosódicos y litoclastos), dio valores que indican que sus componentes originales no han sufrido alteración o ésta es muy reducida. Esta característica coincide con la inmadurez textural de la mayoría de ellos, lo que señala que tanto el desgaste como las transformaciones físico-químicas han sido leves.

12° — La variedad litológica de los litoclastos es relativamente amplia.

### Génesis de los sedimentos

El análisis mineralógico de estos sedimentos ha permitido comprobar que las distintas especies integrantes, provienen principalmente de la destrucción de rocas volcánicas, piroclásticas, metamórficas y sedimentarias silíceas, con un aporte mucho más limitado de ígneas plutónicas y componentes biogénicos.

La naturaleza petrográfica de los clastos psefíticos y de arena gruesa confirman esos orígenes ya que corresponden a basaltos, andesitas, tobas, esquistos micáceos y granatíferos, gneises, ftanitas, areniscas, cuarzo de vena, trozos de conchillas, etc. y sus fragmentos finamente divididos y muchas veces alterados constituyen los componentes más destacados de la arena fina.

No hay duda que las secciones cuedrales de las plagioclasas zonales con inclusiones y/o adherencias vítreas corresponden a vulcanitas, que en el caso de las andesinas y labradoritas pueden haber derivado de va-

riedades intermedias o básicas (andesitas, basandesitas y basaltos). Mientras que las variedades más sódicas (albita-oligoclasa) sin crecimiento zonal, la presencia de rastros vítreos permite confirmar el origen volcánico o piroclástico y su ausencia plantea la posibilidad de que sean metamórficas y/o plutónicas.

Si se tiene en cuenta que el aporte de las rocas metamórficas es mayor que el de las ígneas ácidas (intrusivas y volcánicas) es admisible que la mayoría de los feldespatos potásicos (ortoclasa y microlino) deriven de aquellas.

Para tratar de establecer el origen del cuarzo, se han tenido en cuenta distintas características (forma de extinción, inclusiones, etc). De acuerdo a la forma de extinción, según Blatt y Christie (1963), el predominio de la variedad no ondulante, señala escaso aporte de rocas plutónicas y metamórficas.

Sin embargo, los granos de cuarzo sin inclusiones, con inclusiones fluidas y con inclusiones sólidas (rutilo, turmalina, apatita, etc), indican procedencia ígnea o metamórfica (Keller y Littlefield, 1950).

Pero el bajo contenido de las rocas intrusivas en las fracciones gruesas, constituye una pauta restrictiva de esa procedencia y en cambio parece más probable, que al aporte metamórfico se haya sumado el de sedimentitas cuarzosas, que según Conolly (1965) son portadoras de cuarzo no ondulante. Esta alternativa la confirman los abundantes clastos de ftanitas y de agregados policristalinos de cuarzo, que integran la arena gruesa y guijas.

No se puede probar un aporte volcánico, como también sugiere Conolly (*op. cit.*) porque faltan las formas características con corrosiones, eudralismo, etc.

La presencia de trizas vítreas frescas, aunque escasa, constituyen una prueba del aporte piroclástico directo o indirecto.

La asociación de minerales no opacos de la fracción pesada confirma las procedencias señaladas.

Si bien los piroxenos pueden plantear dudas sobre su origen ígneo, plutónico o volcánico, o metamórfico, las inclusiones y

rebordes vítreos que presentan muchos cristales de hipersteno y augita indican que estos, proceden de vulcanitas (andesitas y basaltos) y/o rocas piroclásticas.

Aunque más escasas las formas desgastadas ovoidales o elipsoidales alargadas y las terminadas en extremos serrados (disolución interstratal) señalan que dichos minerales han pasado por ciclos sedimentarios previos.

De los anfíboles, la lamprobolita es de indudable naturaleza volcánica y la hornblenda azul metamórfica, pero resulta difícil determinar fehacientemente la procedencia de la hornblenda común (verde o castaña) que tanto puede atribuirse a rocas ígneas (plutónicas o volcánicas) como a metamórficas. Pero si se toman en cuenta las rocas madre que han generado los restantes componentes de esta asociación y la incidencia cuantitativa de cada uno de ellos, es factible admitir que la hornblenda común sea en gran parte volcánica y/o metamórfica.

Otra prueba del aporte metamórfico, lo constituye la asociación de minerales del grupo del epidoto (epidoto-zoisita), granate, estauroлита, andalucita y micas. Como en la litología de las psefitas y arenas gruesas son más frecuentes los esquistos micáceos granatíferos que las plutonitas ácidas y no se han observado pegmatitas, es probable que la mica sea en su mayor parte metamórfica.

El bajo contenido de otros componentes como el zircón, rutilo, titanita, apatita, etc, no permite efectuar especulaciones, ni modifica las hipótesis sobre las procedencias.

Los fragmentos de conchilla y restos óseos (colofanita-dahllita) constituyen el aporte biogénico.

Como la Formación Cullen y el Drift Taper Sur constituyen la barranca activa sobre la que actúa el mar, existe un evidente control mineralógico de éstos sobre los sedimentos de playa.

### Agradecimientos

Dejamos constancia de nuestro agradecimiento al Dr. J. O. Codignotto, que nos facilitara las muestras objeto de este trabajo.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Amaral, E. J. y W. A. Pryor, 1977. *Depositional environment of the St. Peter sandstone deduced by textural analysis*. Jour. Sed. Petrol. 47 (1): 32-52.  
 Blatt, H. y J. M. Christie, 1963. *Undulatory extinction in quartz of igneous rocks and its significance in provenance studies of sedimentary rocks*. Jour. Sed. Petrol. 33 (3): 559-579.

- Codignotto, J. O., 1979. *Hojas Geológicas: 63 a Río Cullen, 64 a Bahía San Sebastián, 65 b Río Grande*. Serv. Geol. Nac., inédito, Buenos Aires.
- Conolly, J. R., 1965. *The occurrence of polycrystallinity and undulatory extinction in quartz in sandstones*. Jour. Sed. Petrol. 38 (1): 22-35.
- Duane, D. B., 1964. *Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina*. Jour. Sed. Petrol. 34 (4): 864-874.
- Folk, R. L., 1951. *Stages in textural maturity in sedimentary rocks*. Jour. Sed. Petrol. 21 (3): 127-130.
- Folk, R. L. y W. C. Ward, 1957. *Brazos river bar: study in the significances of grain size parameters*. Jour. Sed. Petrol. 27 (1): 3-26.
- Friedman, G. M., 1961. *Distinction between dune, beach and river sand from their textural characteristic*. Jour. Sed. Petrol. 31 (4): 514-529.
- 1967. *Dynamic processes and statistical parameters compared por size frequency distributions of beach and river sands*. Jour. Sed. Petrol. 37 (2): 327-354.
- George, W. O., 1924. *The relations of physical properties of natural glasses to their chemical composition*. Jour. Geol. 32 (5):
- González Bonorino, F. y M. E. Teruggi, 1952. *Léxico Sedimentológico*. Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. "Bernardino Rivadavia". Publ. de Ext. Cult. y Didac. Nº 6.
- Inman, D. L., 1952. *Measures for describing the size distribution of sediments*. Jour. Sed. Petrol. 22: 125-145.
- Keller, W. C. y R. F. Littlefield, 1950. *Inclusions in the quartz of igneous and metamorphic rocks*. Jour. Sed. Petrol. 19: 74-84.
- Krumbein, W. C. y F. J. Pettijohn, 1936. *Manual of sedimentary petrography*. D. Appleton-Century Company, New York-London.
- Krumbein, W. C., 1941. *Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles*. Jour. Sed. Petrol. 11: 64-72.
- Martens, J. H. C., 1939. *Beaches*. En: Trask, P. D., 1939. *Recent marine sediments*. A symposium, Tulsa, Oklahoma: 207-218.
- Mason, C. C. y R. L. Folk, 1958. *Differentiation of beach, dune and aeolian flat environments by size analysis*. Mustang Island, Texas. Jour. Sed. Petrol. 28 (2): 211-226.
- Moiola, R. J. y D. Weiser, 1968. *Textural parameters: an evaluation*. Jour. Sed. Petrol. 38 (1): 45-53.
- Passega, R., 1957. *Texture as characteristic of clastic deposition*. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 41 (9): 1952-1984.
- Petersen, C., 1949. *Trabajos de reconocimiento geológico efectuados en Tierra del Fuego, 1945-1948*. Direc. Nac. Geol., inédito.
- Pettijohn, F. J., 1949. *Sedimentary rocks*. Harpers y Bros, New York.
- Rock Color Chart, 1951. *Geol. Soc. Am.*, New York.
- Rukhin, L. B., 1961. *Bases de la lithologie. Étude des formations sédimentaires*. Costoptekhizdat, L 780. Traduc. Nº 3783.
- Sahu, B., 1964. *Depositional mechanisms from the size analysis of clastics sediments*. Jour. Sed. Petrol. 34 (1): 73-83.
- Taira, A. y P. A. Scholle, 1979. *Origin of bimodal sands in some modern environments*. Jour. Sed. Petrol. 49 (3): 777-786.
- Teruggi, M. E., E. Chaar, J. R. Remiro y T. Limossin, 1959. *Las arenas de la costa de la provincia de Buenos Aires entre Cabo San Antonio y Bahía Blanca*. L. E. M. I. T., Ser. II, Nº 77, La Plata.
- Visher, G. S., 1969. *Grain size distributions and depositional processes*. Jour. Sed. Petrol. 39 (3): 1074-1106.

Recibido: 26 Mayo, 1981

Aceptado: 20 Octubre, 1981

MARIA C. ETCHICHURY

OFELIA R. M. TOFALO

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

## SIGNIFICADO GEOLOGICO DE LOS ARGILOMINERALES Y CEOLITAS DE SEDIMENTITAS VOLCANISTICAS Terciarias (Formación Ñirihuau). PROVINCIA DE RIO NEGRO

LUIS A. SPALLETTI y ADRIAN M. INIGUEZ RODRIGUEZ

### Resumen

Se analizan los argilominerales y ceolitas de la Formación Ñirihuau en las secciones de los cerros Otto y Carbón, en las inmediaciones de San Carlos de Bariloche. Las determinaciones reoentgenográficas cuantitativas se han efectuado en piroclásticas primarias (tobas, tobas soldadas, chonitas), arenitas, wackes, tufolitas y lutitas que forman parte de las diversas facies sedimentarias definidas por Spalletti (1981).

Entre las arcillas se han hallado montmorillonita, clorita, illita e interstratificados irregulares del tipo 10-14M y 14C-14M. Las ceolitas son clinoptilolita, laumontita y wairakita.

Se concluye que las asociaciones de minerales son el producto de autigénesis bajo condiciones de diagénesis profunda, a partir de vidrio volcánico. Estos minerales resultan además indicativos de procesos de neoformación diagenética en regiones de elevado flujo calórico vinculadas con márgenes continentales tectónicamente activos.

### Introducción

Este trabajo tiene por finalidad dar a conocer las características de los argilominerales y ceolitas identificados en los afloramientos de la Formación Ñirihuau ubicados en los alrededores de San Carlos de Bariloche, provincia de Río Negro. El mismo, forma parte de un proyecto destinado al estudio estratigráfico, sedimentológico y petrológico de las unidades volcánico-sedimentarias terciarias de la Cordillera Patagónica Septentrional, que se desarrolla en el Centro de Investigaciones Geológicas de la Facultad de Ciencias Naturales de La Plata y se financia por subsidios del CONICET.

La Formación Ñirihuau consiste en una secuencia de 2500 m de espesor constituida por conglomerados, arenitas, wackes, limolitas y lutitas que se presentan interstratificadas con piroclásticas primarias tobáceas, choníticas e ignímbriticas, y se asocian a

### Abstract

Clay minerals and zeolites of pyroclastites (tuffs, welded tuffs, chonites) and volcanoclastic arenites, wackes, tuffolites and shales from the Ñirihuau Formation (Cerro Otto and Cerro Carbón localities, Río Negro Province, Argentina) were examined by quantitative X-ray diffraction analysis.

Montmorillonite, chlorite, illite and mixed-layer 14C-14M and 10-14M make up the clay mineral association, while clinoptilolite, laumontite and wairakite appear in the zeolite suite.

It is interpreted that both clay-minerals and zeolites are the result of deep diagenetic transformations in areas of high heat flow and anomalous geothermal gradient related to active continental margins.

escasos niveles de vulcanitas y sedimentitas carbonáticas bioclásticas. Los rasgos principales de la unidad y su presente nomenclatura han sido detallados por González Bonorino (1973). Por su parte, González Bonorino y González Bonorino (1978) han dado a conocer sus atributos geológicos, estructurales y paleontológicos, así como su subdivisión en varias secciones y miembros informales. Los restos fósiles vegetales y el polen de esta formación se atribuyen al Eoceno (González Díaz y Zubia, 1979; Romero, 1979), mientras que su fauna marina de invertebrados ha sido asignada al Oligoceno (Bertels, 1980).

El análisis detallado de las secciones consecutivas de los cerros Otto y Carbón, más los de otras localidades volcanoclasticas vecinas, ha permitido definir un conjunto de



facies sedimentarias en base a las cuales se han establecido los principales paleoambientes de depositación y los procesos que llevaron a la acumulación de los detritos (Spalletti, 1981). Asimismo, la constitución de las piroclastitas primarias, sus mecanismos de formación y la vinculación con el vulcanismo de la subyacente Formación Ventana serán dadas a conocer por Spalletti, Merodio y Gómez (1981).

### Métodos de estudio

Los estudios composicionales de sedimentitas de la Formación Nirihuau por métodos roentgenográficos fueron efectuados sobre muestra total. El procedimiento de preparación de los materiales comprendió la molienda hasta alcanzar grano menor a malla 230 y posteriormente la separación de la fracción arcillosa por decantación, previa dispersión en vibrador ultrasónico sin la intervención de agentes químicos. Las suspensiones arcillosas se volcaron sobre portaobjetos y fueron secadas a temperatura ambiente con el objeto de lograr la orientación de los argilominerales.

La obtención de los diagramas correspondientes se efectuó con un equipo Phillips, con radiación de Cu K ( $\alpha = 1,5405 \text{ \AA}$ ); el procesamiento de muestras fue en todos los casos triple, es decir que se obtuvieron difractogramas de muestra normal, glicolada (después de expuesta dos horas a vapores de etilen glicol) y calcinada a  $550^\circ\text{C}$  durante 2 horas. El análisis semicuantitativo de los minerales de arcillas se efectuó en base al método de Pierce y Siegel (1969), cuyo detalle puede consultarse en Lluch y Spalletti (1976).

Si bien el estudio se ha centrado en la composición de las sedimentitas de grano más fino (con un total de 26 pelitas), también se han realizado difractogramas en piroclastitas primarias (tobas soldadas, tobas normales y chonitas, 15 en total), wackes (7) y otras sedimentitas epiclásticas (9, particularmente de la matriz de pefitas y algunas tufolitas). En cuanto a localidades, 30 muestras pertenecen al Cerro Otto y 27 a la sección del Cerro Carbón

### Resultados obtenidos

La difracción de rayos X ha permitido definir que las muestras aquí estudia-

das corresponden, en su mayoría, a dos grupos minerales el de los argilominerales y el de las ceolitas. Entre los primeros, se han identificado clorita, illita, montmorillonita e interestratificados irregulares del tipo clorita-montmorillonita (14C-14M) e illita-montmorillonita (10-14M). Por su parte, el lote ceolítico está conformado por wairakita, laumontita y clinoptilolita. Todas estas especies aparecen acompañadas por considerables proporciones de cuarzo y feldespato, aún en las rocas pelíticas, por lo que se confirma que a nivel difractométrico las estimaciones del contenido de estos minerales tienden a ser mayores que las determinadas por vía microscópica (Shaw y Weaver, 1965).

En el cuadro 1 se muestran los caracteres composicionales de todas las muestras analizadas, así como la facies sedimentaria a la que pertenecen y el paleoambiente al que se han asignado (Spalletti, 1981). Por su parte, en la figura 1 se presentan algunos de los difractogramas típicos. La figura 2 es una representación gráfica del tenor relativo de argilominerales y ceolitas en relación con la posición en secuencia de las muestras y con las facies sedimentarias.

### Análisis comparativo entre los cerros Otto y Carbón

Ambas secciones se caracterizan por la presencia de clorita, illita y montmorillonita, junto con el interestratificado 14C-14M. Entre las ceolitas es común la clinoptilolita.

Las principales diferencias entre estos dos perfiles se centran en las especies ceolíticas, ya que las rocas del cerro Otto poseen laumontita mientras que en las del cerro Carbón se ha identificado wairakita. Asimismo, en la primera de las localidades es más abundante y frecuente la clinoptilolita, ya que en el cerro Carbón tiende a ser importante sólo en su tramo cuspidal.

En cuanto a los argilominerales, se aprecia que la illita es notoria en el perfil del cerro Carbón, salvo hacia el techo, en tanto que en el Otto sólo la contienen en escasa proporción algunas muestras basales. La clorita tiene distribución uniforme en el cerro Carbón, mientras que en el otro sólo se hace notable en el tramo constituido por wackes y pelitas. El interestratificado 14C-14M es abundante en cerro Carbón, en tanto está ausente la variedad 10-14M que se registra en dos ejemplares del cerro Otto. Por su parte, la montmorillonita que en el cerro

CUADRO 1 — Caracteres de los argilominerales y ceolitas en sedimentitas de la Formación Nirihuan

PERFIL	Muestra	Tipo de Roca	Facies sedimentaria	Minerales de las arcillas (%)						Geolitas			
				Clorita	Illita	Montmorill.	14C-14M	10-14M	Wairakita	Laumontita	Clinoptilolita		
TECHO	CC55b	Fangolita	Ortocongl.-diamictita	—	—	100 PC	—	—	—	—	—	—	Escasa
	CC54	Conglomerado	Ortocongl.-diamictita	100	—	—	—	—	—	—	—	—	Abundante
	CC50	Fangolita	Toba	—	—	100 PC	—	—	—	—	—	—	Abundante
	CC50	Toba-chonita	Toba	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CC48	Fanólita	Arenita-pelita	—	—	—	100 PC	—	—	M. abund.	—	—	M. abund.
PERFIL	CC46	Conglomerado	Congl. granocreciente	—	—	80 BC	20	—	—	Abundante	—	—	—
	CC45	Fangolita	Granodreciente	—	—	—	100 BC	—	—	M. abund.	—	—	—
	CC44	Fangolita	Wacke-lutita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	CC43	Conglomerado	Congl. granocrecient e	—	10	65 BC	90 BC	—	—	—	—	—	—
CERRO	CC42	Wake	Granodreciente	—	—	—	35	—	—	—	—	—	—
	CC41	Fangolita	Granodreciente	—	—	65	100	—	—	—	—	—	—
	CC40	Fangolita	Granodreciente	20	60	30	15	—	—	—	—	—	—
	CC37	Fangolita	Granodreciente	—	—	—	10	—	—	—	—	—	—
	CC36	Tufolita	Granodreciente	60	10	—	30	—	—	—	—	—	—
	CC35	Cinerita	Arenita-pelita	50 PC	—	50 PC	—	—	—	M. abund.	—	—	—
	CC34	Toba	Arenita-pelita	40	—	60	—	—	—	M. abund.	—	—	—
	CC31	Limolita	Ignimbrita	30	—	40	—	—	—	—	—	—	—
	CC30	Toba	Granodreciente	—	10	50	30	—	—	M. abund.	—	—	—
	CC27	Sabulita	Granodreciente	—	10	60	40	—	—	Abundante	—	—	—
CARBON	CC22	Arcilita	Granodreciente	15	10	75	30	—	—	—	—	—	—
	CC20	Arenita	Granodreciente	50	10	—	40	—	—	Abundante	—	—	—
	CC18	Toba soldada	Congl. lenticular	60 PC	40	—	—	—	—	—	—	—	—
	CC15	Conglomerado	Ignimbrita	30	70	—	—	—	—	M. abund.	—	—	—
	CC13	Fangolita	Granodreciente	20 PC	80 PC	—	—	—	—	M. abund.	—	—	—
	CC11	Limolita	Arenisca-pelita	—	—	100	—	—	—	Abundante	—	—	—
	CC10	Toba-chonita	Arenisca-pelita	—	100	—	—	—	—	M. abund.	—	—	—
	CC4	Toba	Granodreciente	90	10	—	—	—	—	Abundante	—	—	—

Base

Código	Nombre	Descripción	Abundancia	Características	Composición	Porcentaje	Abundancia	Abundancia
CO55	Fangolita	Arenita-pelita	Escasa	—	100 MC	—	—	Abundante
CO50	Fangolita	Arenita-pelita	Escasa	—	70 PC	—	—	Escasa
CO48	Arcilita	Toba-chonita	—	30 PC	100 MC	—	—	Escasa
CO45	Fangolita	Granodereciciente	—	—	100 MC	—	—	Escasa
CO41	Wacke	Wacke-lutita	—	40	—	60	—	—
CO40	Wacke	Granodereciciente	—	40	—	60	—	Escasa
CO36	Wacke	Granodereciciente	—	Trazas	—	100	—	—
CO35	Conglomerado	Congl. lenticular	—	—	—	—	—	Abundante
CO34	Toba	Toba-chonita	—	—	—	—	—	Abundante
CO31	Limolita	Toba-chonita	—	—	100 PC	—	—	—
CO28	Limolita	Toba-chonita	—	—	100 MC	—	—	—
CO27	Toba	Toba-chonita	—	Trazas	—	—	—	Abundante
CO26	Limolita	Toba-chonita	—	Trazas	—	—	—	Abundante
CO70	Arcilita	Wacke-lutita	—	Trazas	—	30	—	—
CO68	Wacke	Wacke-lutita	—	100	70 MC	—	—	Escasa
CO67	Fangolita	Wacke-lutita	—	100	—	—	—	—
CO66	Chonita	Wacke-lutita	—	100	—	—	—	Escasa
CO25	Wacke	Wacke-lutita	—	100 BC	—	—	—	—
CO22	Lutita	Wacke-lutita	—	—	—	—	—	—
CO21	Lutita	Wacke-lutita	—	—	—	—	—	—
CO20	Chonita	Wacke-lutita	—	—	—	—	—	Abundante
CO19	Wacke	Wacke-lutita	—	—	—	—	—	Abundante
CO17	Chonita	Toba-chonita	—	—	—	—	—	—
CO15	Fangolita	Toba-chonita	—	—	—	—	100 MC	—
CO13	Toba	Granodereciciente	—	30 PC	70 PC	—	—	—
CO9	Chonita	Granodereciciente	—	—	—	trazas	—	—
CO-1	Chonita	Granodereciciente	—	10	—	90	—	trazas
CO00	Fangolita	Arenita-pelita	—	20	80 PC	—	—	Escasa
Ripio	Fangolita	Arenita-pelita	—	20	80 PC	—	—	Escasa
Base			—	50	—	50	—	—

Referencia: BC: buena cristalinidad; PC: pobre cristalinidad; MC: mala cristalinidad.

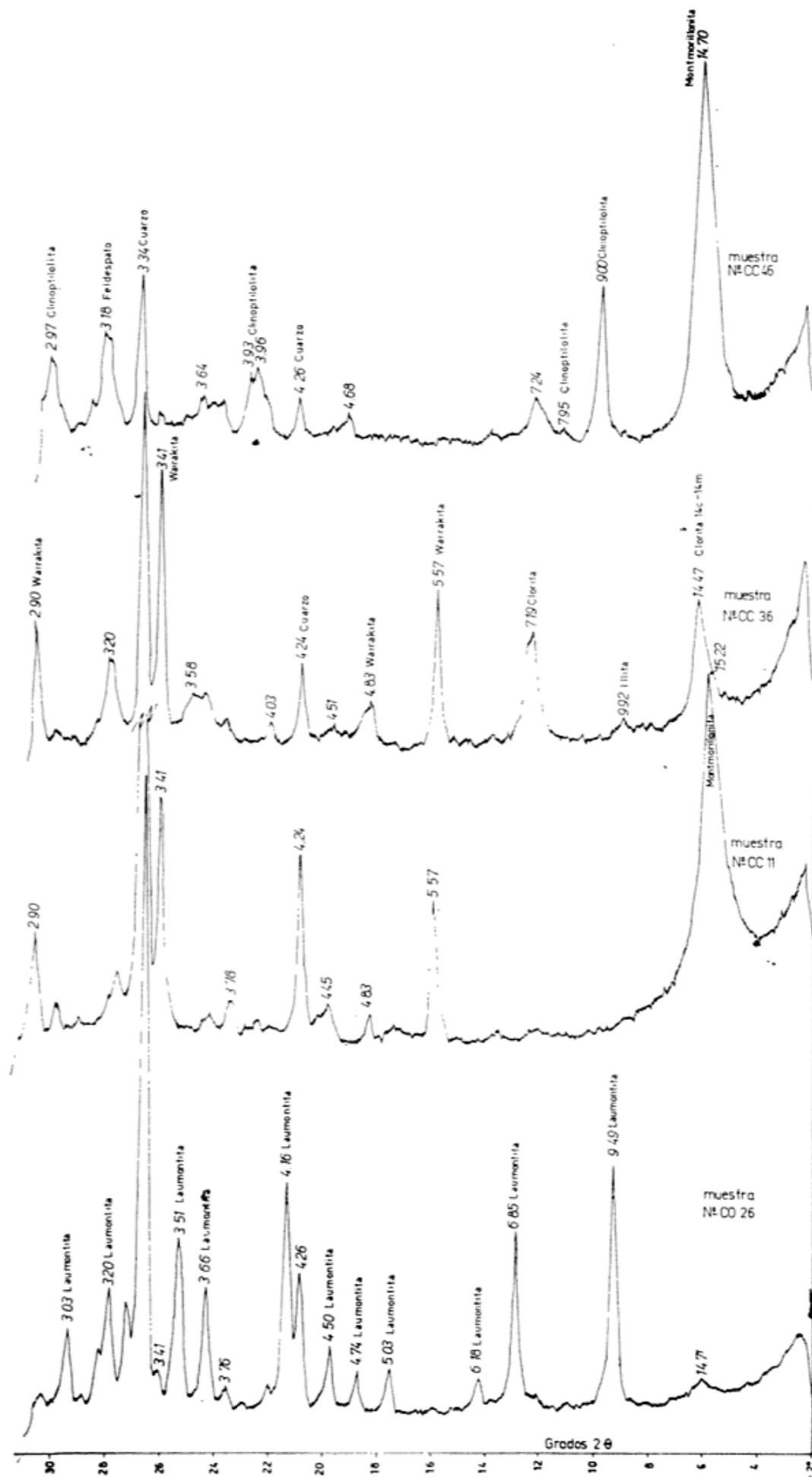


Fig. 1. — Diagramas de difracción de Rayos X representativos de las asociaciones de argilominerales y ceolitas más característicos.

Otto muestra regular a mala cristalinidad, tiende a poseer un mejor grado de desarrollo en la sección suprayacente.

Toda esta información permite deducir la existencia de notorias similitudes composicionales entre dos secciones de una misma unidad litoestratigráfica. Con todo, las diferencias arriba mencionadas tienden a confirmar que se trata de tramos no equivalentes. En razón de la muy escasa distancia que separa ambas secciones, resulta imposible argumentar en este caso cambios de composición controlados por diversa localización de las exposiciones en sectores distintos de la cuenca sedimentaria. Muy por el contrario, tiende a confirmarse que las diferencias están motivadas por una distinta edad de las columnas analizadas, hecho ya destacado por González Bonorino (1973), quien indicó que las sedimentitas del Cerro Otto preceden a las del cerro Carbón.

#### Variaciones verticales

A medida que se va desde la base al techo de la Formación Ñirihuau, han podido establecerse una serie de cambios en los atributos de los argilominerales y ceolitas analizados (cf. cuadro 1, fig. 2). En la porción basal del cerro Otto (Ripio-CO 15) se registra tendencia al predominio de montmorillonita con pobre cristalinidad acompañada de illita y 14C-14M; entre tanto, las ceolitas están ausentes o en baja proporción, aunque se detecta ligera predominancia de clinoptilolita. Más arriba se pasa a una porción casi carente de arcillas en la que sólo en un caso se advierte 14C-14M de baja cristalinidad, pero con abundantes ceolitas entre las que aparecen primero laumontita y luego clinoptilolita (CO 17-CO 22). Continúa más arriba una sección (CO 25-CO 68) rica en clorita de buena cristalinidad asociada a escasa clinoptilolita y en adelante un término predominantemente montmorillonítico con algo de clorita y 14C-14M, vinculados con la ceolita antes citada (CO 70-CO 40). El siguiente tramo (CO 41-CO 45) se caracteriza por la aparición de 10-14M junto a clorita y clinoptilolita. Por último, la parte alta del cerro Otto (CO 48-CO 61) es montmorillonítica con algo de clorita y clinoptilolita junto a laumontita.

En el cerro Carbón la base CC 4-CC 18) se compone de clorita e illita que tiende a incrementarse hacia arriba, más una muestra rica en montmorillonita (Fig. 2); así-

mismo, entre las ceolitas es abundante a muy abundante la wairakita. En adelante (CC 22-CC 30) decrece el tenor de clorita, la illita se mantiene con bajo contenido y se incrementan a montmorillonita y el interstratificado 14C-14M, mientras tanto la wairawita sigue en elevada proporción. Luego de un tramo clorítico montmorillonítico (con 14C-14M), siempre rico en wairakita ahora vinculada a escasa clinoptilolita (CC 31-CC35), se pasa a una sección con montmorillonita y 14C-14M, ambas de buena cristalinidad, junto a esporádica illita; a ellas se asocia abundante clinoptilolita y variables tenores de wairakita (CC 36-CC 48). Finalmente, la sección más alta (CC 50-CC 55 bis) se caracteriza por la ausencia de interstratificados y la errática aparición de clorita y montmorillonita de pobre desarrollo, desaparece la wairakita y se mantiene frecuente la clinoptilolita.

#### Composición por litologías

Este análisis ha permitido establecer una serie de diferencias composicionales entre los distintos tipos litológicos. En particular, los mayores contrastes se producen dentro del grupo de los argilominerales y están definidos principalmente por cambios en las proporciones mineralógicas.

a. *Piroclastitas primarias*. El estudio de estas rocas pone de manifiesto una constitución compleja en lo que hace a los argilominerales, ya que se ha registrado la presencia de casi todas las variedades con la única excepción de 14-14M. En el cerro Otto se encuentran asociaciones de illita o clorita con 14C-14M, mientras que en algunos ejemplares no se han detectado argilominerales (Cf. cuadro 1). Por su parte, en el cerro Carbón se hallan muestras compuestas por clorita e illita, clorita y montmorillonita y por illita; en ciertos casos se han identificado asociaciones de tres constituyentes, como ser illita, montmorillonita y 14C-14M, o clorita, montmorillonita y 14C-14M. En una toba soldada se halló clorita e illita.

La composición promedio de las piroclastitas (cuadro 2) revela el predominio de clorita, seguida por 14C-14M, mientras que illita y montmorillonita poseen menor tenor y proporciones parejas; con todo, comparativamente, este es el tipo litológico más rico en illita. Las rocas del cerro Otto son

CUADRO 2 — Composición promedio arcilla según litología

	Clorita	Illita	Montmori- llonita	14C-14M	10-14M
Tobas-chonitas	40 %	6 %	20 %	38 %	0 %
Tufolitas-Arenitas-Psefitas	100 %	0 %	0 %	0 %	0 %
Wackes	40 %	0 %	12 %	38 %	10 %
Pelitas	30 %	4 %	57 %	4 %	5 %

CERRO DEL CARBON

	Clorita	llonita	Montmori- Illita	14C-14M	10-14M
Tobas-chonitas	40 %	32 %	22 %	8 %	0 %
Tufolitas-Arenitas-Psefitas	47 %	16 %	20 %	17 %	0 %
Wackes	0 %	0 %	65 %	35 %	0 %
Pelitas	8 %	14 %	46 %	32 %	0 %

TOTAL AMBOS PERFILES

	Clorita	Illita	Montmori- llonita	14C-14M	10-14M
Tobas-chonitas	40 %	19 %	19 %	23 %	0 %
Tufolitas-Arenitas-Psefitas	54 %	14 %	17 %	15 %	0 %
Wackes	34 %	0 %	19 %	38 %	9 %
Pelitas	18 %	9 %	52 %	18 %	3 %

más ricas en 14C-14M respecto a las del cerro Carbón en las que se detectan incrementos relativos de illita (cf. cuadro 2).

En cuanto a las ceolitas, existen piroclastitas que carecen de ellas, en cambio otras las poseen en cantidades importantes (cuadro 1). En el cerro Otto la clinoptilolita aparece con tenores variables, en tanto la laumontita se encuentra esporádicamente; en cambio, en el cerro Carbón la ceolita más importante de las piroclastitas es la wairakita.

b. *Rocas pelíticas*. En esta variedad el argilomineral predominante es la montmorillonita (con más del 50 %) al que siguen con escaso contenido clorita, 14C-14M, illita (con menos del 10 %) y exigua cantidad de 10-14M (cuadro 2). Las pelitas son las rocas más pobres en clorita. En relación con las cifras promedio, en el cerro Otto hay incremento de clorita en desmedro de 14C-14M, mientras que en la otra localidad disminuye el tenor interestratificado y aumenta el de illita.

En cuanto a las ceolitas, el hecho más destacable es que estas rocas son práctica-

mente las únicas que contienen laumontita, especie que se detecta en forma exclusiva en el cerro Otto.

c. *Wackes*. La especie más abundante es 14C-14M seguida por clorita, montmorillonita y 10-14M. Esta variedad litológica carece de illita y contiene la mayor proporción del interestratificado 10-14M que aparece sólo en el cerro Otto. Las wackes de esta localidad poseen un comportamiento muy similar a los promedios citados, mientras que las escasas muestras del cerro Carbón se destacan por su riqueza en montmorillonita y la falta de clorita y 10-14M (cuadro 2). Las ceolitas, por su parte, no manifiestan tendencias destacables salvo las indicadas en el análisis por perfiles.

d. *Tufolitas, arenitas y psefitas*. Son los tipos litológicos más ricos en clorita (más del 50 %), a la que siguen, con tenores muy parejos, montmorillonita, 14C-14M, e illita. En el cerro Otto hay un solo ejemplar puramente clorítico y en el del Carbón las tendencias generales son las mismas que las del promedio antes mencionado (cuadro 2). Al igual de lo que acontece

con las wackes, en este grupo litológico las ceolitas no poseen características dignas de mencionarse.

#### Relación entre composición argilomineral y facies sedimentarias

En el cuadro 3 se muestra la composición argilomineral promedio de las diversas facies sedimentarias reconocidas en estas secciones de la Formación Ñirihuau por Spalletti (op. cit.). Las más representativas en cuanto al número de muestras son la granodecreciente de conglomerados hasta pelitas (con 18 ejemplares), la de psamitas y pelitas alternantes (con 16, 10 en la subfacies de arenitas y pelitas y 6 en la de toba-chonita) y la de wackes y lutitas (7 muestras).

La primera de estas facies se caracteriza por elevadas proporciones de 14C-14M y de montmorillonita (más del 30 %), asociadas con clorita, illita y muy escaso tenor de 10-14M (cuadro 3). La subfacies de arenitas y pelitas es rica en montmorillonita (46 %), seguida por discretas cantidades de illita, clorita y 14C-14M, en ese orden. En la de toba-chonita es muy elevada la proporción de montmorillonita (62 %) a la que se asocia buen porcentaje de clorita y muy exiguo de illita, mientras que faltan los interestratificados. La facies de wackes y lutitas se caracteriza, en cambio, por su muy alto contenido de clorita (62 %), presencia de ambos interestratificados (10-14M y 14C-14M) y sólo 10 % de montmorillonita (cuadro 3).

Las demás facies sedimentarias poseen pocas muestras analizadas, aunque cabe destacar el alto contenido de cloritas en los conglomerados lenticulares, la pareja parti-

cipación de clorita y montmorillonita en la de ortoconglomerado-diamictita y el elevado tenor de 14C-14M junto a montmorillonita en la de conglomerados granocrecientes. Muestras individuales de facies de ignimbrita son clorítico-illíticas en tanto que la de tobas resultó montmorillonítica (cuadro 3).

#### Génesis de las arcillas

En razón de la composición netamente volcánico-clástica de las sedimentitas estudiadas, resulta muy probable que la generación de la asociación de argilominerales esté relacionada con procesos de transformación del vidrio volcánico. Aunque numerosos autores han sostenido que las rocas piroclásticas, y en particular el vidrio, tienen como producto de alteración a la montmorillonita (Cf. Grim, 1968), en el caso de la Formación Ñirihuau puede advertirse que los resultados de este proceso parecen ser mucho más complejos. En tal sentido, las piroclásticas primarias de la unidad poseen varias especies argilominerales, entre las que se destacan clorita y 14C-14M junto a illita y montmorillonita. Más aún, los análisis de tobas soldadas ponen de relieve composiciones clorítico-illíticas, carentes de arcillas expansivas.

La formación de arcilla a partir de vidrio puede ser tanto la consecuencia de procesos singenéticos como epigenéticos, es decir que puede darse tanto en condiciones ambientales como diagenéticas tempranas a avanzadas.

Las muy poco significativas diferencias en cuanto a la constitución argilomineral de las facies sedimentarias, que sólo se tradu-

CUADRO 3 — Composición de las arcillas según las facies sedimentarias

Facies	Clorita	Illita	Montmorillonita	14C-14M	10-14M
Tobas (1)	0 %	0 %	100 %	0 %	0 %
Ignimbritas (1)	60 %	40 %	0 %	0 %	0 %
Toba-chonita (6)	33 %	5 %	62 %	0 %	0 %
Arenita-pelita (10)	20 %	21 %	46 %	13 %	0 %
Granodecreciente	15 %	11 %	31 %	39 %	3 %
Congl.-pelita (18)					
Conglomerados lenticulares (2)	75 %	5 %	0 %	20 %	0 %
Granocrecientes (2)	0 %	5 %	40 %	55 %	0 %
Wacke-lutita (7)	62 %	0 %	10 %	19 %	9 %
Congl.-diamict. (2)	50 %	0 %	50 %	0 %	0 %

ce en variaciones en las proporciones de las especies (cuadro 3), no han permitido establecer un cuadro, como el de Brown et al. (1977), en el que se adviertan influencias de los paleoambientes sedimentarios en los procesos de neoformación de arcillas. Por otra parte, el análisis comparativo entre la litología y los argilominerales (cuadro 2) no ha mostrado tendencias a su depositación selectiva en relación a la granulometría y, por ende, a la energía o condiciones hidrodinámicas de los agentes de transporte y depositación (Cf. Edzwald y O'Melia, 1975; Knebel et al., 1977; Gibbs, 1977).

En consecuencia, la presente asociación de especies arcillosas no parece estar vinculada con los procesos de transporte, por lo que se supone que los agentes sólo han efectuado una pareja distribución de trizas y pulvículas de la Formación Ñirihuau. Los resultados obtenidos tampoco permiten detectar fenómenos de neoformación singénica que hayan estado condicionados por los caracteres físico-químicos de los paleoambientes de depositación.

Por lo común, todo sedimento volcánico recién depositado sólo muestra la generación de arcilla expansiva autógena como producto de alteración temprana del vidrio volcánico (Cf. Barrows, 1980). Es probable que este fenómeno también haya ocurrido en el momento de la sedimentación de nuestras sedimentitas, o quizás ligeramente después. No obstante, la compleja asociación de especies argilominerales, que incluye una marcada disminución en los tenores relativos de montmorillonita, tiende a indicar que, con posterioridad a la depositación, se han producido nuevos fenómenos. conviene destacar que en opinión de muchos investigadores, la mineralogía de arcillas en rocas consolidadas es más el resultado de la diagénesis que del ambiente deposicional (Cf. Hiltabrand et al., 1973). Es así, que resultan frecuentes las menciones del decremento en la proporción de montmorillonita con la profundidad (van Moort, 1971; Aoyagi y Kazama, 1980, entre otros) por su transformación en especies interestratificadas (Weaver y Beck, 1969; Burst, 1969; Perry y Hower, 1970), proceso que según Schmidt (1973) sería causado por incremento en el gradiente geotérmico. A este respecto, Aoyagi y Kazama (op. cit.) han considerado que el pasaje de montmorillonita a interestratificados ocurre a 104°C y presiones del orden de los 900 Kg/cm<sup>2</sup>; las

que se alcanzarían a 2730 m de profundidad.

La existencia en nuestras sedimentitas de interestratificados irregulares del tipo 10-14M y 14C-14M no sólo probaría lo enunciado más arriba, sino que también puede esgrimirse como evidencia del pasaje de montmorillonita a illita y clorita, respectivamente. Sin dudas, la abundancia de 14C-14M y de clorita pone de manifiesto que las neoformaciones diagenéticas han tenido lugar en un medio enriquecido progresivamente en magnesio (van Moort, 1971). En forma paralela, la baja proporción de illita y 10-14M puede ser consecuencia de los tenores bajos de potasio en el vidrio volcánico de las piroclastitas (Spalletti, Merodio y Gómez, 1981). Lamentablemente, la escasez de illita ha impedido valorar el grado de diagénesis de la secuencia mediante estudios semicuantitativos y de su cristalinidad; de todas formas, la neoformación de illita a partir de interestratificados implica temperaturas del orden de los 140°C (Burst, 1959) y presiones de 920 Kg/cm<sup>2</sup> lo que equivaldría a profundidades de 3750 m (Aoyagi y Kazama, op. cit.). El escaso grado de desarrollo de los cristales de este mineral podría ser indicativo de que tales niveles de temperatura y presión serían los límites para las condiciones diagenéticas que afectaron a los depósitos de la Formación Ñirihuau. Asimismo, el proceso de neoformación de clorita a partir de interestratificados, que es mucho más común y completo, debe haberse producido a menores valores de presión y temperatura.

En cuanto a la ausencia de caolinita en estas secciones, se supone que está vinculada a la naturaleza de los materiales originarios, ya que si bien algunos autores han sostenido que tiende a desaparecer con el aumento de la profundidad (Weaver y Beck, 1969; van Moort, 1971), recientemente Aoyagi y Kazama (op. cit.) han probado que su transformación en otros argilominerales requiere elevadas presiones y temperaturas.

### Génesis de las ceolitas

La aparición de ceolitas en rocas piroclásticas es un fenómeno habitual (Cf. Teruggi y Andreis, 1963) y, en particular, las especies identificadas en la formación Ñirihuau son de las más características de secuencias tobáceas. Así, la wairakita ha sido descrip-



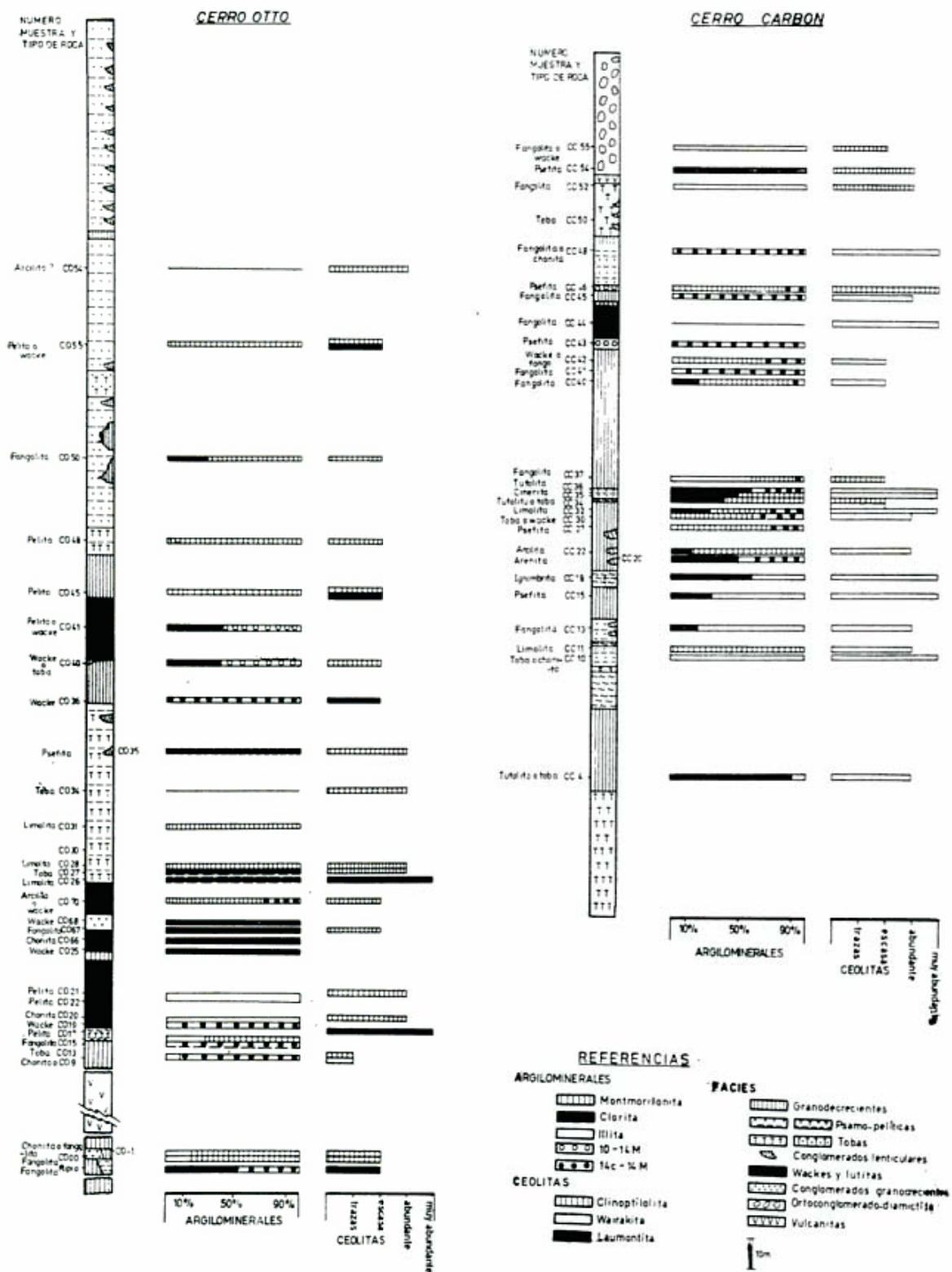


Fig. 2 — Distribución de los argilominerales y ceolitas en los perfiles del cerro Otto y Cerro Carbon

ta en tales asociaciones por Steiner (1955), la laumontita por Caambs (1952) y la clinoptilolita, que parece ser la variedad más común, por Bramlette y Ponsjak (1933), Keer y Cameron (1936), Mason y Sand (1960), Shepard (1961), Tourtelot (1962) y Andreis e Iñiguez (1968), entre otros.

Cualquiera sea la especie, su formación parece estar en directa dependencia con la existencia de vidrio volcánico en el sedimento, sea éste piroclástico primario o retrabajado. Con todo, estos minerales parecen ser independientes de los fenómenos de meteorización, ya que se presentan tanto en muestras frescas como alteradas (Cf. Tourtelot, op. cit.). A la vez, su generación parece haber tenido lugar, al menos en parte, en un sistema relativamente cerrado (Walton, 1975), pues su presencia en rocas consolidadas en forma sindeposicional —como las tobas soldadas (cuadro 1) y aún vulcanitas (González Bonorino, 1973)— puede esgrimirse como evidencia de la imposibilidad de transferencia de iones entre los minerales y soluciones singénicas o epigénicas circundantes.

En consecuencia, es posible deducir que estas ceolitas son el producto de fenómenos de devitrificación parcial (Bramlette y Ponsjak, op. cit.; Coombs, 1958; Hay, 1957) de materiales riolíticos (Mason y Sand, op. cit.) en los que se produjo la formación de muy pequeños cristales a agregados silicáticos cálcicos (laumontita, wairakita) y calcosódicos (clinoptilolita), sin que en el proceso hayan tenido mayor influencia los ambientes donde se produjo la depositación de los materiales. En este sentido, cabe destacar la ausencia de correlaciones entre facies sedimentarias de la Formación Ñirihuau y mineralogía de las ceolitas.

En nuestro caso, la tan conspicua discriminación por perfiles de las ceolitas cálcicas, con laumontita en la sección del cerro Otto y muy especialmente en sus rocas pelíticas) y wairakita en la suprayacente del cerro Carbón, puede indicar una posible relación con procesos diagenéticos. En lo que a esto concierne, Coombs (1954) ha determinado que con el aumento de profundidad, secuencias de tobas y grauvacas experimentan neoformación de laumontita que se vincula con fenómenos de albitización. En la Formación Ñirihuau, esta especie tiende a concentrarse en las porciones estratigráficas más ba-

jas (cerro Otto, fig. 2), en las que González Bonorino (op. cit., pág. 49) ha detectado incrementos sostenidos en el grado de albitización de oligoclasa hacia la base de la unidad. Aparentemente, la laumontita podría no sólo asociarse al mencionado proceso de transformación de plagioclasas, sino que sería la especie de ceolita cálcica más estable ante condiciones de mayor temperatura y presión (anadiagenéticas) en comparación con la wairakita. En cambio, la clinoptilolita, que acompaña a cualquiera de las variedades cálcicas y aparece en ambas secciones (véase fig. 2), parece ser una ceolita con mucho mayor rango de estabilidad.

Al respecto, cabe mencionar que la generación de ceolitas muy difundidas regionalmente en secuencias volcánicas ha sido atribuida a fenómenos diagenéticos por Barrows (1980), quien —a la vez— considera poco efectivos a los procesos hidrotermales. En dicho caso, los factores que condicionan la precipitación de estos minerales son principalmente el gradiente geotérmico, las soluciones intersticiales, la presión litostática (Cf. Barrows, op. cit.; Aoyagi y Kazama, 1980; Seki, 1969) y también la presión parcial de  $\text{CO}_2$  (Hoffman y Hower, 1979). Esta última provoca que rocas con alto contenido en calcio tengan precipitados ceolíticos en lugar de calcita y arcillas.

Si, como se indicara más arriba, la formación de ceolitas se produce por una composición inicial adecuada de la roca madre (con vidrio y calcio en abundancia) y en condiciones cerradas, es de suponer que de todos estos factores los más importantes sean la temperatura y la presión. En tal sentido, Aoyagi y Kazama (op. cit.) ha señalado que el pasaje de vidrio a clinoptilolita se produce a  $56^\circ\text{C}$  y  $330 \text{ Kg/cm}^2$ , lo que representa una profundidad de 1260 m; la clinoptilolita da lugar a analcima o heulandita a  $116^\circ\text{C}$  y  $860 \text{ Kg/cm}^2$  (3110 m), y por último la laumontita y/o albita cristalizan a partir de heulandita o analcima a  $138^\circ\text{C}$  y  $930 \text{ Kg/cm}^2$  (a 3750 m).

Aunque estos valores son perfectamente correlacionables con los presentados para la neoformación de argilominerales (qqv), el establecer secciones bien definidas en la asociación de especies autógenas, tiende a indicar que las reacciones que llevan a la precipitación de un mineral a partir de otro se han dado en rangos amplios de temperatura y presión. Así, se supone que la clinop-

tilolita se ha originado a menos de 100°C (según Barrows, op. cit.), pero ha soportado las más rigurosas condiciones físico-químicas de la diagénesis de la unidad, ya que se la encuentra en toda su columna. En coincidencia con esta opinión, cabe destacar que Shepard (1961) y Tourtelot (1962) dedujeron que esta ceolita puede mantenerse a más de 250°C.

Con todo, no se descarta que la clinoptilolita represente —al menos en forma parcial— un paso intermedio para la generación de otras ceolitas. En el caso de la wairakita, y a pesar del criterio de Seki (1969) en el sentido de que el mineral es estable a mayor temperatura respecto a la laumontita, las evidencias geológicas indican que para nuestro caso la wairakita ha dado paso a la neoformación de laumontita a medida que se produjeron incrementos de temperatura y presión; dicha reacción pudo efectuarse en un rango entre 100 y 175°C según Hoffman y Hower (op. cit.). En consecuencia, en la Formación Ñirihuau, la wairakita parece haber tomado el rol de la analcima y/o heulandita en la escala de diagénesis progresiva de Aoyagi y Kazama (op. cit.).

## Conclusiones

Los resultados expuestos precedentemente sugieren que la asociación de minerales autógenos arcillosos y ceolíticos es el producto de fenómenos anadiagenéticos. Las tendencias a la uniformidad composicional de los argilominerales a lo largo de las columnas estratigráficas y su escasa correlación con la litología, permiten deducir que las sedimentitas de la Formación Ñirihuau alcanzaron el grado de diagénesis profunda o tardía (*deep o late diagenesis*) en el sentido de Dunoyer de Segonzac (1970), la que se caracteriza por la tendencia a la transformación total de montmorillonita en clorita o illita, la compactación de los depósitos, el incremento marcado de temperatura y presión y la concentración de iones en la red cristalina de los filosilicatos arcillosos.

Sin embargo, los niveles de temperatura

necesarios para las transformaciones tanto de argilominerales como ceolitas, difícilmente pueden explicarse en base a incrementos normales en el gradiente geotérmico y por ende de la profundidad. Al respecto, un soterramiento superior a los 3500 m se considera bastante improbable, dado que la unidad tiene un espesor máximo de alrededor de 2500 m (González Bonorino y González Bonorino, 1978) y, si bien sobre ella ha existido una cubierta sedimentaria más joven, ésta es poco potente y se ha depositado con posterioridad a los fenómenos de deformación que afectaron a la Formación Ñirihuau.

Por lo tanto, los pasajes de uno a otro mineral autógeno y la existencia de asociaciones de elevada temperatura (como por ejemplo las paragénesis ceolíticas con wairakita-clinoptilolita y laumontita-clinoptilolita-albita?) deben interpretarse como el producto de ambientes diagenéticos caracterizados por fuertes gradientes geotérmicos y baja presión, que se desarrollan en regiones de alto flujo calórico (Seki, 1973). Justamente, estas condiciones parecen ser típicas de las porciones de arco magmático y retroarco (Windley, 1978) en las zonas de subducción de márgenes continentales y podría aplicarse —como en el caso de los Andes Patagónicos Septentrionales (Thiele y Hein, 1979)— a los arcos desarrollados sobre corteza continental. Estas evidencias son coincidentes con los atributos estratigráficos y litológicos de las sedimentitas volcánoclasticas de la Formación Ñirihuau así como con sus paleoambientes de depositación (Cf. Spalletti, 1981), los que guardan fuerte afinidad con los depósitos que se originan en el sector de retroarco de las cuencas marginales (Dickinson, 1974).

## Agradecimientos

Los autores agradecen al Dr. Luis Dalla Salda las interesantes sugerencias efectuadas durante la realización del trabajo y al Dr. Mario E. Teruggi las críticas del manuscrito. Dejan sentado su reconocimiento al CONICET por la provisión de recursos para desarrollar el plan de investigación.

## Lista de obras citadas en el texto

- Andreis, R. e Iñiguez, A. M., 1968. *Clinoptilolita de la Formación La Matilde (Jurásico superior). Provincia de Santa Cruz. Rev. Museo La Plata, nva. ser., Geol. VI (221-234).*
- Aoyagi, K. y Kazama, T., 1980. *Transformational changes of clay minerals, zeolites and silica minerals during diagenesis. Sedimentology, 27, 1 (179-188).*
- Barrows, K., 1980. *Zeolitization of Miocene volcanoclastic rocks, sout hern. Desatoya Mountains, Nevada. Geol. Soc. Am. Bull. 91, 4 (199-210).*
- Bertels, A., 1980. *Foraminíferos (Protozoa) y ostrácodos (Arthropoda) de las "Lutitas de Río Foyel" (Oligoceno) de la cuenca de Nirihuau, Provincia de Río Negro, República Argentina. Ameghiana 17, 1 (49-52).*
- Bramlette, M. y Posnjak, E., 1933. *Zeolitic alteration of pyroclastics. Amer. Min. 18 (167-171).*
- Brown, L. jr.; Bailey, S.; Cline, L.; Lister, J., 1977. *Clay mineralogy in relation to deltaic sedimentation patterns of Desmoinesian Cyclothems in Iowa and Missouri. Clays and Clay Min. 25, 3 (171-186).*
- Burst, J. F. jr., 1959. *Postdiagenetic clay mineral environmental relationships in the Gulf Coast Eocene. Clays and Clay Min. 2 (154-187).*
- *Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 53, 1 (73-93).*
- Coombs, D. S., 1952. *Cell size, optical properties and chemical composition of laumontite and leonhardtite, with a note on regional occurrences in New Zealand, Amer. Min. 37 (812-830).*
- 1954. *The nature and alteration of some Triassic sediments from Southland, New Zealand. Trans. Roy. New Zealand, 82 (65-109).*
- 1958. *Zeolitized tuffs from the Kuttung glacial beds near Seaham, New South Wales. Austral. J. Sci. 21 (18-19).*
- Dickinson, W., 1974. *Plate tectonics and sedimentation. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. 22 (1-27).*
- Dunoyer de Segonzac, G., 1970. *The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism, a review. Sedimentology 15, 3-4 (281-346).*
- Edzwald, J. y O'Melia, C., 1975. *Clay distributicns in recent estuarine sediments. Clay and Clay Min. 23, 1 (39-44).*
- Gibbs, R., 1977. *Clay mineral segregation in the marine environment. J. Sed. Petrol. 47, 1 (237-243).*
- González Bonorino, F., 1973. *Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Llao Llao. Dep. Rec. Nat. Fund. Bariloche, Publ. 16 (53 págs.).*
- y González Bonorino, G., 1978. *Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. Asoc. Geol. Arg., Rev. 33, 3 (175-210).*
- González Díaz, E. y Zubia, M., 1980. *La "Serie de Piltriquitrón" de la Sierra Chata: su edad y la de sus plutonitas asociadas. Asoc. Geol. Arg., Rev. 35, 2 (183-186).*
- Grim, R. E., 1968. *Clay Mineralogy. McGraw Hill, 2ª Edic. N. York.*
- Hay, R. L., 1957. *Mineral alteration in rocks of middle Eocene age, Absaroka Range, Wyoming. Jour. Sed. Petrol. 27, 1 (32-40).*
- Hiltabrand, R.; Ferrell, R; Billings, G., 1973. *Ex-perimental diagenesis of Gulf Coast argillaceous sediments. Am. Assoc. Petrol. Geol., Bull. 57, 2 (338-348).*
- Hoffman, J. y Hower, J., 1979. *Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the Thrust faulted disturbed belt of Montana, U.S.A. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. 26 (55-79).*
- Kerr, P. y Cameron, E., 1936. *Fuller's earth of bentonitic origin from Tehachapi, California. Am. Min. 21 (230-237).*
- Knebel, H.; Conomos, T.; Commeau, J., 1977 *Clay-mineral variability in the suspended sediments of the San Francisco Bay System California. J. Sed. Petrol. 47, 1 (229-236).*
- Lluch, J. y Spalletti, L., 1976. *Minerales de las arcillas en os sedimentos actuales de la región del Cerro San Lorenzo. Provincia de Santa Cruz. Asoc. Geol. Arg., Rev. 31, 1 (23-32).*
- Mason, B. y Sand, L., 1960. *Clinoptilolite and heulandite. Am. Min. 45, 3-4 (341-350).*
- Moort, J. van, 1971. *A comparative study of the diagenetic alteration of clay minerals in Mesozoic shales from Papua, New Guinea and in Tertiary shales from Louisiana, U.S.A. Clay and Clay Min. 19, 1 (1-20).*
- Perry, D. y Hower, J., 1970. *Burial diagenesis in Gulf Coast pelitic sediments. Clays and Clay Min. 18, 3 (165-177).*
- Pierce, J. y Siegel, F., 1969. *Quantification in clay mineral studies of sediments and sedimentary rocks. J. Sed. Petrol. 39, 1 (187-193).*

- RoRmero, E., 1979. *Paleoecología y paleofitogeografía de las taflooras del Cenofítico de Argentina y áreas vecinas*. Ameghiniana 15, 1-2 (209-227).
- Schmidt, G. W., 1973. *Interstitial water composition and geochemistry of Deep Gulf Coast shales and sands*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 57, 2 (321-337).
- Seki, Y., 1969. *Facies series in low-grade metamorphism*. J. Geol. Soc. Japan, 75, 5 (225-266).
- 1973. *Distribution and modes of occurrence of wairakites in the Japanese Island Arc*. J. Geol. Soc. Japan 79, 8 (521-527).
- Shaw, D. B. y Weaver, Ch. E., 1965. *The mineralogical composition of shales*. Jour. Sed. Petrol. 35 (213-222).
- Shepard, A. C., 1961. *A heulandite-like mineral associated with clinoptilolite in tuffs of Oak Spring Formation, Nevada Test Site, Nye County, Nevada*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 424 C (art 264) (320-323).
- Spalletti, L., 1981. *Facies sedimentarias de la Formación Nirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, Provincia de Río Negro*. Asoc. Geol. Arg. RRevR. (en prensa).
- ; Merodio, J.; Gómez, V., 1981. *Petrología y Geoquímica de las piroclastitas primarias de la Formación Nirihuau*. (En preparación).
- Steiner, A., 1955. *Wairakite, the calcium analogue of analcime, a new zeolite mineral*. Min. Mag. 30 (691-698).
- Teruggi, M. y Andreis, R., 1963. *Revisión de las zeolitas con especial referencia a su importancia sedimentológica*. Asoc. Geol. Arg., Rev. 18, 1-2 (73-9).
- Thiele, R. y Hein, R., 1979. *Posición y evolución tectónica de los Andes Nord-patagónicos*. II Congr. Geol. Chileno Actas I. B (33-46).
- Tourtelot, H. A., 1962. *Preliminary investigation of the geologic setting and chemical composition of the Pierre Shale, Great Plains Region*. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper. 390. (74 págs.).
- Walton, A., 1975. *Zeolite diagenesis in Oligocene volcanic sediments, Trans-Pecos, Texas*. Geol. Soc. Am. Bull. 86 (615-624).
- Weaver, C. E. y Beck, K. C., 1969. *Changes in the clay-water system with depth, temperature, and time*. WRRRC Completion Report 0769, Georgia Inst. Tech. (95 págs.).
- Windley, B. F., 1978. *The evolving continents*. J. Wiley and Sons. N. York (385 págs.).

Recibido: 19 Junio, 1981  
Aceptado: 20 Octubre, 1981

LUIS A. SPALLETTI  
ADRIAN M. INIGUEZ RODRIGUEZ  
Fac. de Ciencias Naturales y Museo - CONICET  
Paseo del Bosque, 1900 La Plata.

## EL ORDOVICICO EN LA ZONA DE CALINGASTA - PRECORDILLERA DE SAN JUAN

SARA CECILIA KERLENEVICH

### Resumen

Se hace la descripción de cinco perfiles litostratigráficos del Ordovícico ubicados en la quebrada de Alcaparrosa, la quebrada Ciento Treinta y Cuatro, la quebrada de La Alumbra, la quebrada del kilómetro 125 (ruta nacional Nº 20) y el río Torres, en una zona de 2000 km<sup>2</sup>, ubicada entre los paralelos 30°-50' y 31°-25' y los meridianos 69°-15' y 69°-25' de longitud oeste de Greenwich, región precordillerana próxima a la población de Calingasta (Provincia de San Juan).

El hallazgo de niveles fosilíferos con *Climacograptus cf. antiquus* Lapworth, *Dicranograptus sp.* y otros graptolitos típicos del Ordovícico superior, permiten ubicar a los afloramientos más arriba mencionados dentro de la Formación Alcaparrosa, de edad caradociana.

### Introducción

La zona abarcada en el presente estudio está comprendida entre los paralelos 30° 50' y 31° 25' de latitud sur y los meridianos 69° 15' de longitud oeste de Greenwich; región precordillerana próxima a la población de Calingasta en la provincia de San Juan. Toda la zona se encuentra al norte de la capital de provincia, llegándose a Calingasta por la ruta Nº 20 de la red de caminos nacionales que la une a la ciudad de San Juan y de la que se encuentra a unos ciento cincuenta kilómetros de distancia aproximadamente.

Al encontrarse la autora efectuando el relevamiento geológico de la zona, tuvo oportunidad de observar que en extensas áreas de la región, las aguas del mar ordovícico han dejado su testimonio en lo que se puede denominar "facies graptolitífera precordillerana" constituida por series de lutitas fragmentosas negruzcas, gris oscuras y/o verdosas y cuarcitas, afectadas por intensos plegamientos, conjunto de naturaleza petrográfico-paleontológica distinta de las clásicas calizas de la Formación San Juan, representantes de la extensa facies calcárea de las rocas ordovícicas de la Precordillera.

### Abstract

The Upper Ordovician in Calingasta zone, San Juan province, República Argentina is described.

Five stratigraphical profiles have been studied in Quebrada de Alcaparrosa, Quebrada Ciento Treinta y Cuatro, Quebrada de La Alumbra, Quebrada del kilómetro 125 (national route Nº 20), and río Torres in an area of 2000 square kilometers located between 69°-15' and 69°-25' west meridians and 30°-50' and 31°-25' south parallels.

The finding of *Climacograptus cf. antiquus* Lapworth, *Dicranograptus sp.* and some other typical graptolites from Upper Ordovician allows to situate the above mentioned outcrops in Alcaparrosa Formation (Caradocian).

Estas facies lutítica (*Formación Alcaparrosa* - Harrington, 1957 en Harrington y Leanza 1957) encierra graptolitos de edad caradociana, tales como *Climacograptus cf. antiquus* Lapworth, *Amplexograptus sp.*, *Diplograptus cf. leptotheca*, *Dicranograptus sp.* determinadas por el Dr. J. M. Turner, ubicándolas en el Caradociano, siendo por lo tanto posteriores a las calizas de la Formación San Juan que son de probada edad arenigiana (Cuerda, 1973) y que han sido recientemente descritas por Beresi (1980) para la localidad de Pachaco, casi en el límite sur de la presente zona en estudio.

Esta contribución tiene por objeto dar a conocer cinco perfiles del Ordovícico en la zona estudiada, describiendo la secuencia estratigráfica y la posición de los niveles fosilíferos hallados.

### Antecedentes

Numerosos son los trabajos efectuados en la zona, siendo éstos en su mayoría comunicaciones de carácter paleontológico, descrip-

ciones que abarcan la Precordillera en su totalidad, o perfiles de detalle.

Uno de los primeros autores en hacer referencia al Ordovícico precordillerano fue Keidel (1921) quien hizo observaciones acerca de la estratigrafía y tectónica del Paleozoico entre el río Jachal y el río San Juan, estableciendo correlaciones generales con zonas de la precordillera austral. Le sucedieron, entre otros, Braccaccini (1946), quien en su "Contribución al conocimiento geológico de la precordillera sanjuanino-mendocina" da perfiles litológicos, mapas de detalle y perfiles estratigráficos en la parte oriental de la Sierra Chica de Zonda, Huerta de Huachi, quebrada La Montosa, etcétera y Turner (1960) con una muy compleja descripción de las Faunas graptolíticas de América del Sur.

Aparicio y Cuerda (1976) describen una fauna compuesta por *Dicellograptus* sp. *Dicranograptus*?, *Climacograptus* sp. indet.; *Orthograptus* sp. indet., *Diplograptus*? y *Glyptograptus*? en afloramientos ubicados unos nueve kilómetros al norte del kilómetro 114 de la Ruta N° 20.

Otros autores que se refirieron a temas relacionados con el presente han sido Aceñolaza (1969); Cuerda (1973); Doliner (1964); Cuerda y Furque (1979); Furque y Baldi (1973); Harrington (1973); Kerlleñevich (1978) Marchese (1972); Stappenbeck (1910) y Zollner (1960).

Ya más recientemente, Beresi (1980) da a conocer una sección del Paleozoico inferior en el tramo medio del río San Juan, en la localidad de Pachaco, en el límite sur con la zona abarcada en el presente estudio.

## Estratigrafía

En una columna estratigráfica ideal, comenzando por el período más antiguo al más moderno, en la zona se presentan:

## Ordovícico

Representado por dos anchas franjas que se extienden de norte a sur en las partes central y occidental de la zona estudiada, aflorando (para citar algunos ejemplos en la quebrada de La Alumbreira; la quebrada Ciento Treinta y Cuatro, la quebrada Alcaparrosa, una quebrada sin nombre que desemboca en el kilómetro 125 de la ruta

nacional N° 20 y el río Torres, de cuyos perfiles se da la descripción en este trabajo.

Está constituido por lutitas negruzcas con graptolitos (ej.: *Climacograptus* cf. *antiguus*, Lapworth) que permiten asignar a esta potente serie sedimentaria una edad caradociana (*Formación Alcaparrosa*, Harrington, 1957, en Harrington y Leanza, 1957).

## Devónico marino

Separadas por un plano de discordancia angular del Ordovícico, siguen las areniscas y limolitas claras amarillentas algo calcáreas con braquiópodos (ej. *Australospirifer* Caster, 1939) del Devónico inferior. Aflora en el oeste de la quebrada del Salto y en el Alto de los Pajaritos, y corresponde a la *Formación El Planchón* (Venturini, 1980).

## Devónico continental

Con espesores muy grandes (hasta 1.200 m) sus afloramientos ocupan dos fajas que con extensión norte-sur abarcan la zona oriental y central de la región en estudio.

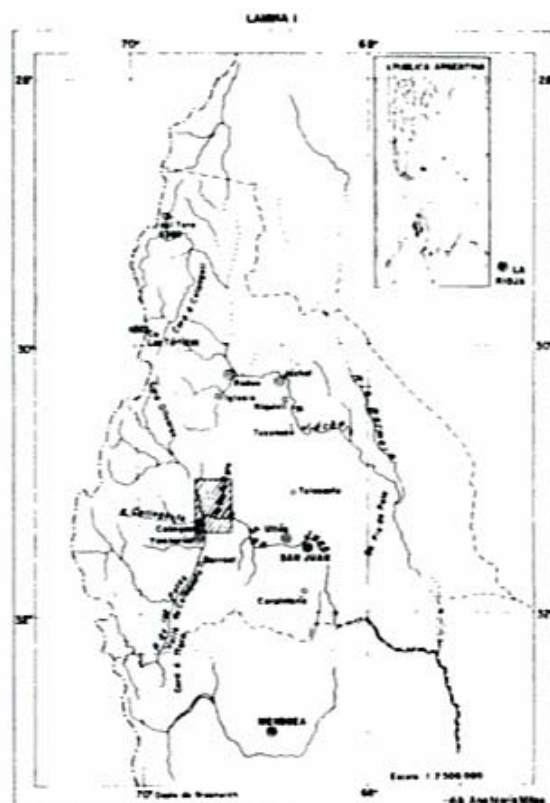




LÁMINA II: Mapa geológico del área de Calingasta, al sur y norte del río San Juan.



Los sedimentos que lo constituyen son esencialmente lutitas, areniscas, limolitas, grauvacas y conglomerados. Son de uniformidad bastante acentuada en lo que respecta a fisonomía y coloración y presentan su mayor desarrollo en la región biselada por la quebrada del Carrizalito. Afloramientos de potentes series de lutitas limolíticas portando *Haplostigma furquei* ubican a esta Formación Churupati (Kerlleñevich, 1969) en el meso-neodevónico.

#### Carbónico marino

Separados por discordancia angular del Devónico, sus afloramientos, de dimensiones regulares se encuentran en la quebrada del Salto, la quebrada de La Alumbreira, la quebrada del Tigre y la quebrada de Manrique. Están constituidas por areniscas con intercalaciones de lutitas y limolitas que son portadoras de niveles coquinoideos con *Lissochonetes jachalensis* Amos, *Productella aff. bifaria* Stainbrock y otros braquiópodos del Carbónico inferior marino (Formación La Capilla, Amos et al., 1963) (Formación El Combo, Kerlleñevich, 1978).

#### Carbónico continental

En la quebrada de La Alumbreira hay un pasaje paulatino a un tipo de sedimentación continental, existiendo también depósitos carbónicos de este origen sobre la margen derecha de la quebrada del Tigre.

Está representado por un conglomerado morado oscuro, de rodados medianos, subangulosos de poco transporte, sobre el que se superponen bancos de areniscas finas, cuarcíticas, rosado-grisáceas, a las que siguen areniscas verdosas y lutitas interestratificadas. Su espesor supera los cien metros.

#### Triásico

Separado por discordancia angular de sedimentos anteriores, el Triásico se halla bien representado en afloramientos expuestos en zonas dispersas de la región. Está constituido por conglomerados de base verdes o amarrotados intensos con rodados achatados de poco transporte y ligadas fuertemente por una matriz arenosa tobácea. Presenta también capas de areniscas finas amarillentas y

grises claras, en parte conglomerádicas; areniscas tobáceas de grano fino, tobas bentónicas arcillosas blancas moderadamente calcáreas, etcétera. Es en todo asimilable al Grupo Sorocayense (Mésigos, 1953).

#### Terciario

Al haber actuado la Precordillera como un relieve positivo durante el Jurásico y Cretácico, no se registran depósitos de estos períodos en la región. La sedimentación se reinició en el Terciario, que se encuentra en pequeños relictos ubicados en el cuadrante noroeste de la zona. Es netamente continental, proviniendo de la desagregación de otras rocas, formando conglomerados y areniscas. Pueden considerarse equivalentes de los Estratos Calchaquies.

#### Cuartario

Sus depósitos conforman niveles de pie de monte que abarcan la mitad superior del cuadrante noreste de la zona estudiada y parte del rincón noroeste de la misma. Son conglomerados gruesos muy poco diagenizados, que también conforman los lechos aluviales de las diversas quebradas de la zona.

#### Características litológicas del Ordovícico en la comarca

En un perfil ideal, la litología de este período en la zona (de abajo hacia arriba) se compone de:

- Lutitas homogéneas, fragmentosas, negruzcas y/o gris oscuras con restos de graptolitos escandentes carodocianos (*Climacograptus cf. antiguus*, Lapworth *Amploxograptus sp.*, *Diplograptus cf. leptotheca*, *Dicranograptus sp.*) (Turner: comunicación verbal, 1968).

Esta es una serie de gran potencia donde predominan también lutitas de otras coloraciones (moradas, pardo rojizas, gris verdosas) con abundante mica y carbonatos; encontrándose por lo general los huecos, fisuras y diaclasas rellenos con sulfatos hidratados de hierro, aluminio y magnesio. En estas lutitas se intercalan grauvacas de color verde, por-

tadoras de abundantes venillas de cuarzo coloidal.

— Rocas cuarcíticas muy finas y homogéneas, grises, micáceas, con delgadas vetas de cuarzo.

— Cuarcitas blancas. Rocas compactas de granulometría mediana a fina, muy homogéneas, con sus granos cementados por sílice. Por acción meteórica su coloración superficial a veces varía a una tonalidad amarillenta a pardo claro, pero al trizarlas con el martillo siempre se presentan de un color blanco lechoso, raras veces grisáceo.

Por lo general estas cuarcitas están muy diaclasadas y suelen presentar cuerpos de rocas básicas en forma de diques y filones cuya génesis, según Quartino *et al.*, 1971, es submarina.

— Lutitas, cuarcitas y areniscas que se intercalan en la parte superior del perfil. Su tonalidad es verdosa.

### Perfiles del Ordovícico

1. En la *quebrada de La Alumbra* se presentan, desde la parte inferior (cubierta por aluvión actual):

— Bancos resistentes de cuarcitas, muy roturados, grises, de espesor entre 0.69 y 1 m. Estos sedimentos son de granulometría homogénea y fina y tienen pequeñas venas de óxido de hierro, de color amarillento.

En alternancia con:

— Lutitas de color gris claro, muy alteradas, con superficies de meteorización amarillento blanquecinas. Estas lutitas, en los niveles próximos a la base, presentan abundantes impregnaciones de sulfatos.

Esta alternancia de areniscas cuarcíticas con lutitas recuerda al aspecto típico del Ordovícico de la Precordillera, y se repite, aumentando progresivamente el espesor del conjunto de capas, hasta alcanzar la arenisca cuarcítica una potencia de veinte metros.

2. En la *quebrada Ciento Treinta y Cuatro*, al sur de la quebrada de Alcaparrosa, en un perfil de este a oeste se ha observado lo siguiente:

— Lutitas verdes-grisáceas con intercalaciones de bancos de cuarcitas y areniscas, de tonalidad verduzca. Rumbo: 351° N. Buzamiento: 60° E.

— Argilitas tobáceas con finas capas de yeso y nódulos limolíticos. Hacia arriba se suceden areniscas tobáceas claras, grisáceas a parduzcas. Rumbo N-S. Inclinan hacia el Oeste. Como allí los depósitos se encuentran cubiertos por aluvión moderno, su contacto no es visible.

— Tras una falla inversa, inclinando al oeste hay lutitas amarillentas y gris verdosas, que sufrieron el efecto de la alteración meteórica. Se les superponen lutitas oscuras entre las cuales se presentan intercaladas areniscas y cuarcitas grisáceas, de grano mediano.

El conjunto presenta un plegamiento intenso, de rumbo N-S, virando hasta alcanzar un arrumbamiento casi este-oeste, buzando al norte.

— Lutitas sumamente alteradas, amarillentas, con intercalaciones de bancos cuarcíticos de hasta 1,45 m de espesor.

— Paquetes sedimentarios de litología muy semejante a los recién citados, quizá algo más alterados, muy flexurados. De rumbo N 330° y buzamiento subvertical SE-NO.

— Cuerpo intrusivo en forma de dique. Roca de pasta mediana a fina con fenocristales de plagioclasa. Este cuerpo buza hacia el oeste.

— Cuarcitas rojo-parduzcas y grises, de rumbo E-O y buzamiento 68° S. Llevan intercalados bancos lutíticos de escaso espesor. El espesor total es de 23 metros.

— Lutitas pardo-rojizas con intercalaciones de cuarcitas en bancos de poco espesor. Su rumbo es N 340° y su buzamiento subvertical, con suave ladeamiento hacia el sureste. Su espesor aproximado es de 14 metros.

— Lutitas verduzcas grisáceas, amarillentas y moradas, muy calcáreas, en parte alteradas por meteorización. Forman parte de plegamientos muy intensos, encontrándose sumamente flexuradas. Presentan algunas intercalaciones de bancos de cuarcitas generalmente grisáceas, que alcanzan hasta el metro y medio de espesor. Rum-

bo: N 346°, buzamiento N-NO con 47°.  
Espesor total: 46 metros.

- Lutitas cuarcíticas amarillentas casi color ladrillo, de granulometría fina. Poseen 34 metros de espesor, un rumbo N 346° y un buzamiento de 47° N-NO.

3. En la *quebrada de Alcaparrosa*: En esta quebrada, se presenta una constitución litológica totalmente distinta. En sus márgenes afloran las clásicas lutitas verdosas claras con algo de sulfato hidratado de hierro; lutitas que, en dirección a las nacientes de la quebrada pasan a la facie de cuarcitas blancas, que se extienden por casi seis kilómetros cuadrados. Estas cuarcitas claras suceden a las lutitas en concordancia y su descripción coincide con la dada en el perfil ideal del Ordovícico, para el nivel 3.

Dacitas terciarias forman un cuerpo eruptivo de grandes proporciones, asomando en las proximidades de la desembocadura de la quebrada de Alcaparrosa, sobre su margen izquierda.

4. Algo al sur del río San Juan, en una quebrada innominada que desemboca en el *kilómetro 125 de la ruta nacional N° 20*, comenzando por los niveles inferiores hacia los superiores, la secuencia del Ordovícico es como sigue:

- Lutitas finas, micáceas, pardo-rojizas a verdosas, dispuestas en bancos gruesos entre los que se intercalan grauvacas verdosas y lutitas finamente estratificadas levemente metamórficas. Estos bancos tienen de 0,50 a 1 m de espesor. Hay presencia de estructuras de cono en cono.
- Cuarcita rosado grisácea, a veces violeta pálido. De grano fino, homogénea, dura, micácea, de fractura irregularmente conoidal. Hay venillas finas, amarillentas, irregulares, compuestas por óxido de hierro. El espesor de estas capas alcanza a los 53 metros.
- Lutitas verdes, levemente metamórficas, en capas de escaso espesor.

5. En las márgenes del *río Torres*, afluente izquierdo de la quebrada del Tigre, de abajo hacia arriba se ha consignado la sucesión siguiente:

- Cuarcitas micáceas verdes, superficialmente pardas por meteorización, con

manchas amarillentas de óxido de hierro, de granulometría fina y homogénea. Espesor: 56 metros.

- Lutitas micáceas pelíticas, que se destacan desde muy lejos por su fisonomía. Poseen nódulos de calcita, y entre las mismas existen finas interestratificaciones de areniscas calcáreas gris-verdosas con pátinas color limón. Los planos de estratificación de estas rocas compactas son notablemente visibles. Superiormen-te, varían a lutitas de coloración gris verdoso, con delgadas intercalaciones de lutitas verdes con fisilidad.
- Cuarcitas muy duras, micáceas, verdoso-grisáceas de granulometría fina y homogénea. En la roca se distribuyen irregularmente delgadas grietas rellenas con óxido de hierro, que se acuñan y anastomosan continuamente entre sí. Espesor: 34 metros.

### Conclusiones

- Pese a su mal estado de conservación, entre los restos de graptolitas hallados en el presente estudio, han podido determinarse: *Diplograptus cf leptotheca*; *Climacograptus cf antiguus*, *Dicranograptus sp.* y *Amplexograptus sp.* (Turner, 1968) y hallados también para zonas aledañas por Doliner (1964), Mésigos (1953) y Aparicio y Cuerda (1976). Esta fauna graptolítica permite asignar al Ordovícico de la zona una edad caradociana (*Formación Alcaparrosa*). Otro factor de correlación es el litológico, que permite una homologación directa entre los diversos afloramientos de esta Formación en la Precordillera.
- El pH de las aguas del ambiente de acumulación es aproximadamente el mismo que el de las lutitas; por lo que se puede atribuir un pH aproximado de 7.8 al mar ordovícico en la zona, donde se depositaron las lutitas oscuras portadoras de la fauna graptolítica con *Climacograptus*. Los restos de graptolitas se conservan con su superficie cubierta por una eflorescencia blanca (melanterita o sulfato de hierro).
- Estas lutitas oscuras reflejan condiciones anaeróbicas de depositación con un potencial de oxidación-reducción muy bajo,

y determinadas por una "estratificación" de las aguas según capas de distintas densidades debidas a diferencias euxínicas de salinidad. Los carbonatos son raros, a excepción de ciertas formaciones de cono en cono. Esto indica que el ambiente se encontraba aislado de la atmósfera y que el metabolismo y putrefacción orgánicas habrían consumido paulatinamente el oxígeno, originando condiciones de fuerte reducción.

- Cuanto más oscuras son las lutitas, mayor es su contenido en materia orgánica. El hierro de las lutitas se presenta como un elemento oxidado, influyendo notablemente su estado de oxidación en el color de la roca. Las lutitas rojas no contienen un mayor porcentaje de hierro que las negras, verdes o grises, sino que estas diferencias de coloración indican en qué estado de oxidación se encuentra el hierro.
- En las lutitas negras o verdes el hierro se presenta al estado ferroso; mientras que en las lutitas rojas es el óxido férrico (hematita) el que origina esta coloración. La relación ferroso/férrico indica de un modo general el potencial de oxidación del medio ambiente donde se efectuó la acumulación y al estar su proporción enteramente ligada al color.

éste sirve como guía indicativa de la naturaleza del medio: el rojo y violáceo son señalamientos de un ambiente oxidante, mientras que el verdoso, azulado grisáceo y negro denotan un ambiente de reducción.

- El tipo de sedimentación euxínica verdadera es exclusivamente marino, originado en cuencas que recibieron un mínimo aporte de material clástico debido a la distancia en que se encontraban los orígenes de este material y a la impotencia de las corrientes marinas y oleaje para arrastrarlas. Las condiciones anaeróbicas de depositación de las lutitas negras son indiscutibles, así como no se pone en duda la estratificación de densidades originada por diferentes porcentajes de salinidad de las aguas. Esto último habría obstaculizado el recorrido de las corrientes convectivas, reduciendo a un mínimo las condiciones oxigenantes que de ellas derivan.

### Agradecimiento

La autora desea expresar su reconocimiento al profesor Osvaldo Schauer por las observaciones que efectuara y al alumno César Núñez por la ejecución de la parte gráfica.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Aceñolaza, F. G., 1969. *La cuenca ordovícica de La Rioja, su importancia estratigráfica regional*. Acta Geol. Lilloana, X (5): 103-118, Tucumán.
- Amos, A. J., B. Baldis y A. Craky, 1963. *La fauna del Carbónico medio de la Formación La Capilla y sus relaciones geológicas (Calingasta, San Juan)*. Ameghiniana, Asoc. Paleont. Arg., Rev. III, (4): 123-132.
- Aparicio, E. y A. Cuerda, 1976. *Nuevos hallazgos de graptolitas en la vertiente occidental de la precordillera de San Juan (Calingasta)*. Ameghiniana, Asoc. Paleont. Arg., Rev. XIII (2): 159-168.
- Beresi, M., 1980. *El paleozoico inferior en el tramo medio del río San Juan (Pachaco). Provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV, (1): 18-25.
- Braccaccini, O., 1946. *Contribución al conocimiento geológico de la precordillera sanjuanino-mendocina*. Bol. Inf. Petr., 23, (258): 260-264, Buenos Aires.
- Cuerda, A. J., 1973. *Sobre la presencia del género Zyggoptus sp. (Graptolithina) en la Formación Gualcamayo, Ordovícico de San Juan-La Rioja*. Ameghiniana, Asoc. Paleont. Arg., Rev. X (2): 195-198, Buenos Aires.
- Cuerda, A. J. y G. Furque, 1979. *Precordillera de La Rioja, San Juan y Mendoza*. En Geol. Reg. Arg. Acad. Nac. Cienc.: 455-522, Córdoba.
- Doliner, L., 1964. *Estudios geológicos e hidrogeológicos en la región de Calingasta-Prov. de San Juan*. Dir. Nac. Geol. y Min. Informe inédito, Buenos Aires.
- Furque, G. y B. Baldis, 1973. *Nuevos enfoques estratigráficos en el Paleozoico del Noroeste de la Precordillera*. Actas V Congr. Geol. Arg., 3: 241-251, Buenos Aires.

- Harrington, H. J. y A. F. Leanza. *Ordovician trilobites of Argentina*. Univ. Kansas. Dpto. Geol. Lawrence Spec. Publ., 1: 1-259.
- 1973. *El Ordovícico del Norte Argentino* (resumen del relato). Ameghiniana. Asoc. Paleont. Arg., Rev. X (3): 270-271, Buenos Aires.
- Kerlleñevich, S. C., 1967. *Hallazgo de Devónico marino en la zona de Calingasta, Provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXII (4): 291-294.
- 1969. *La edad de los "conglomerados morados" supuestamente pérmicos de la quebrada Nueva, Precordillera de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIV (3): 269-275.
- 1978. *El Carbónico marino en la zona de Calingasta-Precordillera de San Juan - República Argentina*. Act. 2º Congr. Pal. y Bioestr. y 1º Congr. atinoamer. Paleont., 1: 69-80, Buenos Aires.
- Marchese, H. G., 1972. *Sedimentología de la Formación San Juan (Ordovícico) y del Conglomerado basal de la Formación Los Espejos (Silúrico?) en la quebrada de Talacasto, provincia de San Juan, República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXVII (2): 215-222.
- Mésigas, M., 1953. *El Paleozoico superior de Barreal y su continuación austral. Sierra de Barreal. Provincia de San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. VIII (2): 65-109.
- Quartino, B. J., R. A. Zardini, A. J. Amos, 1971. *Estudio y exploración geológico de la zona Barreal-Calingasta. República Argentina*. Asoc. Geol. Arg., Monogr. 1: 1-46.
- Stappenbeck, R., 1910. *La Precordillera de San Juan y Mendoza*. An. Min. Agr. Secc. Geol. Miner. y Min. Bs. As., 4 (3): 3-179.
- Turner, J. C. M., 1960. *Faunas graptolíticas de América del Sur*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XIV (1-2): 5-180.
- Venturini, R., 1980. *Estratigrafía y estructura de la Formación El Planchón (Devónico) en la quebrada del kilómetro 114. San Juan*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXXV (4): 570-572.
- Zollner, W., 1950. *Observaciones tectónicas en la precordillera sanjuanina. Zona de Barreal*. Asoc. Geol. Arg., V (3): 111-126.

Recibido: 15 de julio de 1981.

Aceptado: 15 de Diciembre de 1981

SARA CECILIA KERLLEÑEVICH

Dpto. de Ciencias Naturales  
Universidad Nacional del Sur

Avenida Alem 1253  
8000 Bahía Blanca

## GEOCRONOLOGIA Y PETROGRAFIA DE LAS VULCANITAS TERCIARIAS DEL DEPARTAMENTO POCHO, PROVINCIA DE CORDOBA

CARLOS E. GORDILLO y ENRIQUE LINARES

### Resumen

De acuerdo a la Norma Rittmann y a la clasificación de Streckeisen la mayoría de las vulcanitas terciarias que rellenan las chimeneas volcánicas de Pocho son lacitas cuarzosas y laciandesitas cuarzosas. Todas estas vulcanitas están caracterizadas por su afinidad "alcalina", lo que contrasta con el carácter calco-alcalino del magma andesítico de los Andes.

La afinidad alcalina de las vulcanitas de Pocho podría explicarse por una contaminación del magma andesítico primario, por reacción con las rocas ricas en potasio del basamento cristalino encajante.

Las edades radiométricas obtenidas sobre estas rocas indican que las mismas se originaron en dos eventos magmáticos; las más básicas (laciandesitas) corresponden a una edad de  $7,5 \pm 0,5$  m.a., mientras que las más ácidas (lacitas), a una de  $5,3 \pm 0,7$  m.a.

### Introducción

La asociación volcánica terciaria de Pocho se halla ubicada al norte de la Pampa de Pocho, en los departamentos de Pocho y Minas, en el oeste de la provincia de Córdoba (Hoja Geológica 20h, Los Gigantes).

El área volcánica ha sido dividida por Olsacher (1960), en dos distritos: occidental y oriental. En el primero las elevaciones están constituidas hasta más de la mitad por basamento cristalino y sólo en las cúpulas aparecen las chimeneas y diques volcánicos. Los depósitos piroclásticos faltan o son escasos. En el distrito oriental, en cambio, se presentan espesores importantes de tobas y brechas volcánicas rodeando los centros efusivos.

Estas características geomórficas se explican por el hecho de que el sector occidental constituye la parte más elevada del bloque de basamento basculado al ESE y en consecuencia la erosión plio-pleistocénica lo ha degradado con más intensidad, eliminando la cubierta piroclástica y parte del yaciente metamórfico.

### Abstract

According to the Rittmann Norm and the Streckeisen's classification the most abundant volcanic necks of Tertiary age of Pocho, Córdoba are quartz-latites and quartz-latiandesites. All these volcanics are characterized by "alkaline" affinities and are clearly in contrast to the calc-alkaline andesitic magma of the Andes.

The alkaline character of the volcanics of Pocho suggests that the primary andesitic magma was contaminated by assimilative reaction with the potassium rich rocks of the crystalline basement.

The radiometric age determinations show two different magmatic episodes; the older, with an age of  $7,5 \pm 0,5$  m.y., corresponds to the laciandesites and the younger, with a date of  $5,3 \pm 0,7$  m.y., to the quartz-latites.

En el distrito occidental el centro volcánico más elevado es el cerro Yerba Buena (1.644 m s.n.m.) y en el oriental el cerro Poca (1.500 m s.n.m.). La figura 1 muestra un bosquejo geológico de los principales centros volcánicos de Pocho según los mapas de Quiroga (1945) y Olsacher (1960).

Las vulcanitas de Pocho fueron descritas y clasificadas microscópicamente como andesitas por varios autores: Tannhauser (1906), Quiroga (1945), Gay (1952) y Olsacher (1960). Posteriormente Hieke-Merlin y Piccoli (1961) sobre la base de un estudio químico-petrográfico clasificaron la mayoría de las vulcanitas como traquiandesitas, ya que las mismas tienen alto contenido de  $K_2O$  formando bordes de sanidina en los fenocristales de plagioclasa o microilitos en la pasta. La potasificación de la lava, según estos autores, sobrevino en un segundo tiempo antes de la erupción, en un ambiente rico en gases y vapores. El estudio de los eyectos lávicos intercalados en las tobas del sector oriental permitió a Hieke-Merlin y Piccoli (1961) reconstruir la siguiente historia volcánica de Pocho: "El

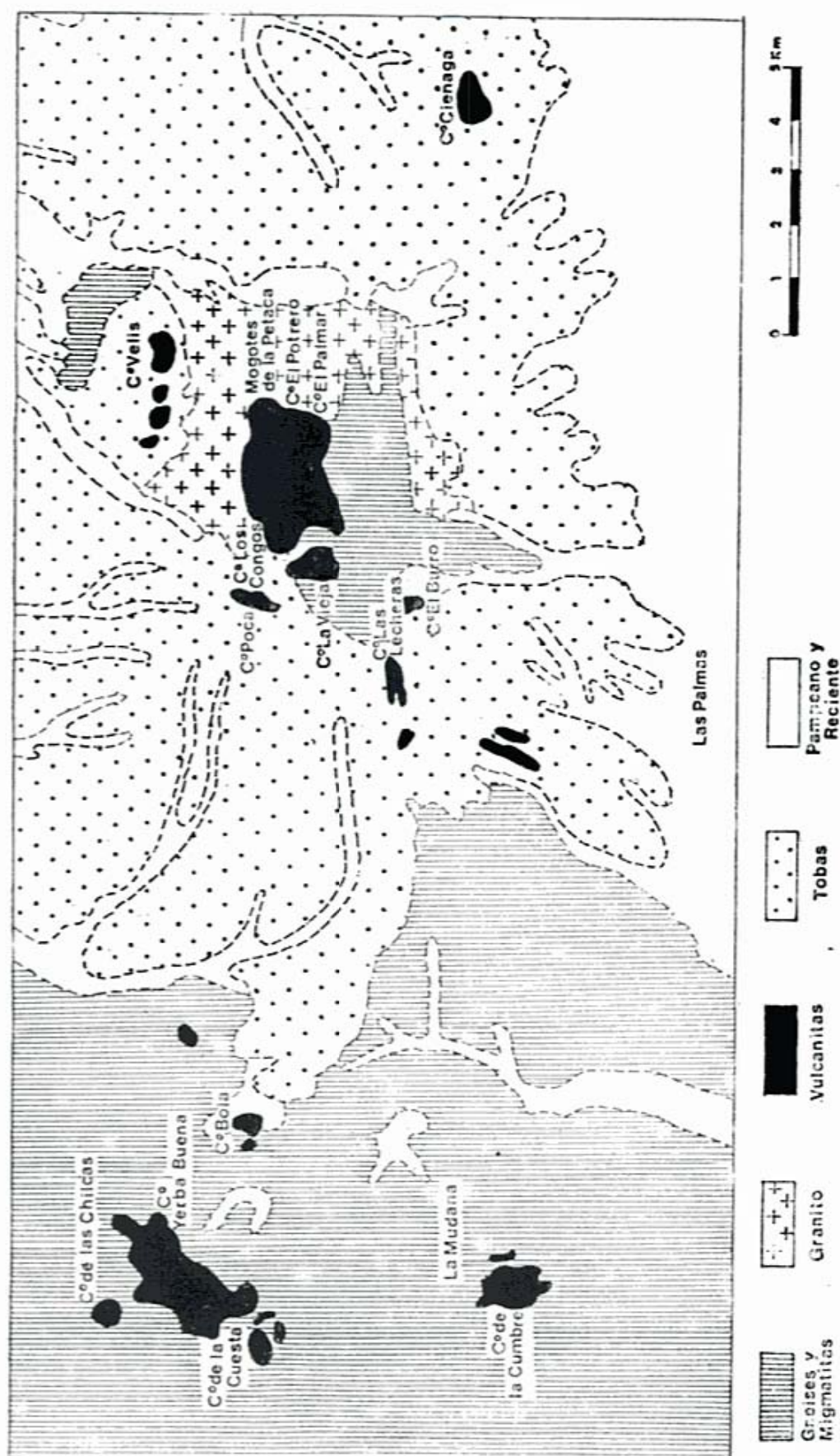


Fig. 1. — Bosquejo geológico de los volcanes de Pocho según Quiroga (1945) y Olsacher (1960).

vulcanismo se inició en la zona del cerro Poca con una fuerte actividad explosiva y con lavas de tipo traquibasáltico. Después de una pausa se reinicia la actividad volcánica con carácter explosivo pero con manifestaciones de tipo traquiandesítico, cuyos centros de erupción fueron los cerros Valis, Los Arboles y Burro-Lecheras. El ciclo subsiguiente, cuyo centro de mayor erupción pareciera haber sido el Poca, es también de tipo traquiandesítico. La fase final del vulcanismo de Pocho se debió a la actividad explosiva de muchos centros, cuya lava constituye las actuales chimeneas del área".

Nuestro trabajo se refiere, precisamente, a la geocronología y petrografía de las vulcanitas que rellenan las chimeneas de los aparatos volcánicos más notables del área de Pocho (Gordillo y Linares, 1981). El análisis químico de estas rocas presenta algunos problemas ya que la mayor parte de ellas muestran un grado de oxidación alto ( $Ox^O = Fe^3/Fe^3 + Fe^2$ ) y algunas contienen  $CaCO_3$ , lo que revela un magma rico en vapor de agua,  $CO_2$  y  $O_2$ . Estas condiciones magmáticas se evidencian petrográficamente por el reemplazo parcial o total de la oxihornblenda por pseudomorfos granulares de óxido de hierro (hematita y magnetita) y en menor grado por la oxidación periférica (bordes rojizos) de los fenocristales de piroxeno. Los óxidos de hierro así formados se distribuyen en la pasta como gránulos y polvo y están constituidos predominantemente por hematita, lo que produce una tonalidad rojiza en algunas muestras, como por ej. las del cerro Poca.

Esta alteración no es secundaria sino deutérica y ha afectado sólo a aquellos mi-

nerales como la hornblenda, que se vuelven inestables en un ambiente magmático oxidante. El reemplazo de la hornblenda por minerales de hierro fue observado también por la mayoría de los autores que estudiaron esta área volcánica. Por lo demás las rocas están completamente frescas y los feldespatos no muestran ningún signo de alteración. Las rocas que contenían pequeñas cantidades de  $CaCO_3$  fueron descartadas.

### Edad

En relación con la actividad volcánica del área de Pocho aparecen en la periferia septentrional algunos depósitos travertínicos dispuestos sobre la peneplanicie del basamento, los que a su vez aparecen cubiertos localmente por capas de tobas. En La Playa los travertinos contienen una importante fauna de vertebrados de edad pliocena (Kraglievich y Reig, 1954).

### Petroquímica

La clasificación de las vulcanitas de Pocho se hizo sobre la base del análisis químico (Cuadro N° 1) utilizando el método propuesto por Rittmann (1973), que permite el cálculo de la asociación mineral estable (Norma Rittmann). En esta forma se tiene en cuenta la composición total de la roca y no sólo los fenocristales de la misma como a menudo sucede en la clasificación corriente de las vulcanitas de pasta afanítica. Esto último no sólo conduce a una clasificación equivocada de la roca, sino

CUADRO 1. — Composición química de las vulcanitas de Pocho.

Nº	2363	2367	2437	2366	2431	2439	2429	2434
SiO <sub>2</sub>	57,75	56,75	58,50	63,54	53,95	55,54	60,12	60,06
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,70	0,65	0,38	0,92	0,90	0,69	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,10	15,72	18,45	17,75	17,92	18,37	17,78	17,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,48	3,57	4,05	2,37	7,88	7,16	5,78	3,68
FeO	1,26	3,21	1,28	0,87	0,51	0,44	0,18	0,20
MnO	0,10	0,11	0,10	0,05	0,14	0,13	0,10	0,06
MgO	1,37	3,90	1,20	0,82	2,72	2,11	1,49	0,32
CaO	6,05	7,87	5,32	4,46	8,00	7,69	6,00	6,06
Na <sub>2</sub> O	4,14	3,61	4,46	4,56	3,72	4,16	4,35	4,41
K <sub>2</sub> O	3,90	3,01	4,19	2,78	2,80	2,44	2,72	3,01
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,41	0,19	0,13	0,57	0,45	0,17	0,13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,88	0,99	0,97	1,82	0,60	0,30	0,65	1,62
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,10	0,05	0,25	0,20	0,15	0,10	0,05	0,10
TOTAL	99,47	99,90	99,61	99,73	99,88	99,79	100,08	99,55



que hace imposible relacionar los distintos ciclos de un período volcánico. La Norma Rittmann si bien no indica la composición precisa de la roca se aproxima más que la Norma CIPW a la composición real de la misma (Modo).

El estudio químico-petrográfico de las vulcanitas de Pocho ha permitido clasificarlas como lacitas cuarzosas y laciandesitas cuarzosas (figura 2) lo que corresponde, en

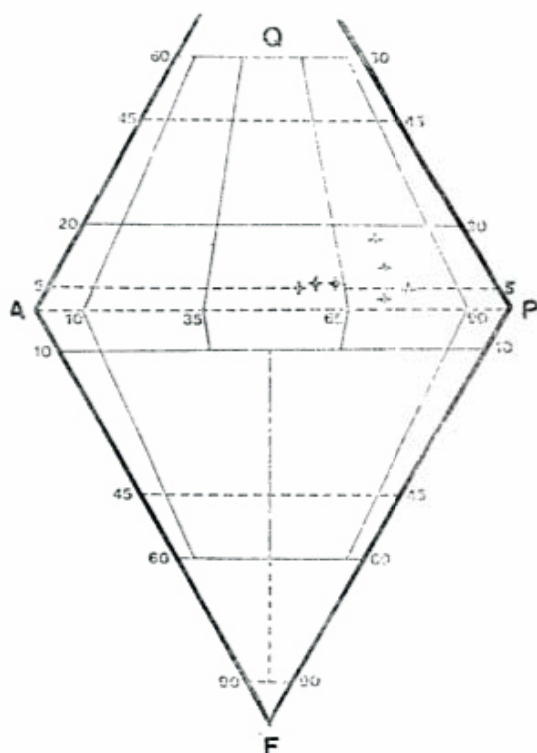


Fig. 2. — Ubicación de las vulcanitas de Pocho en el doble triángulo de Streckeisen.

sentido amplio, al término "traquiandesita" usado anteriormente por otros autores. Las rocas de las chimeneas volcánicas actuales son más silíceas y menos alcalinas que las erupciones anteriores estudiadas por Hieke-Merlin y Piccoli (1961).

En nuestras rocas, tanto la Norma Rittmann como CIPW dan cuarzo libre, el cual se encuentra principalmente en la pasta como vidrio ácido intersticial y como escasos xenocristales de cuarzo arrastrados del basamento cristalino, los que a menudo muestran coronas de reacción constituidas por un vidrio pardo bordeado por microlitos verdes de piroxeno. Una parte del cuarzo libre de la Norma debe atribuirse a la oxidación intratelúrica de la hornblenda a minerales de hierro.

Es interesante hacer notar que en todas las vulcanitas terciarias de San Luis descritas por Tannhäuser (1906), la Norma Rittmann y CIPW dan cuarzo libre y que de acuerdo a la primera deben también clasificarse como lacitas cuarcíferas y laciandesitas cuarcíferas.

En las vulcanitas de Pocho el índice de la serie (Rittmann 1973, pág. 9), varía entre 3 y 5 (figura 3) lo que corresponde a un quimismo débilmente calco-alcalino en transición a series alcalinas. Las erupciones anteriores según los datos de Hieke-Merlin y Piccoli (1961) son, por el contrario, marcadamente alcalinas.

### Petrografía

Las vulcanitas estudiadas se pueden dividir en dos grupos (figs. 2 y 3): lacitas cuarzosas y laciandesitas cuarzosas. Las primeras tienen una afinidad con las series alcalinas, mientras que las últimas muestran un débil carácter calco-alcalino.

#### LACITAS CUARZOSAS

##### Cerro Velis (N° 2363)

La muestra de mano es de color gris claro y presenta abundantes fenocristales de plagioclasa y escasos prismas negros de hornblenda, que pueden alcanzar hasta 0.5 cm de largo, en una pasta afanítica.

El corte delgado muestra textura porfírica con fenocristales tabulares de plagioclasa zonada de 2 a 4 mm de largo. La composición de la plagioclasa es andesínica en la corteza y labradorítica en el núcleo y algunos individuos contienen inclusiones irregulares de vidrio volcánico. En proporción mucho menor le sigue la hornblenda pardo amarillento en secciones euhedrales de 0.5 a 2 mm. Los cristales más chicos están totalmente resorbidos y reemplazados por gránulos de óxidos de hierro. En menor cantidad aparecen fenocristales, de 0.5 a 1 mm, de augita egirínica verde pasto con pleocroísmo al verde amarillento. La pasta está compuesta esencialmente por un agregado fino de sanidina y plagioclasa en un fondo vítreo y está impregnada por gránulos de óxidos de hierro, especialmente hematita. Como accesorios hay unos pocos cristales de

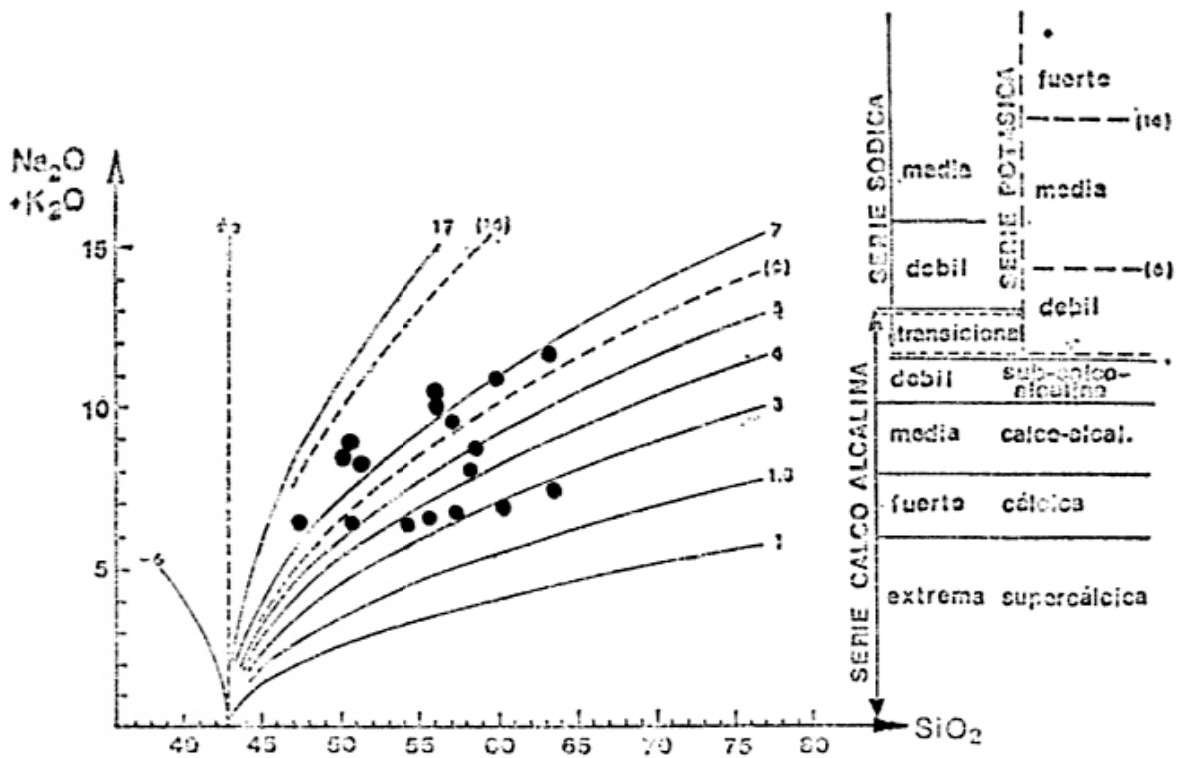


Fig. 3.—Índice de la serie de las vulcanitas de Pocho analizadas por Hieke-Merlin y Picoli (1961), círculos, y las estudiadas en este trabajo (puntos).

titanita y apatita y algunos xenocristales de cuarzo.

#### Cerro Ciénaga (Nº 2367)

La muestra de mano es color gris oscuro y grano fino y sólo se observan escasos fenocristales de hornblenda negra.

El corte delgado muestra textura porfírica con abundantes fenocristales de augita incolora de 0,1 a 0,5 mm y oxihornblenda del mismo tamaño pero completamente reem-

plazada por óxidos de hierro, especialmente magnetita. Se observan ocasionalmente xenocristales de biotita parcialmente resorbida. Pasta pilotaxítica compuesta por finas tablillas de plagioclasa y sanidina impregnadas con granitos de óxidos de hierro. Como accesorios hay titanita y apatita.

#### Cerro del Burro (Nº 2437)

La muestra de mano es de color gris con escasos fenocristales de plagioclasa y horn-

CUADRO 2.—Norma Rittmann (en volumen %) de las vulcanitas de Pocho.

Nº	2363	2367	2437	2366	2431	2439	2429	2434
Cuarzo	5,5	4,9	4,1	15,9	2,0	3,8	10,0	—
Sanidina	34,3	25,7	38,7	19,7	20,2	16,5	19,5	—
Plagioclasa	48,7	45,2	46,6	58,8	57,3	62,4	58,3	—
An %	38	38	35	34	42	38	34	—
Augita	8,9	21,1	8,2	4,1	16,6	13,8	9,8	—
Magnetita	1,5	1,6	1,4	0,8	1,9	1,7	1,4	—
Ilmenita	0,6	0,6	0,6	0,4	0,9	0,9	0,7	—
Apatita	0,5	0,9	0,4	0,3	1,1	0,9	0,3	—
Ind. de color	11,5	24,2	10,6	5,6	20,5	17,3	12,2	—
Ind. de serie	4,4	3,2	4,8	2,6	3,9	3,5	2,9	—
Valor $\tau$	20,8	17,3	21,5	34,7	15,4	15,8	19,5	—

CUADRO 3. — Norma C.I.P.W. (en peso %) de las vulcanitas de Pocho.

Nº	2363	2367	2437	2366	2431	2439	2429	2434
Cuarzo	6,97	5,83	5,41	16,65	4,51	6,00	11,00	—
Ortoclasa	22,80	17,79	24,46	16,12	16,68	14,46	16,12	—
Albita	35,11	30,39	37,73	38,25	31,44	35,11	36,68	—
Anortita	19,46	17,79	18,07	20,02	23,91	24,19	21,13	—
Diópsido	4,97	14,55	5,83	0,86	9,07	7,99	6,05	—
Hiperstena	1,10	4,92	0,30	1,60	2,50	1,50	0,90	—
Magnetita	2,55	5,10	2,55	1,86	—	—	—	—
Ilmenita	1,22	1,37	1,22	0,76	1,37	1,22	0,46	—
Hematita	2,72	—	2,24	1,12	7,84	7,20	5,76	—
Apatita	0,67	1,01	0,34	0,34	1,34	1,01	0,34	—
Titanita	—	—	—	—	0,39	0,59	1,18	—
Ind. de color	13,23	26,95	12,48	6,54	22,51	19,51	14,69	—

### Procedencia de las rocas analizadas

- Nº 2363. Chimenea del cerro Velis (lacita cuarcífera). El análisis incluye 0,38 % de dióxido de carbono.
- Nº 2367. Chimenea del cerro Ciénaga o de Villa Viso (lacita cuarzosa).
- Nº 2437. Chimenea del cerro del Burro (lacita cuarzosa).
- Nº 2366. Chimenea del cerro Bola (laciandesita cuarzosa).
- Nº 2431. Chimenea del cerro Poca (laciandesita).
- Nº 2439. Chimenea del cerro Yerba Buena (laciandesita cuarzosa).
- Nº 2429. Chimenea del cerro de las Lecheras (laciandesita cuarzosa).
- Nº 2434. Chimenea del cerro de los Congos. El análisis incluye 1,68 % CO<sub>2</sub>.

blenda negra en cristales pequeños. Es frecuente ver láminas de biotita de hasta 1 cm provenientes del basamento cristalino.

El corte delgado muestra textura porfírica con abundantes fenocristales zoneados de plagioclasa (andesina-oligoclasa) de 0,5 a 3 mm de largo. Los individuos mayores tienen a menudo textura en criba y corrosiones por la pasta. Le sigue en cantidad la oxihornblenda en cristales euedros, pardoverdosos, de 0,5 a 1 mm con poca alteración a óxidos de hierro. En menor cantidad aparece una augita verde similar a la del cerro Velis pero en cristales más chicos. La pasta es microfelsítica y punteada por abundantes gránulos y laminillas de magnetita y hematita. Como accesorios hay titanita y escasa apatita.

#### LACIANDECITAS CUARZOSAS

##### Cerro Bola (Nº 2366)

La muestra de mano es color gris claro, muy porosa y contiene escasos fenocristales de hornblenda negra.

El corte delgado muestra textura porfírica con muy escasos fenocristales de oxihornblenda parda, algunos de los cuales están

completamente resorbidos y unos pocos individuos de andesina. La pasta está constituida en su mayor parte por un agregado feldespático (plagioclasa y sanidina), que incluye abundantes microlitos de piroxeno y que tiene un fondo vítreo intersticial. Como accesorios hay titanita y escasa apatita.

##### Cerro Poca (Nº 2431)

La muestra de mano es de color gris parduzco, en partes violado, con abundantes fenocristales de plagioclasa, en menor cantidad hornblenda negra y abundantes gránulos de hematita.

El corte delgado muestra textura porfírica con abundantes fenocristales tabulares de andesina de 0,5 a 1,5 mm de largo. En menor cantidad se observa una augita pardo clara con bordes rojizos, de 0,5 a 1 mm. Más escaso que el piroxeno, pero del mismo tamaño, aparecen pseudomorfos granulares producidos por la completa oxidación de la hornblenda a minerales de hierro.

La pasta está formada por un agregado de sanidina y plagioclasa impregnado por gránulos y laminillas de hematita. Como accesorios hay titanita y apatita.

## Cerro Yerba Buena (Nº 2439)

La muestra de mano es de color gris portland, en partes ligeramente rojiza o violada. Contiene fenocristales chicos de plagioclasa y muy escasa hornblenda negra.

El corte delgado muestra textura porfírica con fenocristales tabulares de andesina de 0,5 a 1,5 mm de largo y en menor cantidad augita verde amarillento en individuos de 0,5 a 1 mm. Le sigue en cantidad oxihornblenda reemplazada completamente por óxidos de hierro, especialmente hematita. La pasta es pilotaxítica, compuesta por microlitos de feldespato incluidos en un fondo vítreo y muy impregnada por gránulos de minerales de hierro. Como accesorios hay titanita y apatita.

## Cerro de las Lecheras (Nº 2429)

La muestra de mano es de color gris claro con escasos fenocristales de plagioclasa y en menor cantidad hornblenda negra en cristales chicos.

El corte delgado muestra textura porfírica con fenocristales de andesina de 0,5 a 3 mm de largo con textura en criba en el núcleo y un borde límpido. Le sigue en cantidad oxihornblenda pardo rojiza, en parte reemplazada por óxidos de hierro y en menor cantidad augita verde amarillenta. La pasta es un agregado fino de plagioclasa y sanidina impregnado con microlitos de piroxeno y gránulos de óxidos de hierro. Como accesorios hay algunos cristales grandes de titanita y escasa apatita.

## Dataciones radimétricas

## Técnica experimental

Las ocho muestras de los volcanes de Pocho fueron analizadas isotópicamente por el método potasio-argón, de acuerdo a la técnica experimental descrita por Linares, Kawashita y Kleiner (1973).

En todos los casos los análisis de potasio y de argón se efectuaron por duplicado, siendo el error analítico de 0,5 % para la determinación de K y de 2,5-3 % para la de argón-40 radigénico. Para controlar la calidad de las dataciones, se efectuaron análisis de muestras estándar, con el fin de verificar la precisión y reproducibilidad del método.

Dado que las muestras estudiadas revelaron la presencia de dos ciclos magmáticos, se aplicó el método de isocronas (Hayatsu A. y C. M. Carmichael, 1970) para certificar su existencia. (Ver fig. 4).

## Discusión de los resultados

De la observación de las edades halladas, se pueden dividir las muestras analizadas en dos ciclos magmáticos.

Al más antiguo, pertenecen las muestras de: los cerros: Bola, las Lecheras, Los Congos y Yerba Buena; todas ellas correspondientes a laciandesitas. La edad media de estas cuatro muestras (Ver fig. 3), obtenida por el método de isocronas es de  $7,5 \pm 0,5$  m.a.

El coeficiente de regresión de la línea

CUADRO 4. — Datos analíticos y edades radimétricas de las muestras de los volcanes de Pocho.

AK Nº	Mta. Nº	LOCALIDAD	K° %	$Ar_{RAD}^{40}$ $\times$ $10^{-10}$ mol/g	$Ar_{ATM}^{40}$ %	Edad en m.a.
1453	2363	Cerro Velis	2,76	0,281	49,8	$5,5 \pm 0,3$
1454	2366	Cerro Bola	2,21	0,300	83,8	$7,8 \pm 0,6$
1455	2367	Cerro Ciénaga	2,43	0,251	66,7	$6,0 \pm 0,4$
1880	2429	Cerro de las Lecheras	2,27	0,311	81,5	$7,9 \pm 0,6$
1881	2431	Cerro Poca	2,24	0,192	38,0	$4,9 \pm 0,2$
1882	2434	Cerro de los Congos	2,53	0,315	53,2	$7,2 \pm 0,3$
1883	2437	Cerro del Burro	3,47	0,282	38,5	$4,7 \pm 0,3$
1884	2439	Cerro Yerba Buena	2,05	0,250	84,2	$7,0 \pm 0,6$

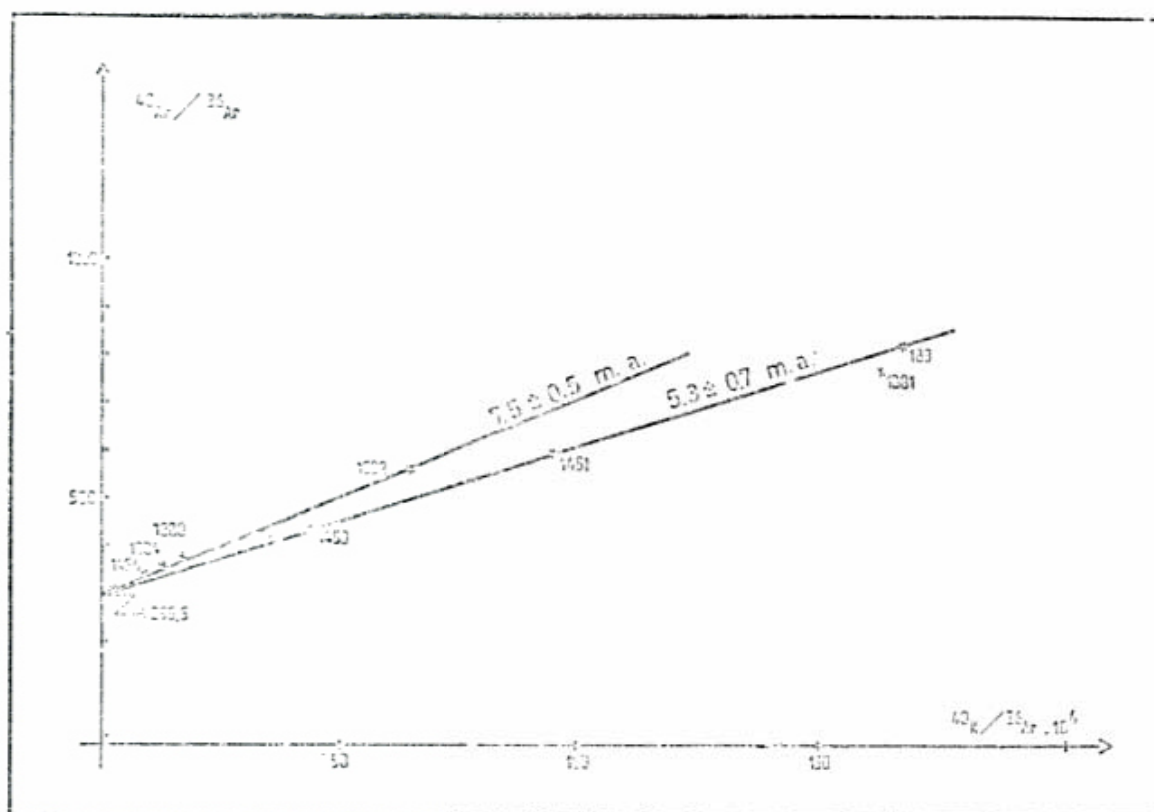


Fig. 4. Isocronas  $Ar^{40}/Ar^{36}$  vs  $R^{40}/Ar^{36}$  de las muestras de los volcanes de Pocho.

isocrona es  $r = 0,9990$ , lo que indica una muy buena alineación de las cuatro muestras sobre la misma.

Al más joven pertenecen las rocas de los cerros: Velis, Ciénaga, Poca y del Burro; salvo la muestra del cerro Poca, las demás corresponden a lacitas cuarcíferas. La edad media en este caso es de  $5,3 \pm 0,7$  m.a. El coeficiente de regresión de la línea isocrona es  $r = 0,993$ , o sea menor que en el caso anterior, lo que se demuestra por la no muy buena alineación de las muestras sobre ella. Es de destacar en este caso, que la muestra que más se aparta de la isocrona es la perteneciente al cerro Poca, que además es de composición química más básica que las otras tres y que quizás corresponda a un tercer ciclo efusivo, cuya verificación requiere un mayor número de análisis radiométricos.

### Conclusiones

Las rocas que rellenan los aparatos volcánicos de Pocho, Córdoba, deben clasificarse como lacitas cuarcosas y laciandesitas cuarcosas.

El índice de la serie (Rittmann, 1973) varía entre 3 y 5, lo que corresponde a un quimismo débilmente calco-alcalino en transición a series alcalinas (fig. 3). Las erupciones anteriores, según Heike-Merlin y Piccoli (1961) fueron, por el contrario, marcadamente alcalinas.

Las chimeneas volcánicas terciarias de la Sierra de San Luis, según los datos de Tannhäuser (1906) tienen la misma composición química y mineral que las de Pocho, Córdoba. Estas dos asociaciones volcánicas no tienen, por lo tanto, el marcado carácter calco-alcalino del vulcanismo terciario andino. Hay que hacer notar que esta afinidad "alcalina" del vulcanismo terciario de San Luis y Córdoba se repite en el vulcanismo eocretácico basáltico, lo que ha sido explicado por Gordillo y Lencinas (1967, 1969) mediante un proceso de asimilación del magma original con las rocas ricas en potasio del basamento cristalino. En ambos casos, las evidencias de este proceso de contaminación no sólo están en el quimismo de estas vulcanitas sino también en sus frecuentes xenocristales de cuarzo, feldespato y biotita, provenientes del basamento cristalino, con texturas de reacción magmática.

Los volcanes de Pocho de acuerdo a los datos radimétricos pertenecen a dos ciclos magmáticos. Al más antiguo corresponden las laciandesitas cuarcíferas para las cuales se obtuvo una edad media de  $7,5 \pm 0,5$  m.a. Al más reciente, con una edad media de  $5,3 \pm 0,7$  m.a., pertenecen las lácitas cuarcíferas. La laciandesita del cerro Poca, cuya edad radimétrica la ubicaría en éste último ciclo, podría corresponder a un tercer ciclo efusivo, para cuya certificación se necesita-

ría llevar a cabo un mayor número de dataciones radimétricas.

### Agradecimientos

Los autores agradecen la valiosa colaboración de los geólogos J. L. Martín y C. Vaillard en los trabajos de campo y de laboratorio.

### Lista de trabajos citados en el texto

- Gay, H. D., 1952. *Las andesitas y dioritas del oeste de la Sierra de Córdoba*. Comunic. Museo de Min. y Geol., 17, Córdoba.
- Gordillo, C. E. y A. Lencinas, 1967. *Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba*. Bol. Acad. Nac. Cienc., 46 (1): 73-108, Córdoba.
- Gordillo, C. E. y A. Lencinas, 1969. *Perfil geológico de la Sierra Chica de Córdoba en la zona del río Los Molinos, con especial referencia a los diques traquibasálticos que la atraviesan*. Bol. Acad. Nac. Cienc., 47 (1): 25-50, Córdoba.
- Hayatsu, A. y C. M. Carmichael, 1970. *K-Ar Isochron Method and initial Argon Ratios*. Earth and Planet. Sci. Letter. (8): 71-76, Amsterdam.
- HHieke-Merlin, O. y G. Piccoli, 1961. *Studi geologiche e petrografici su un gruppo di vulcani della Sierra de Córdoba*. Mem. Instit. di Geol. e Min. Univers. di Padova, 33.
- Gordillo, C. E. y E. Linares, 1981. *Geocronología y Petrografía de las Vulcanitas Terciarias del Departamento Pocho, prov. de Córdoba*. INGEIS, Contrib. 47, inéd., Buenos Aires.
- Kraglievich, J. y O. Reig, 1954. *Un nuevo prociénido del Plioceno de La Playa, Córdoba*. Asoc. Geol. Arg., Rev. IX (4): 210-231, Buenos Aires.
- Linares, E., K. Kawashita y L. Kleiner, 1973. *Constantes de calibración y factores de corrección para la aplicación del método potasio-argón, en el laboratorio del INGEIS*. Asoc. Geol. Arg., Rev. XXIII (2): 133-146, Buenos Aires.
- Olsacher, J., 1960. *Descripción geológica de la Hoja 20 h, Los Gigantes, prov. de Córdoba*. Dir. Nac. Geol. y Min. Bol. 90, Buenos Aires.
- Quiroga, P. J., 1945. *Las efusiones andesíticas de la Sierra de Córdoba*. Tesis Doctoral (inédita). Fac. Cienc. Exactas Físicas y Nat., Córdoba.
- Rittmann, A., 1973. *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer Verlag, Berlín.
- Tannhäuser, F., 1906. *Petrographische Untersuchungen an jungvulkanischen Gesteinen aus der argentinischen Republik*. Neus Jahrb. f. Min. Geol. u. Palaont. Beilage-Band XXII, Stuttgart.

Recibido: 20 de agosto de 1981.

Aceptado: 15 de noviembre de 1981

CARLOS E. GORDILLO

Fac. de Cienc. Exactas, Fis. y Nat.  
Univ. Nacional de Córdoba,

Vélez Sárfield 299  
5000 Córdoba

ENRIQUE LINARES

INGEIS

Fac. de Ciencias Exactas y Naturales,  
Ciudad Universitaria, Pabellón 2,  
1428 Buenos Aires.